

Antônio Armando de Lima Sampaio Duarte

**INFLUÊNCIA DA HIDRODINÂMICA EM SISTEMAS
ESTUARINOS SUJEITOS A EUTROFIZAÇÃO**

MAIO 2005

António Armando de Lima Sampaio Duarte

**INFLUÊNCIA DA HIDRODINÂMICA EM SISTEMAS
ESTUARINOS SUJEITOS A EUTROFIZAÇÃO**



UNIVERSIDADE DO MINHO, Maio de 2005

Aos meus Pais

À Dosi

Ao Guilherme ...

*... A tranquilidade do teu sono
e a simpatia do teu sorriso
iluminaram este caminho ...*

AGRADECIMENTOS

Para a realização deste trabalho foram determinantes as contribuições de várias pessoas e instituições a quem expresso o meu profundo reconhecimento.

Ao Doutor José Manuel Pereira Vieira, Professor Catedrático da Universidade do Minho, que com os seus conselhos orientou os primeiros passos da minha carreira académica e me motivou para a modelação matemática da qualidade da água e de quem, como orientador científico, recebi um incentivo, um acompanhamento e um apoio inextinguível, que foram determinantes para a realização desta tese. A amizade não se agradece, retribui-se e eu sinto orgulho em a merecer.

Ao Doutor Fernando Seabra Santos, Professor Catedrático da Universidade de Coimbra, pelo seu precioso contributo científico, essencial para a fundamentação e boa conclusão deste trabalho.

Aos Doutores Miguel Ângelo Pardal e João Magalhães Neto, Professores da Universidade de Coimbra, pelos seus contributos para a formulação do caso de estudo apresentado nesta tese, pela informação disponibilizada e, acima de tudo, pela sua simpatia e afabilidade.

Ao Doutor José Luis Pinho pela sua imensa disponibilidade, paciência e apoio nos momentos mais difíceis num caminhar que chegou a ser comum.

Aos Doutor Rui Ramos e Eng.^o Paulo Ramísio pela sua amizade e permanente incentivo.

À Universidade do Minho e ao Departamento de Engenharia Civil agradeço o apoio material e a dispensa de serviço docente que me permitiram a realização desta tese.

Ao IGEO pela disponibilização pronta e gratuita dos valiosos elementos cartográficos relativos à área de estudo.

A todos os amigos e colegas de trabalho do Departamento de Engenharia Civil da Universidade do Minho pelo estímulo demonstrado todos estes anos.

A todos os meus familiares e amigos que sempre acreditaram que este dia iria chegar ...

Um obrigado especial e um beijo eterno à Adosinda e ao Guilherme pelo carinho e compreensão das muitas ausências e silêncios, pelo seu apoio incondicional ao longo do desenvolvimento deste trabalho e sobretudo pelo seu amor ...

RESUMO

Os estuários são sistemas hídricos que desde sempre favoreceram o desenvolvimento de aglomerados urbanos importantes, por propiciarem actividades com grande impacto sócio-económico, nomeadamente a portuária, a piscatória e as de lazer. As águas estuarinas, resultantes da confluência de águas fluviais e marinhas, com regimes hidrodinâmicos peculiares, revelam-se favoráveis à retenção de nutrientes tornando-se muito vulneráveis a factores de *stress* ambiental, que podem por em causa o equilíbrio destes ecossistemas aquáticos. Os processos de eutrofização podem originar florescências algais, alterando a biodiversidade e a estrutura trófica dos sistemas hídricos, provocando a depleção do oxigénio dissolvido até níveis que podem comprometer a utilização dessas águas para os seus diferentes usos.

Tendo-se constatado, através da análise dos dados recolhidos na última década no estuário do rio Mondego, que as condições hidrodinâmicas influenciam decisivamente a ocorrência de episódios de proliferação intensa de macroalgas infestantes nesse sistema, procedeu-se neste trabalho ao desenvolvimento de uma metodologia hidroinformática para o estudo integrado das interacções entre o comportamento hidrodinâmico dos sistemas estuarinos e as alterações da sua qualidade ecológica, com especial interesse na mitigação dos processos de eutrofização.

Após a caracterização dos processos físicos, químicos e biológicos dos ambientes estuarinos e a abordagem das capacidades dos modelos matemáticos de qualidade da água, procedeu-se a uma caracterização da área de estudo, o estuário do rio Mondego, com especial relevo para a análise dos resultados das campanhas de monitorização efectuadas para avaliar o estado trófico do seu braço sul, sujeito, nas últimas décadas a um processo de eutrofização.

O ambiente hidroinformático desenvolvido (modelo MONDEST), integra vários módulos (hidrodinâmico, transporte e tempo de residência) e apresenta uma metodologia inovadora de abordagem do cálculo do tempo de residência em sistemas estuarinos, quer em termos conceptuais, quer na definição da sua variabilidade espacial, rompendo, assim, com a habitual adopção de um valor único desta grandeza para tipificar um determinado estuário.

Procedeu-se neste trabalho à caracterização do comportamento hidrodinâmico do todo o sistema estuarino, de modo a avaliar as distribuições espaciais e temporais de duas grandezas – salinidade e tempo de residência – com influência directa na produção primária e, conseqüentemente, na vulnerabilidade do estuário do rio Mondego à eutrofização, dando um contributo para a selecção criteriosa das medidas e das práticas de gestão mais adequadas à salvaguarda do bom estado ecológico deste importante ecossistema, bem como ao desenvolvimento ambientalmente sustentável das actividades sócio-económicas predominantes no Baixo Mondego.

PALAVRAS-CHAVE: gestão de sistemas estuarinos; modelação matemática; tempo de residência; eutrofização; estuário do Rio Mondego.

ABSTRACT

The south arm of Mondego estuary, located in the central western Atlantic coast of Portugal, is stressing by an eutrophication process due to massive nutrient loading from urbanised areas and diffusive runoff from intensively agricultural areas.

As a consequence of nutrient enrichment, a structural change of the ecosystem has been taking place and so the opportunistic macroalgae growth was strongly stimulated allowing the occurrence of macroalgae blooms and the extinction of seagrass in more shallow areas.

This situation may result in anoxic system collapse, with the development of hydrogen-sulphide conditions, lethal to rooted macrophytes such as *Zostera spp.* It becomes crucial to obtain information on the mechanisms that regulate the abundance of opportunistic macroalgae and its spatial and temporal distribution. Depending on the tidal amplitude, depth, current velocity, wind and wave-induced vertical turbulence, plants growing in shallow areas are suspended in the water column and transported out of the system.

In the last decade a major effort has been done in integrating hydrodynamic and water quality models for estuarine environments. The analysis of available field data, obtained in this system from water column and benthos over the last twenty years, allows concluding that the occurrence of green macroalgal blooms is strongly dependent on the hydrodynamic conditions, residence time and salinity gradients.

So, a hydroinformatic tool (MONDEST model) was developed and hydrodynamic modelling of Mondego estuary had been implemented in order to estimate and evidence the influence of residence time, current velocity and salinity spatial distribution on eutrophication process of Mondego estuary at different simulated scenarios and discharges characteristics.

The results obtained for the spatial distribution of residence time and salinity confirm real eutrophication gradients of Mondego estuary south arm.

This model (hydrodynamic, water quality and residence time calculation) constitutes a very powerful method for enhancing systems eutrophication vulnerability assessment in order to establish the best water quality management practices for the environmental sustainability of this important aquatic ecosystem.

KEYWORDS: estuarine environment management; mathematical modelling; residence times; eutrophication; Mondego estuary.

ÍNDICE DO TEXTO

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO	3
-------------------------	----------

CAPÍTULO 2

ÁGUAS ESTUARINAS: UM ECOSISTEMA SENSÍVEL.....	11
--	-----------

2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	11
-------------------------------	----

2.1.1 DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIO.....	15
----------------------------------	----

2.1.2 CRITÉRIOS DE DELIMITAÇÃO.....	18
-------------------------------------	----

2.1.3 CLASSIFICAÇÃO DOS ESTUÁRIOS	21
---	----

2.2 DESAFIOS À GESTÃO SUSTENTÁVEL DAS ÁGUAS ESTUARINAS.....	35
---	----

2.2.1 GESTÃO DA ÁGUA.....	35
---------------------------	----

2.2.2 GESTÃO DA QUALIDADE DAS ÁGUAS ESTUARINAS.....	38
---	----

2.2.3 DEFINIÇÃO DE ÁREAS SENSÍVEIS E DE ZONAS VULNERÁVEIS.....	41
--	----

2.3 PROCESSOS FÍSICOS NOS ESTUÁRIOS.....	43
--	----

2.3.1 ACÇÕES MOTRIZES	44
-----------------------------	----

2.3.1.1 Maré.....	44
-------------------	----

2.3.1.2 escoamento fluvial	52
----------------------------------	----

2.3.1.3 Vento	53
---------------------	----

2.3.1.4 Efeito de Coriolis.....	55
---------------------------------	----

2.3.1.5 Processos sedimentológicos.....	56
---	----

2.3.2 HIDRODINÂMICA ESTUARINA	59
2.3.2.1 Equações de movimento	59
2.3.2.2 Equações de transporte.....	64
2.3.2.3 Circulação em estuários e lagoas costeiras	67
2.3.3 DISPERSÃO LONGITUDINAL	73
2.3.3.1 Utilização de expressões empíricas	76
2.3.3.2 Utilização da salinidade como traçador	76
2.3.3.3 Utilização dum corante como traçador	77
2.3.3.4 Utilização dos princípios da hidrodinâmica	78
2.3.4 TEMPO DE RESIDÊNCIA	80
2.3.4.1 Definições	80
2.3.4.2 Factores com influência no tempo de residência	83
2.3.4.3 Métodos de cálculo	84
2.3.4.4 Importância na gestão de processos de eutrofização	88
2.4 PROCESSOS QUÍMICOS EM ESTUÁRIOS.....	90
2.4.1 RETENÇÃO DE METAIS PESADOS E MICROPOLUENTES.....	91
2.4.2 DEGRADAÇÃO E VOLATILIZAÇÃO DE COMPOSTOS ORGÂNICOS	93
2.4.3 OXIGÉNIO DISSOLVIDO	96
2.5 PROCESSOS DE EUTROFIZAÇÃO EM ESTUÁRIOS.....	98
2.5.1 DEFINIÇÃO.....	98
2.5.2 CAUSAS	100
2.5.3 EFEITOS E CONSEQUÊNCIAS.....	101

2.5.4 COMPOSIÇÃO DA BIOMASSA ALGAL	102
2.5.5 INDICADORES DO ESTADO TRÓFICO	104
2.5.6 FACTORES LIMITANTES DO CRESCIMENTO ALGAL	106
2.5.6.1 Limitação pelos nutrientes.....	107
2.5.6.2 Limitação pela luz, temperatura e salinidade	114
2.5.6.3 Limitação pelas condições hidrodinâmicas	118
2.5.7 FLORESCÊNCIAS ALGAIS	118
2.5.7.1 Florescências fitoplactónicas	120
2.5.7.2 Florescências macroalgais.....	125
2.5.8 VULNERABILIDADE À EUTROFIZAÇÃO DAS ÁGUAS ESTUARINAS	129

CAPÍTULO 3

MODELOS DE QUALIDADE DA ÁGUA EM ESTUÁRIOS.....	133
3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	133
3.2 MODELAÇÃO NUMÉRICA.....	135
3.2.1 ASPECTOS GERAIS DA CONSTRUÇÃO DE MODELOS.....	135
3.2.2 CLASSIFICAÇÃO DOS MODELOS	140
3.2.2.1 Modelos hidrodinâmicos.....	140
3.2.2.2 Modelos hidrológicos.....	144
3.2.2.3 Modelos de qualidade da água	146
3.2.2.4 Modelos ecológicos	147
3.2.3 FERRAMENTAS DE PRÉ E PÓS-PROCESSAMENTO.....	150
3.2.4 GERAÇÃO DE MALHAS	152

3.3 MODELOS HIDRODINÂMICOS	157
3.3.1 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DOS MODELOS 2DH.....	157
3.3.2 PROPAGAÇÃO DA MARÉ	161
3.3.3 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA RMA2	163
3.3.4 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA DUFLOW	167
3.3.5 CALIBRAÇÃO DO MODELO.....	170
3.4 MODELOS DE QUALIDADE DA ÁGUA.....	173
3.4.1 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA.....	173
3.4.2 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA RMA4	175
3.4.3 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA TEMPRESID	178
3.4.4 NOVAS METODOLOGIAS DE MODELAÇÃO	179
3.5 MODELOS DE EUTROFIZAÇÃO.....	181
3.5.1 MODELAÇÃO DE RELAÇÕES TRÓFICAS AQUÁTICAS	182
3.5.2 DESCRIÇÃO DE PROGRAMAS DE CÁLCULO.....	191

CAPÍTULO 4

CARACTERIZAÇÃO DO ESTUÁRIO DO RIO MONDEGO	197
4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	197
4.2 A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MONDEGO	199
4.2.1 CARACTERIZAÇÃO BIOFÍSICA.....	200
4.2.2 BALANÇO HÍDRICO.....	208
4.2.3 QUALIDADE DA ÁGUA	210
4.2.4 CARACTERÍSTICAS DISPERSIVAS	212

4.3 O ESTUÁRIO DO RIO MONDEGO	219
4.3.1 DESCRIÇÃO GERAL	219
4.3.2 BATIMETRIA	222
4.3.3 HIDRODINÂMICA.....	223
4.3.4 REGIME DE MARÉS.....	230
4.3.5 COMPOSIÇÃO DOS SEDIMENTOS	233
4.3.6 QUALIDADE DA ÁGUA NO BRAÇO SUL DO ESTUÁRIO	234
4.3.6.1 Objectivos e âmbito das campanhas de monitorização.....	235
4.3.6.2 Análise dos resultados das campanhas de monitorização	236
CAPÍTULO 5	
MODELAÇÃO MATEMÁTICA DO ESTUÁRIO DO RIO MONDEGO	251
5.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	251
5.2 MODELO UNIDIMENSIONAL DO BRAÇO SUL.....	255
5.2.1 CONCEPTUALIZAÇÃO DO MODELO.....	255
5.2.2 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO	258
5.2.3 BALANÇO ANUAL DE NUTRIENTES NO BRAÇO SUL	264
5.3 MODELO BIDIMENSIONAL DO ESTUÁRIO DO MONDEGO	275
5.3.1 CARACTERÍSTICAS DO MODELO MONDEST	276
5.3.2 DISCRETIZAÇÃO ESPACIAL DO DOMÍNIO.....	280
5.3.3 CONDIÇÕES DE FRONTEIRA	282
5.3.4 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE AOS PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO	283
5.3.5 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MÓDULO HIDRODINÂMICO	291

5.3.6 MODELAÇÃO DA HIDRODINÂMICA DO ESTUÁRIO.....	297
5.3.6.1 Efeito da acção da maré nas correntes estuarinas	298
5.3.6.2 Efeito do caudal fluvial nas correntes estuarinas	304
5.3.6.3 Prismas e caudais de maré	311

CAPÍTULO 6

INFLUÊNCIA DA HIDRODINÂMICA NO PROCESO DE EUTROFIZAÇÃO..... 317

6.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS	317
6.2 MODELAÇÃO DA SALINIDADE.....	321
6.2.1 MÓDULO DE TRANSPORTE DO MODELO MONDEST	322
6.2.2 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MÓDULO DE TRANSPORTE.....	324
6.2.3 DEFINIÇÃO DE CENÁRIOS.....	328
6.2.4 DISTRIBUIÇÃO DA SALINIDADE NO ESTUÁRIO	329
6.2.4.1 Efeito do regime de maré.....	331
6.2.4.2 Efeito do caudal do rio Mondego	333
6.2.4.3 Efeito do caudal do rio Pranto.....	336
6.2.5 PROPAGAÇÃO DA FRENTE SALINA	342
6.2.5.1 Efeito do regime de maré.....	342
6.2.5.2 Efeito do caudal do rio Mondego	345
6.3 VARIABILIDADE ESPÁCIO-TEMPORAL DO TEMPO DE RESIDÊNCIA	347
6.3.1 DEFINIÇÃO DE CENÁRIOS.....	350
6.3.2 DETERMINAÇÃO DO TEMPO DE RESIDÊNCIA.....	353
6.3.3 EFEITO DO REGIME DE MARÉ	356

6.3.4 EFEITO DOS CAUDAIS FLUVIAIS	358
6.3.5 EFEITO DA INTENSIDADE DA DESCARGA	361
6.3.6 EFEITOS DO TIPO DE DESCARGA E DA NATUREZA DA SUBSTÂNCIA	364
6.3.7 EFEITO DO LOCAL DE DESCARGA DO CAUDAL DO RIO PRANTO	366
CAPÍTULO 7	
CONCLUSÕES E DESENVOLVIMENTOS FUTUROS	371
7.1 INTRODUÇÃO	371
7.2 CONCLUSÕES	373
7.2.1 RESULTADOS DAS CAMPANHAS DE AMOSTRAGEM	373
7.2.2 ESTRATÉGIA DE MODELAÇÃO	375
7.2.3 COMPORTAMENTO HIDRODINÂMICO DO ESTUÁRIO	375
7.2.4 DISTRIBUIÇÃO DA SALINIDADE NO ESTUÁRIO	379
7.2.5 VARIABILIDADE DO TEMPO DE RESIDÊNCIA	381
7.3 DESENVOLVIMENTOS FUTUROS	383
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	387
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 – Propagação de um <i>tsunami</i>	11
Figura 2.2 – Efeito de um tsunami numa região.....	12
Figura 2.3 – Composição de um sistema fluvial.....	15
Figura 2.4 – Massas de água no exterior de um estuário.....	20
Figura 2.5 – Perfis de salinidade em diferentes tipos de estuários.....	25
Figura 2.6 – Classificação dos estuários aplicando o diagrama de Hansen e Rattray.....	27
Figura 2.7 – Morfologia dum estuário gerada pelas ondas.....	29
Figura 2.8 – Gestão de recursos hídricos (modelo simplificado).....	35
Figura 2.9 – Ciclo associado à utilização da água pelo homem.....	36
Figura 2.10 – Superfície livre induzida pelas componentes tangenciais das forças actuantes e onda de maré semidiurna devida ao efeito conjunto com a rotação da terra.....	45
Figura 2.11 – Superfície livre induzida pelo efeito de declinação, ondas de maré diurna e mista.....	46
Figura 2.12 – Transporte de massa: difusão e advecção.....	65
Figura 2.13 – Evolução do caudal num estuário durante um ciclo de maré.....	70
Figura 2.14 – Escoamento bidimensional (2-DV) em estuários.....	71
Figura 2.15 – Fracção da carga de azoto exportado e desnitrificado vs. tempo de retenção.....	89
Figura 2.16 – Composição química da biomassa algal.....	103
Figura 2.17 – Cinética de michaelis-menten e constantes de semi-saturação dos nutrientes.....	108

Figura 2.18 – Processos que determinam o nutriente mais limitante da produção primária em ecossistemas aquáticos	109
Figura 2.19 – Ciclo do carbono em águas naturais	111
Figura 2.20 – Ciclo do azoto nos ecossistemas aquáticos.....	113
Figura 2.21 – Ciclo do fósforo em águas naturais	114
Figura 2.22 – Influência da luz no crescimento algal.....	115
Figura 2.23 – Influência da temperatura no crescimento algal.....	116
Figura 2.24 – Florescência de <i>microcystis aeruginosa</i> no estuário do rio Minho.....	122
Figura 2.25 – Macroalgas verdes (<i>ulva sp.</i>).....	125
Figura 3.1 – Esquema geral da construção dum modelo matemático	133
Figura 3.2 – Dimensão espacial dos modelos	140
Figura 3.3 – Interconectividade entre as várias categorias de modelos	148
Figura 3.4 – Processo de geração duma malha de elementos finitos.....	153
Figura 3.5 – Atura de água numa secção duma zona estuarina	155
Figura 3.6 – Síntese harmónica da maré na Figueira da Foz (Setembro, 2002).....	161
Figura 3.7 – Efeito dos parâmetros de calibração na elevação da superfície livre	169
Figura 3.8 – Modelação das relações tróficas do plâncton em ecossistemas aquáticos....	179
Figura 3.9 – Fluxograma da estrutura dum modelo de eutrofização em sistemas estuarinos	187
Figura 4.1 – Bacia hidrográfica do rio Mondego: cartografia.....	199
Figura 4.2 – Bacia hidrográfica do rio Mondego: topografia e hidrografia.....	200
Figura 4.3 – Rio Arunca: estrutura de controlo de descargas no rio Mondego.....	201

Figura 4.4 – Regularização fluvial do baixo Mondego: leito central e canais de rega	202
Figura 4.5 – Açude de Formoselha: limite, a montante, da influência da maré	203
Figura 4.6 – Hidrogeologia da região do baixo Mondego.....	204
Figura 4.7 – Bacia hidrográfica do rio Mondego: precipitação média anual	205
Figura 4.8 – Distribuição mensal da precipitação na bacia (ano hidrológico médio)	206
Figura 4.9 – Unidades hidrológicas homogéneas do PBHM do rio Mondego.....	207
Figura 4.10 – Distribuição mensal das afluências médias ao estuário do rio Mondego	209
Figura 4.11 – Carga poluente total potencialmente gerada na bacia do rio Mondego.....	210
Figura 4.12 – Evolução da dispersão da nuvem de rodamina (local de injeção).....	214
Figura 4.13 – Perfil longitudinal do trecho fluvial Caldas da Felgueira – Aguieira	214
Figura 4.14 – Resultados experimentais da dispersão longitudinal da <i>rodamina</i>	215
Figura 4.15 – Calibração do modelo de transporte de massa.....	216
Figura 4.16 – Validação do modelo de transporte de massa	216
Figura 4.17 – Variação longitudinal das concentrações máximas de corante	217
Figura 4.18 – Vista aérea dos braços do estuário do rio Mondego.....	219
Figura 4.19 – Assoreamento no trecho montante do braço sul do estuário do Mondego ..	220
Figura 4.20 – Localização das estações de amostragem no braço sul do estuário	221
Figura 4.21 – Braço sul do estuário do Mondego: batimetria na foz do rio Pranto	222
Figura 4.22 – Batimetria digitalizada do braço sul do estuário do Mondego.....	223
Figura 4.23 – Caudais médios mensais descarregados na ponte-açude de Coimbra	225
Figura 4.24 – Curva de caudais classificados do rio Mondego afluentes à zona estuarina.....	225
Figura 4.25 – Caudais do rio Pranto descarregados no braço sul do estuário (1993-94) ..	226
Figura 4.26 – Elevação da superfície livre no braço sul do estuário (2000-01)	227

Figura 4.27 – Velocidades (módulo) na lota para diferentes regimes de maré.....	228
Figura 4.28 – Velocidades (módulo) na foz do rio Pranto em condições extremas	228
Figura 4.29 – Ponte de Formoselha: elevação da superfície livre por efeito da maré.....	231
Figura 4.30 – Salinidade média no braço sul (2000-01).....	232
Figura 4.31 – Carta de sedimentos do estuário do rio Mondego	233
Figura 4.32 – Temperaturas médias em duas estações do braço sul (2000-01).....	236
Figura 4.33 – Valores médios do od em duas estações do braço sul (2000-01).....	237
Figura 4.34 – Matéria orgânica nos sedimentos dos sapais do braço sul (1993-94).....	238
Figura 4.35 – Azoto Inorgânico nos sapais do braço sul (1993-94).....	240
Figura 4.36 – Fracção de compostos azotados no braço sul (1993-94).....	240
Figura 4.37 – Compostos azotados dissolvidos na estação da lota (2000-01).....	242
Figura 4.38 – Fósforo inorgânico dissolvido nos sapais do braço sul (1993-94).....	243
Figura 4.39 – Fósforo inorgânico dissolvido e razão n:p na estação da lota (2000-01)	244
Figura 4.40 – Sílica na coluna de água do trecho jusante do braço sul (93-43 e 00-01)....	245
Figura 4.41 – Clorofila-a no trecho jusante do braço sul (1993-94 e 2000-01).....	246
Figura 4.42 – Variação da clorofila-a nas estações do braço sul (2000-01).....	247
Figura 4.43 – Biomassa de macroalgas verdes nas áreas eutrofizadas do braço sul.....	249
Figura 5.1 – Segmentação do braço sul do estuário do rio Mondego.....	255
Figura 5.2 – Planta e perfil longitudinal adoptados no modelo unidimensional do braço sul	256
Figura 5.3 – Geometria das secções transversais do braço sul do estuário do Mondego .	257
Figura 5.4 – Comparação entre a velocidade observada na ponte da gala, em três níveis, e a velocidade média calculada no modelo	261

Figura 5.5 – Evolução mensal da descarga de nutrientes do rio Pranto no braço sul.....	265
Figura 5.6 – Balanço anual de nutrientes no braço sul do estuário (1993-94).....	266
Figura 5.7 – Fraccionamento do azoto inorgânico dissolvido no braço sul (2000)	268
Figura 5.8 – Massa de azoto em suspensão, na secção da lota, num ciclo de maré.....	268
Figura 5.9 – Balanço de nutrientes durante um ciclo de maré na estação da lota	269
Figura 5.10 – Balanço anual de nutrientes (azoto e fósforo) no braço sul (2000)	270
Figura 5.11 – Efeito da duração das descargas do rio Pranto nos trechos do braço sul....	272
Figura 5.12 – Área abrangida pelo modelo MONDEST	277
Figura 5.13 – Contorno da zona estuarina e localização das secções de controlo	278
Figura 5.14 – Batimetria da zona estuarina do rio Mondego.....	279
Figura 5.15 – Malha de elementos finitos do domínio modelado	281
Figura 5.16 – Malha de elementos finitos do braço sul	281
Figura 5.17 – Análise sensibilidade ao coeficiente de rugosidade de manning na zona estuarina: médias e valores máximos das diferenças entre cenários extremos.....	284
Figura 5.18 – Análise sensibilidade ao coeficiente de viscosidade turbulenta, na zona estuarina: médias e valores máximos das diferenças entre cenários extremos.....	285
Figura 5.19 – Sensibilidade do nível da superfície livre e do módulo da velocidade médio ao coeficiente de rugosidade de Manning, na foz do Pranto	286
Figura 5.20 – Sensibilidade do nível da superfície livre e do módulo da velocidade média ao coeficiente de viscosidade turbulenta (horizontal), na foz do Pranto.....	287
Figura 5.21 – Variação espacial da sensibilidade do nível da superfície livre ao valor do coeficiente de rugosidade de Manning	288
Figura 5.22 – Variação espacial da sensibilidade do módulo da velocidade média ao valor do coeficiente de rugosidade de Manning.....	289

Figura 5.23 – Variação espacial da sensibilidade do nível da superfície livre ao valor do coeficiente de viscosidade turbulenta	290
figura 5.24 – Variação espacial do módulo da velocidade média ao valor do coeficiente de viscosidade turbulenta	290
Figura 5.25 – Calibração do modelo MONDEST relativa ao nível da superfície livre	293
Figura 5.26 – Calibração do modelo MONDEST relativa ao módulo da velocidade média	294
Figura 5.27 – Calibração na fronteira montante do estuário (ponte de Formoselha).....	295
Figura 5.28 – Validação do modelo MONDEST relativa ao nível da superfície livre	296
Figura 5.29 – Influência do caudal do rio Pranto na velocidade das correntes do braço sul	297
Figura 5.30 – Campo de velocidades máximas durante a enchente (maré viva e quebrada)	299
Figura 5.31 – Campo de velocidades máximas durante a vazante (maré viva e quebrada)	300
Figura 5.32 – Efeito do regime de maré na variação do NSL na zona estuarina.....	301
Figura 5.33 – Efeito do regime de maré na variação do MVM no braço norte (n4)	302
Figura 5.34 – Efeito no NSL da propagação duma maré viva ao longo do estuário.....	303
Figura 5.35 – Efeito no MVM da propagação duma maré viva ao longo do estuário	304
Figura 5.36 – Campo de velocidades máximas durante a vazante (cenários H1, H9 e H5)	305
Figura 5.37 – Variação do mvm ao longo do braço sul do estuário (cenário H9)	306
Figura 5.38 – Variação da intensidade máxima das correntes nos dois braços do estuário para o caudal de dimensionamento do leito menor do canal central (cenário H11).....	307
Figura 5.39 – Variação da intensidade máxima das correntes nos dois braços do estuário em situação de cheia (cenários H15 E H16).....	307
Figura 5.40 – Linhas de corrente na confluência dos braços (cenário de cheia H14)	308

Figura 5.41 – Variação transversal do mvm na secção montante da ponte da gala	309
Figura 5.42 – Variação do prisma de maré na vazante em função do regime de maré	311
Figura 5.43 – Variação do prisma de maré (na vazante) em função do caudal do rio Mondego	312
Figura 5.44 – Variação espacial do prisma de maré média no estuário do Mondego	313
Figura 6.1 – Tempo de simulação necessário para se obter condições de equilíbrio dinâmico	323
Figura 6.2 – Calibração do módulo de transporte do modelo MONDEST	325
Figura 6.3 – Validação do módulo de transporte do modelo MONDEST	327
Figura 6.4 – Variação da distribuição da salinidade num ciclo de maré média e em condições de estiagem (cenário SL1)	330
Figura 6.5 – Efeito do regime de maré (viva e quebrada) nos valores máximos e mínimos da salinidade ao longo do estuário (braço norte e braço sul)	331
Figura 6.6 – Efeito da variação do caudal do rio Mondego na distribuição da salinidade máxima	334
Figura 6.7 – Efeito da variação do caudal do rio Mondego na distribuição da salinidade mínima	335
Figura 6.8 – Efeito da variação do caudal do rio Mondego na salinidade na estação N2 ..	336
Figura 6.9 – Distribuição da salinidade para uma descarga do rio Pranto de $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	337
Figura 6.10 – Efeito da variação do caudal do rio Pranto na redução da salinidade máxima	338
Figura 6.11 – Efeito do caudal de cheia do rio Pranto na redução da salinidade mínima ..	339
Figura 6.12 – Efeito do caudal do rio Pranto na evolução da salinidade na ponte da Gala	340
Figura 6.13 – Delimitação de zonas com salinidade favorável ao crescimento macroalgal	341

Figura 6.14 – Efeito do regime de maré (viva e quebrada) na propagação da frente salina.....	343
Figura 6.15 – Efeito do regime de maré (viva e quebrada) no recuo da frente salina (baixa-mar)	344
Figura 6.16 – Evolução da concentração dum constituinte conservativo (descarga instantânea).....	353
Figura 6.17 – Variação espacial do tempo de residência nas condições do cenário TR1..	354
Figura 6.18 – Variação espacial do tempo de residência em regimes de maré extremos .	357
Figura 6.19 – Efeito do caudal do rio Mondego no tempo de residência dos dois braços do estuário (maré média; descarga instantânea; substância conservativa)	358
Figura 6.20 – Efeito do caudal do rio Pranto no tempo de residência no estuário.....	360
Figura 6.21 – Efeito da variação da intensidade dum descarga instantânea.....	362
Figura 6.22 – Agravamento do TR no estuário devido ao tipo descarga de substâncias conservativas e não conservativas.....	364
Figura 6.23 – Distribuição espacial do TR resultante da de carga contínua dum substância não conservativa, em condições de estiagem (cenário TR11).....	365
Figura 6.24 – Distribuição espacial do TR resultante da de carga contínua dum substância não conservativa, para o caudal médio diário anual do rio Mondego (cenário TR11).....	366
Figura 6.25 – Efeito da descarga (contínua) do Pranto através das comportas do Alvo	367
Figura 6.26 – Efeito da descarga (contínua) do Pranto através das comportas da Quinta do Canal.....	368
Figura 6.27 – Efeito da variação do local de descarga (contínua) do rio Pranto na evolução das concentrações ao longo dos dois braços do estuário.....	369

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 2.1 – DIFERENÇAS RELEVANTES ENTRE RIOS E ESTUÁRIOS	16
TABELA 2.2 – CLASSIFICAÇÃO DE PRITCHARD	23
TABELA 2.3 – CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS QUANTO À ESTRATIFICAÇÃO SALINA	25
TABELA 2.4 – CLASSIFICAÇÃO EM FUNÇÃO DA CIRCULAÇÃO ESTUARINA	27
TABELA 2.5 – CLASSIFICAÇÃO DE NICHOLS E BIGGS	27
TABELA 2.6 – CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS QUANTO À SUA MORFOLOGIA	29
TABELA 2.7 – PROCESSOS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS	45
TABELA 2.8 – SOLUÇÕES ANALÍTICAS DA EQUAÇÃO DE TRANSPORTE DE SUBSTÂNCIAS	57
TABELA 2.9 – MECANISMOS DE TRANSPORTE PREDOMINANTES EM ESTUÁRIOS BEM MISTURADOS	59
TABELA 2.10 – TIPOS DE TOXINAS PRODUZIDAS PELOS PRINCIPAIS GÊNEROS DE CIANOBACTÉRIAS	88
TABELA 2.11 – PROGRAMA DE VIGILÂNCIA DA QUALIDADE DA ÁGUA PARA AS CIANOBACTÉRIAS	90
TABELA 2.1 – DIFERENÇAS RELEVANTES ENTRE RIOS E ESTUÁRIOS	16
TABELA 2.2 – CLASSIFICAÇÃO DE PRITCHARD	23
TABELA 2.3 – TIPOS E CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS ESTUÁRIOS EM PLANÍCIES COSTEIRAS	24
TABELA 2.4 – CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS QUANTO ÀS CONDIÇÕES DE MISTURA	26
TABELA 2.5 – CLASSIFICAÇÃO EM FUNÇÃO DA CIRCULAÇÃO ESTUARINA	28
TABELA 2.6 – CLASSIFICAÇÃO DE NICHOLS E BIGGS	28
TABELA 2.7 – CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS QUANTO À SUA MORFOLOGIA	30
TABELA 2.8 – PROCESSOS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS	56

TABELA 2.9 – SOLUÇÕES ANALÍTICAS DA EQUAÇÃO DE TRANSPORTE DE SUBSTÂNCIAS	68
TABELA 2.10 – MECANISMOS DE TRANSPORTE PREDOMINANTES EM ESTUÁRIOS BEM MISTURADOS	75
TABELA 2.11 – TIPOS DE TOXINAS PRODUZIDAS PELOS PRINCIPAIS GÉNEROS DE CIANOBACTÉRIAS	123
TABELA 2.12 – PROGRAMA DE VIGILÂNCIA DA QUALIDADE DA ÁGUA PARA AS CIANOBACTÉRIAS	124
TABELA 2.13 – CARACTERÍSTICAS DAS MACROALGAS E SUCESSÃO DAS SUAS ESPÉCIES	126
TABELA 3.1 – MODELOS HIDRODINÂMICOS (SISTEMAS ESTUARINOS E COSTEIROS).....	144
TABELA 3.2 – MODELOS DE QUALIDADE DA ÁGUA E ECOLÓGICOS (SISTEMAS ESTUARINOS E COSTEIROS).....	149
TABELA 3.3 – VARIÁVEIS DE ESTADO EM MODELOS DE DINÂMICA DO PLÂNCTON.....	182
TABELA 4.1 – SÍNTESE DA INFORMAÇÃO REFERENTE ÀS INJECCÕES DE RODAMINA WT ...	213
TABELA 4.2 – SÍNTESE RESULTADOS. COEFICIENTES DE DISPERSÃO.....	217
TABELA 4.3 – CAUDAIS DO RIO MONDEGO (ESTIMADOS) NA ESTAÇÃO HIDROLÓGICA DE COIMBRA.....	224
TABELA 4.4 – CAUDAIS DOS AFLUENTES DO RIO MONDEGO NO TRECHO A JUSANTE DE COIMBRA.....	226
TABELA 4.5 – DADOS MÉDIOS DA MARÉ NO PORTO DA FIGUEIRA DA FOZ	230
TABELA 5.1 – VELOCIDADES MÉDIAS CALCULADAS A MONTANTE DA SECÇÃO DA PONTE DA GALA	259
TABELA 5.2 – ÁREAS DAS SECÇÕES TRANSVERSAIS E VOLUMES DE ÁGUA NO SISTEMA MODELADO	262
TABELA 5.3 – CARACTERÍSTICAS DA MARÉ E DO ESCOAMENTO NA PONTE DA GALA.....	263
TABELA 5.4 – IDENTIFICAÇÃO E DISTÂNCIA ENTRE AS SECÇÕES DE CONTROLO NO ESTUÁRIO DO MONDEGO	279

TABELA 5.5 – CENÁRIOS PARA A ANÁLISE DE SENSIBILIDADE AOS PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO.....	283
TABELA 5.6 – CENÁRIOS PARA A ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS HIDRODINÂMICAS DO ESTUÁRIO	298
TABELA 5.7 – PRISMAS E CAUDAIS MÉDIOS DE MARÉ NO ESTUÁRIO E NA PONTE DA GALA315	
TABELA 6.1 – CENÁRIOS PARA A ANÁLISE DA DISTRIBUIÇÃO DA SALINIDADE NO ESTUÁRIO	328
TABELA 6.2 – SÍNTESE DE RESULTADOS DO MODELO MONDEST RELATIVA AOS VALORES EXTREMOS DA SALINIDADE PARA DIFERENTES REGIMES DE MARÉ (CENÁRIOS SL6 E SL9).....	332
TABELA 6.3 – CENÁRIOS PARA A ANÁLISE DO TEMPO DERESIDÊNCIA NO ESTUÁRIO DO RIO MONDEGO	350
TABELA 6.4 – SÍNTESE DOS VALORES DO TEMPO DERESIDÊNCIA (D) OBTIDOS NOS CENÁRIOS SIMULADOS	355
TABELA 6.5 – SÍNTESE DOS VALORES DO TEMPO DE RESIDÊNCIA CORRESPONDENTES A DIFERENTES CAUDAIS DO MONDEGO	359
TABELA 6.6 – AGRAVAMENTO DO TEMPO DE RESIDÊNCIA COM O AUMENTO DA INTENSIDADE DA DESCARGA.....	363

CAPÍTULO 1 | INTRODUÇÃO

A pressão antropogénica na área territorial da bacia hidrográfica, alterando o uso do solo, lançando águas residuais domésticas e industriais ou modificando a rede fluvial, tem sido responsável pelo incremento de cargas de nutrientes (azoto e fósforo) nas águas superficiais, diminuindo a sua qualidade ambiental e incrementando a complexidade da gestão dos meios hídricos dessas regiões.

As águas estuarinas, resultantes da confluência de águas fluviais e marinhas, com regimes hidrodinâmicos peculiares, revelam-se favoráveis à retenção de nutrientes tornando-se muito vulneráveis a factores de *stress* ambiental, que podem por em causa o equilíbrio destes ecossistemas aquáticos.

O incremento progressivo das descargas tem consequências gravosas no estado ecológico das águas estuarinas, ao desencadear processos de eutrofização dessas massas hídricas, capazes de potenciar a ocorrência de florescências algais e/ou a alteração da estrutura das comunidades macrobentónicas (Pardal, 1998). Como consequência deste processo, surge nos ambientes estuarinos uma substituição progressiva de macroalgas autóctones por macroalgas oportunistas de menor longevidade.

Este processo provoca uma redução substancial das concentrações de oxigénio dissolvido, conduzindo a situações de anaerobiose, que, em situações extremas, levam à ocorrência de ambientes anóxicos, com produção de sulfídrico, e ao desenvolvimento cianobactérias, que, ao libertarem substâncias de elevada toxicidade, colocam em risco a biodiversidade do ecossistema e a

utilização desse meio hídrico como origem de abastecimento de água para consumo humano.

A tradicional fixação de populações em regiões estuarinas, cuja economia tem como pilares fundamentais as actividades relacionadas com o uso intensivo do meio hídrico como recurso, nomeadamente nas actividades dos sectores agrícola, portuário, balnear, aquícola, da salicultura e da pesca, depende, em grande parte, da conservação das condições naturais destes ecossistemas, da maximização dos benefícios e da mitigação dos impactos negativos gerados pela utilização, cada vez mais intensiva, desses meios hídricos.

A compatibilização dos diversos usos, porventura conflitantes, pode ser apoiada em novas tecnologias de suporte à decisão baseadas na integração de sistemas de informação e modelos matemáticos de simulação e optimização que constituem um recente domínio científico: a hidroinformática. Este domínio explora a interacção entre a modelação matemática e as tecnologias de informação e comunicação, no sentido de contribuir para o desenvolvimento sustentado das sociedades contemporâneas (Abbott, 1996). A utilização de sistemas de suporte à decisão (Vieira, 1999), beneficiando do formidável progresso verificado nas tecnologias de informação e comunicação, tem conduzido a alterações significativas nas metodologias utilizadas nos processos de planeamento, projecto e tomada de decisão, que se traduz numa abordagem integrada dos cenários cada vez mais exigentes que se colocam na gestão quotidiana dos ecossistemas estuarinos.

A radiação solar, a formação de correntes horizontais e verticais, a acção do vento e o regime de caudais fluviais afectam decisivamente quer a localização das comunidades algais quer a distribuição das fracções dissolvida e particulada dos nutrientes presentes no ecossistema aquático. Daí a necessidade de utilizar, como ferramenta, modelos hidrodinâmicos e de qualidade da água aplicáveis a zonas estuarinas de modo a simular, com a

precisão permitida pelos dados disponíveis, os processos físicos e biogeoquímicos determinantes do comportamento destes sistemas. Especial atenção deve ser dada à resolução dos referidos problemas nas escalas espaço-temporais características de cada um dos processos.

No desenvolvimento do presente trabalho analisaram-se modelos produzidos e/ou desenvolvidos por diferentes autores aplicáveis a zonas estuarinas com águas pouco profundas

Na comunidade científica portuguesa são diversos e cada vez mais frequentes os trabalhos relacionados com diferentes aspectos do desenvolvimento e aplicação de modelos matemáticos para o estudo de águas superficiais. Referem-se, pela sua relevância, no domínio da modelação hidrodinâmica os trabalhos de Seabra Santos (1985), Neves (1985), Silva (1995), Antunes do Carmo (1995), Fortunato (1996), Oliveira (1997), Pinho (2000) e Leitão (2002). Relativamente à modelação da qualidade da água destacam-se os trabalhos de Bordalo (1991), Baptista (1985), Vieira, (1986), Rodrigues (1987, 1992), Silva (1995), Portela (1996) e Neto (2004), entre outros.

No sentido de fazer um diagnóstico do estado trófico do estuário do rio Mondego, face aos sintomas biológicos relacionados com a alta produtividade do ecossistema no interior do seu braço sul, foram desenvolvidas várias campanhas de amostragem durante os últimos doze anos, que permitiram um conhecimento mais sustentado de alguns parâmetros bióticos e abióticos habitualmente associados à produção primária destes sistemas.

Por outro lado, estas campanhas tiveram também como objectivo obter, sempre que possível, dados hidrodinâmicos em simultâneo com os de qualidade da água de modo a permitir o estudo destas interacções, seguindo a actual tendência de não dissociar estas duas importantes componentes quando

se analisam e se pretende mitigar os efeitos, por vezes irreversíveis dos processos de eutrofização em águas lóxicas.

Tratando-se de um sistema com águas pouco profundas, a sua hidrodinâmica é fortemente influenciada pelo escoamento fluvial (rios Mondego e Pranto), pela batimetria e pela acção da maré, determinando condições de mistura e transporte que afectam decisivamente as interacções associadas aos principais processos biogeoquímicos.

A partir de 1985, o Grupo Disciplinar de Hidráulica da Universidade do Minho tem vindo a desenvolver, de forma sistemática, trabalhos de investigação especialmente dirigidos para a modelação da qualidade de águas superficiais (rios, estuários e zonas costeiras) (Salomão, 1985; Vieira, 1986; Haie, 1984; Duarte *et al.*, 1999 e 2000; Vieira *et al.*, 1998, 1999 e 2003; Pinho *et al.*, 1999; Pinho, 2000 e Ferreira da Silva, 2004).

A utilização dum ambiente hidroinformático que tem vindo a ser implementado neste Grupo (Vieira, 1986; Pinho, 2000), baseado num conjunto de ferramentas informáticas integradas, incluindo tecnologias de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), apresenta uma estrutura modular que permite, de forma eficaz, servir de base a sistemas de apoio à decisão para a gestão ambiental de zonas estuarinas e costeiras.

O presente trabalho insere-se nesta linha de investigação, visando promover uma metodologia para uma análise integrada entre o comportamento hidrodinâmico dos sistemas estuarinos e a sua repercussão nas alterações da qualidade ecológica desses ecossistemas, com especial interesse na modelação de processos de eutrofização.

OBJECTIVOS DO TRABALHO

O presente trabalho tem como objectivo geral desenvolver uma metodologia hidroinformática para o estudo integrado das interacções entre o comportamento hidrodinâmico dos sistemas estuarinos e as alterações da sua qualidade ecológica, com especial interesse na mitigação dos processos de eutrofização.

Como objectivos específicos referem-se:

- a avaliação da influência de grandezas hidrodinâmicas nos processos de eutrofização de águas estuarinas;
- a caracterização do comportamento hidrodinâmico do estuário do rio Mondego, através do desenvolvimento de um ambiente hidroinformático (*MONDEST*);
- a modelação da distribuição espacial e temporal da salinidade no estuário do rio Mondego;
- o aprofundamento do conceito de *tempo de residência* no estuário, associando-o à permanência de substâncias conservativas e não conservativas;
- o desenvolvimento de uma nova ferramenta de cálculo do tempo de residência (*TempResid*) e sua aplicação na avaliação do efeito de diferentes factores determinantes da sua variação espacial e temporal;
- a identificação das zonas do estuário do rio Mondego mais vulneráveis à ocorrência de processos de eutrofização;

- a avaliação de medidas de gestão alternativas para mitigação do impacto do local de descarga do rio Pranto nas condições de retenção de nutrientes no braço sul do estuário do rio Mondego;
- a avaliação do balanço de nutrientes no braço sul deste estuário, recorrendo à modelação matemática e à monitorização de variáveis hidrodinâmicas e de qualidade da água, neste sistema estuarino.

METODOLOGIA

Tendo-se constatado que as condições hidrodinâmicas, a precipitação e a estrutura salina dos estuários influenciam a ocorrência periódica de florescências de macroalgas infestantes, entendeu-se oportuno aprofundar o conceito de *tempo de residência* de substâncias (nutrientes) potencialmente limitantes do crescimento de biomassa, em sistemas estuarinos.

O tempo de residência vem sendo considerado um parâmetro – chave na avaliação da vulnerabilidade deste sistema à eutrofização, quando se assume a sua variabilidade espaço-temporal devida ao regime de caudais fluviais, às características da maré, às cinéticas associadas a substâncias não-conservativas e à especificidade de cada descarga (local, intensidade da carga poluente, duração e período do ciclo de maré em que ela ocorre).

Com esse objectivo, recorreu-se à modelação matemática do estuário do rio Mondego, simulando-se cenários (hidrodinâmicos e de qualidade da água) que poderão desempenhar um papel importante na gestão integrada de ambientes estuarinos, quando enquadrados em sistemas de suporte à decisão.

O trabalho foi organizado em sete capítulos cujos conteúdos se descrevem seguidamente, de forma resumida.

No **Capítulo 2** são apresentados os critérios de classificação dos estuários e os processos físicos, químicos e biológicos com maior relevância para o comportamento dos sistemas estuarinos. São descritas as principais acções com relevância para o comportamento hidrodinâmico dos estuários e caracterizam-se os principais mecanismos de circulação estuarina, dando-se relevo aos processos de transporte de massa e de mistura.

Apresentam-se, ainda, diversos conceitos relacionados com os processos de eutrofização e de decaimento de substâncias tóxicas.

No **Capítulo 3** são apresentadas as formulações matemáticas dos modelos hidrodinâmicos bidimensionais, no plano horizontal (*2DH*), caracterizando-se ainda a equação de transporte de escalares utilizada também nos modelos numéricos testados e desenvolvidos para a resolução de problemas de qualidade da água. São apresentados os programas utilizados na modelação hidrodinâmica (programa *RMA2*), no transporte de substâncias (programa *RMA4*) e no cálculo de tempos de residência (programa *TempResid*).

Apresentam-se e caracterizam-se, ainda, os processos que permitem analisar problemas de qualidade da água em zonas estuarinas, que incluem: a distribuição de oxigénio dissolvido em meio hídrico e a dinâmica da cadeia trófica e análise das interacções entre o comportamento físico e biogeoquímico dos sistemas estuarinos.

O **Capítulo 4** é dedicado à caracterização da área de estudo, o estuário de rio Mondego, enquadrando-o na respectiva bacia hidrográfica. Dá-se particular relevo à análise comparativa dos resultados obtidos em duas campanhas de amostragem efectuadas, na última década, para a caracterização do estado trófico do braço sul deste estuário.

No **Capítulo 5** procede-se à avaliação do balanço anual de nutrientes no sistema estuarino através do recurso à modelação unidimensional do braço sul do estuário. Apresentam-se, também, os resultados obtidos na aplicação do ambiente hidroinformático desenvolvido no presente trabalho (modelo *MONDEST*) para a caracterização da hidrodinâmica do estuário do rio Mondego. Refere-se, ainda, a aplicação de uma metodologia para a quantificação de prismas e de caudais de maré em cada um dos braços deste estuário.

O **Capítulo 6** é dedicado ao estudo da influência da hidrodinâmica nas condições tróficas da água do estuário do rio Mondego, recorrendo-se à avaliação dos efeitos dos principais mecanismos físicos de transporte e das características das descargas na distribuição espaço-temporal de duas grandezas condicionantes dos processos de eutrofização: salinidade e tempo de residência.

No **Capítulo 7** apresenta-se uma síntese das conclusões mais relevantes sobre as questões que serviram de base ao estabelecimento dos objectivos específicos propostos para este trabalho.

Dos resultados obtidos, emergiram questões relacionadas com a necessidade de melhorar o ambiente hidroinformático desenvolvido, de promover a sua disseminação e de abrir novas áreas de potencial interesse científico, pelo que são apresentadas algumas sugestões para o prosseguimento deste trabalho de investigação.

CAPÍTULO 2

ÁGUAS ESTUARINAS: UM ECOSSISTEMA SENSÍVEL

2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os estuários são sistemas hídricos que, desde sempre, favoreceram o desenvolvimento de aglomerados urbanos importantes, por propiciarem actividades com grande impacto socio-económico, nomeadamente a portuária, a piscatória e as de lazer, bem como apresentarem uma elevada capacidade de diluição e transporte quando utilizados como meio receptor de águas residuais.

Nos últimos dois séculos, as zonas estuarinas têm sido ocupadas por extensas manchas urbanas e indústrias (McLusky, 1989), conduzindo à actual situação de mais de dois terços da população mundial viver em faixas litorais a menos de sessenta quilómetros da linha de costa (Stanners e Bourdeau, 1995), com uma preocupante exposição a catástrofes naturais associadas à ocorrência de cheias e *tsunamis*¹ (Figura 2.1), com efeitos devastadores como os verificados no sudoeste asiático em Dezembro de 2004 (Figura 2.2).



Figura 2.1 – Propagação de um *tsunami*.

¹ Palavra japonesa utilizada como termo científico para descrever as ondas marinhas originadas por um maremoto.



Figura 2.2 – Efeito de um *tsunami* numa região litoral (Ache, Indonésia, fonte: *New York Times*)

Pelas suas peculiares características hidrodinâmicas, resultantes da confluência de águas fluviais e marinhas, as águas estuarinas favorecem a retenção de nutrientes. Esta acumulação permite fornecer alimento e *habitat* a uma grande diversidade de organismos bênticos, epibênticos e pelágicos com papel determinante na cadeia alimentar marinha, transformando os sistemas estuarinos em zonas ecologicamente importantes, que devem ser preservadas, já que funcionam como autênticos viveiros e maternidades de peixes e crustáceos de importância vital para a economia das comunidades ribeirinhas.

A dinâmica dos ecossistemas estuarinos é fortemente influenciada pela interação entre o escoamento fluvial e as águas costeiras adjacentes. Esta interação, resultante do caudal fluvial, das características da maré e da geometria do estuário, determina a hidrodinâmica estuarina e está na origem da formação da cunha salina responsável pela criação de gradientes de salinidade e temperatura.

O caudal fluvial assegura a presença de significativas quantidades de matéria orgânica e nutrientes inorgânicos, criando condições para o desenvolvimento de um elo fundamental da cadeia trófica aquática – uma elevada produção primária, quer de carácter bêntico, quer na própria coluna de água como consequência da turbulência vertical associada às baixas profundidades. Por sua vez, as massas oceânicas determinam fenómenos físico-químicos de larga escala nos estuários induzidos pelas acções da maré e do vento (Berner e Berner, 1996).

A circulação e a estrutura densimétrica estuarinas geram características advectivas e dispersivas/difusivas no meio hídrico, que são determinantes da evolução e distribuição de contaminantes num estuário.

As zonas de baixa profundidade e intermareais, típicas da batimetria no interior dos estuários, fornecem uma protecção da ictiofauna juvenil contra predadores, já que o tempo de residência da água associado à circulação estuarina cria condições para que os ovos de peixes pelágicos ecludam no interior do estuário, permitindo às larvas desenvolverem-se em zonas mais protegidas e mais ricas em alimento.

Tempos de residência mais elevados reflectem-se numa maior biodiversidade das águas estuarinas, já que influenciam a deposição da matéria particulada e a assimilação de nutrientes retidos ou provenientes da mineralização da matéria orgânica dos sedimentos.

O estudo dos sistemas estuarinos é dificultado pela variação contínua dos caudais fluviais, amplitudes de maré e da batimetria, agravada pela influência e aleatoriedade das condições climatéricas, não havendo, por isso, dois estuários semelhantes. Em alguns deles nunca ocorre um regime estacionário, tendendo apenas para um equilíbrio inatingível e em que a variabilidade dos seus parâmetros pode ser mais importante que qualquer dos seus valores médios (Dyer, 1997).

A degradação da qualidade da água nos sistemas estuarinos nas últimas décadas, devido ao incremento de fontes poluidoras antrópicas, tem originado disfunções ambientais graves nos estuários, nomeadamente ao desencadear processos de eutrofização resultantes da descarga excessiva de nutrientes associada quer pela expansão dos aglomerados urbanos ribeirinhos, quer pela intensificação das actividades agrícola e aquícola.

No sentido de reverter estas disfunções, urge adoptar planos de ordenamento que promovam uma gestão integrada dos ambientes estuarinos, enquadrada por sistemas de suporte à decisão (Vieira e Lijklema, 1989), onde o contributo da modelação matemática é inestimável, quer na compreensão dos processos, quer para a análise de alternativas de gestão (Grigg, 1996).

A importância deste património natural, bem como a multiplicidade de actividades dele dependentes, justifica e exige a necessidade de um estudo aprofundado deste recurso hídrico, tendo como objectivo o desenvolvimento de instrumentos de gestão que permitam assegurar os padrões de qualidade da água adequados à conservação e sensibilidade destes ecossistemas.

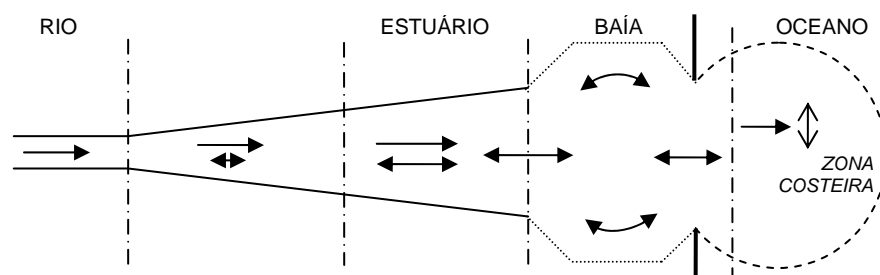
Essa necessidade está reconhecida na actual Directiva-Quadro da Água (Directiva 2000/60/CE, de 22/12/2000, a seguir designada por DQA), merecendo destaque nas considerações prévias ao referir: *uma política da água eficaz e coerente deve ter em conta a vulnerabilidade dos ecossistemas localizados perto da costa e de estuários (...), pois o seu equilíbrio é fortemente influenciado pela qualidade das águas interiores que para eles afluem.*

A DQA assumiu como principal objectivo a protecção das águas de superfície e das águas subterrâneas, de modo a atingir os objectivos ambientais relativos ao *bom estado* ecológico de todas as massas hídricas da União Europeia.

2.1.1 DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIO

Ao longo do seu percurso, os sistemas fluviais podem apresentar zonas com características distintas associadas aos valores da salinidade e ao sentido do escoamento da massa hídrica, reflectindo, assim, as interações entre a advecção, dispersão e estrutura salina.

Na Figura 2.3 faz-se uma distinção entre *zona costeira* e oceano pretendendo-se realçar a existência de uma região marinha, onde ocorre mistura de água doce e salgada, que é responsável por eventuais refluxos de água salobra para o estuário durante a enchente, podendo mesmo conduzir, em situação de cheia, à ocorrência de salinidade quase nula no interior do estuário, como se verificou no estuário do rio Mondego (Duarte *et al.*, 2002 b).



ESCOAMENTO	JUSANTE	JUSANTE COM CONTRACORRENTE	ALTERNADO	ALTERNADO	----
SALINIDADE (‰)	0	0 – 0,5	0,5 – 5	5 – 18	18–30 / 30–35
	DOCE	DOCE	SALOBRA (oligoalino)	SALGADA (mesoalino)	SALGADA (polialino)
SISTEMA ESTUARINO (Fairbridge, 1980)		ZONA ALTA	ZONA MÉDIA	ZONA BAIXA	

Figura 2.3 – Composição de um sistema fluvial (adaptada de Chapra, 1997)

A palavra estuário deriva do latim *aestus* (maré), mais propriamente do adjectivo *aestuarium* (relativo à maré).

No seu conceito mais simples, o estuário corresponde a uma bacia costeira semifechada onde a água do rio se mistura com a água marinha, correspondendo ao que a DQA designa por *águas de transição*, distinguindo-as das outras categorias: *águas interiores* (rios e lagos) e *águas costeiras*. Na Tabela 2.1 sistematizam-se as principais diferenças entre um rio e um estuários, evidenciando a complexidade dos fenómenos que envolvem os ecossistemas estuarinos.

Tabela 2.1 – Diferenças relevantes entre rios e estuários

Característica	Rio	Estuário
Variação da profundidade	Caudal	Maré
Secção transversal do escoamento	Dinâmica sedimentar	Dinâmica sedimentar, floculação e erosão do litoral
Salinidade da massa hídrica	Água doce	Água salobra e salgada
Entrada de poluentes	Escorrência pluvial	Escorrência pluvial e corrente de maré
Alteração na qualidade da água	A jusante da fonte poluidora	A montante e a jusante da fontes poluidora
Comunidade biológica	Biodiversidade limitada	Grande biodiversidade
Interacções ecológicas (complexidade)	Pouco	Muito
Conhecimento dos efeitos ambientais da redução do caudal fluvial	Limitado	Muito limitado
Efeito de ocorrências passadas nas suas características físico-químicas	Moderado	Muito importante

A definição de estuário deve englobar as suas características e processos essenciais, tendo sido objecto de mais de quarenta formulações (Perillo, 1995), quer para os chamados estuários clássicos (*positivos*), isto é, em que as suas águas apresentam salinidades inferiores às da água marinha, quer para os estuários *inversos* ou *negativos* (também designados por *esteiros*), onde a salinidade é superior à marinha, devido ao facto de a evaporação exceder o caudal fluvial acrescido da precipitação local.

A definição que teve maior aceitação foi proposta por Pritchard (1967, 1971) e conjugava, apenas, as características físico-químicas da água com a geomorfologia da área afectada ao sistema. Considerou o estuário como uma massa de água costeira (semifechada) em contacto directo e permanente com o mar (originando uma diluição mensurável da água salgada) e sujeita à acção da maré, a qual determina oscilações no volume e na salinidade dessa massa hídrica e um gradiente de densidade característico da circulação estuarina.

Day (1980) admite que a ligação directa do estuário com o mar pode ser apenas sazonal, permitindo, assim, a inclusão de muitas zonas costeiras sem ligação directa com entradas fluviais.

Fairbridge (1980) amplia este conceito incorporando parte do ambiente fluvial ao definir o estuário como uma entrada dum braço de mar numa bacia hidrográfica, numa extensão definida pelo limite superior da preia-mar, que pode ser decomponível em três trechos distintos: zona baixa ou marinha, com uma ligação directa ao mar; zona média, caracterizada pela mistura de água salgada com água doce; e zona alta ou fluvial, onde a massa hídrica, embora doce, está sujeita à acção dinâmica da maré (Figura 2.3).

O prolongamento do limite jusante dos estuários até às águas costeiras começou a ser proposto por Hopkinson e Hoffman (1984).

A importância da sedimentologia e da propagação da onda de maré foi introduzida por Dalrymple *et al.* (1992) ao considerarem o estuário como o trecho jusante dum bacia hidrográfica que recebe sedimentos por via fluvial e marinha e que apresenta uma configuração resultante de processos induzidos pela maré, pelas ondas e pelos caudais fluviais. Trata-se dum conceito restritivo para aqueles estuários que não recebem sedimentos marinhos.

Perillo (1995) adicionou a estas definições a capacidade dos estuários em sustentar total ou parcialmente o ciclo de vida de espécies polihalinas.

Apesar das sucessivas contribuições, as definições mais consensuais, além de não considerarem a variabilidade de parâmetros de qualidade das águas estuarinas (químicos e biológicos), continuam a não ser suficientemente esclarecedoras quanto ao limite jusante dum estuário, permitindo por vezes uma definição simplista baseada apenas na morfologia da costa.

Daí a importância que assume o estabelecimento de critérios de delimitação mais precisos, nomeadamente quanto à sua fronteira de jusante.

2.1.2 CRITÉRIOS DE DELIMITAÇÃO

O estabelecimento de critérios de delimitação dos estuários, necessário para minorar alguns constrangimentos na gestão das bacias hidrográficas, nomeadamente quando existem várias autoridades com competência em áreas contíguas, adquiriu nova importância face à exigência da DQA de cada Estado-Membro identificar e localizar, criteriosamente, as categorias e tipos de águas de superfície (Anexo II da DQA) que compõe a respectiva eco-região.

A dificuldade de delimitação das águas estuarinas resulta do facto de apresentarem propriedades físico-químicas que tendem para os valores que se verificam nas respectivas fronteiras (marinha, a jusante, e fluvial, a montante). Essa dificuldade é acrescida pela natureza dinâmica das fronteiras dos vários trechos dum estuário, devido às diferentes amplitudes da maré, à variação sazonal dos caudais fluviais e à variabilidade da batimetria.

A DQA recomenda que os limites dos estuários (águas de transição) sejam definidos com base na distribuição da salinidade média anual, mas não define os critérios a usar. Ora, a utilização exclusiva deste parâmetro pressupõe a existência de séries temporais longas em pontos e profundidades suficientes para caracterizar as distribuições espaciais e temporais de água doce, o que não acontece em muitos dos estuários portugueses.

A salinidade é um traçador natural da intrusão salina que permite quantificar a taxa de diluição da água doce na água do mar, tendo assumido, historicamente, algum protagonismo na delimitação dos estuários por ser uma substância conservativa (só depende das descargas e dos processos de transporte), pela facilidade da sua medição e, ainda, pelo facto de ter gradientes menores que os da velocidade necessitando de menos medições.

Todavia, a salinidade não é o único critério utilizado para esse fim, não sendo mesmo o mais objectivo e adequado para estabelecer os limites de jusante, devido às variações sazonais e verticais associadas a diferentes regimes hidrodinâmicos responsáveis pela circulação estuarina. Um critério baseado exclusivamente na salinidade poderia colocar o limite de jusante no interior do próprio estuário ou longe da zona de costa, consoante esteja sujeito a pequenos ou a elevados caudais fluviais.

O limite de jusante do estuário deverá incluir a zona de mistura cuja água tem grande probabilidade de voltar a entrar no estuário durante a enchente e que são identificáveis através da circulação da massa hídrica e não através das suas propriedades (salinidade e temperatura). Esta zona antecede uma região de alguma mistura que Simpson (1997) designou por *ROFI* (*Region Of Freshwater Influence*) e que corresponde (na Figura 2.3) a uma *zona costeira* cujas águas não retornam ao estuário adjacente e apresentam uma salinidade inferior à da água do mar, devido à influência do caudal fluvial desse estuário.

O conceito de *ROFI* mostra que um estuário acaba antes de a água ter as propriedades da água do mar, tornando a definição dessas propriedades mais objectiva, ao distinguir três massas de água exteriores ao estuário: a região com estratificação térmica, a região misturada e a *ROFI* (Figura 2.4).

A zona de estratificação térmica, mais profunda, corresponde à “zona de oceano aberto”, a qual nem é afectada pelo estuário, nem o afecta. A zona misturada corresponde à região de menor profundidade onde o escoamento da

maré é suficientemente forte para gerar uma turbulência capaz de promover a homogeneização da coluna de água, destruindo quer o gradiente vertical de temperatura típico do oceano aberto, quer o gradiente vertical de salinidade típico da *ROFI*. As dimensões relativas das três regiões dependem da batimetria, da pressão atmosférica e do caudal fluvial.

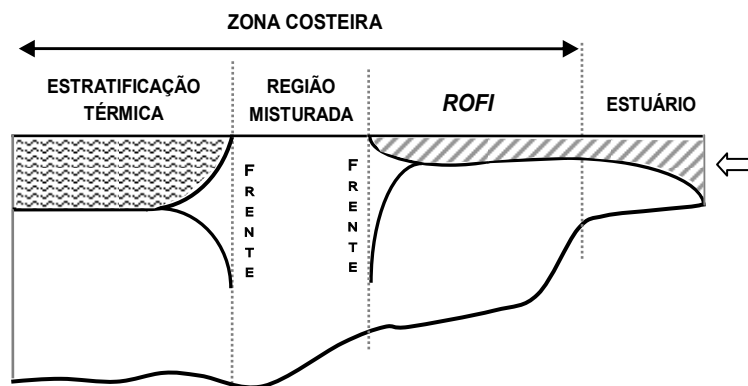


Figura 2.4 – Massas de água no exterior de um estuário (adaptada de Simpson, 1997)

Mesmo que a circulação estuarina permita estabelecer um critério de delimitação mais objectivo do que os baseados na sedimentologia ou na ictiofauna, essa delimitação deverá ter sempre em consideração o seu papel na ecologia costeira, resultante da grande produtividade biológica na coluna de água e nos sedimentos, intimamente associada aos elevados valores do tempo de residência dos nutrientes nas águas estuarinas (Lewis, 1997).

Adoptando o tempo de residência como critério de delimitação, a secção de montante localiza-se entre os limites de propagação da maré dinâmica e da maré salina, variáveis com o caudal do rio e a morfologia do canal. Se considerarmos neste critério a presença de zonas de deposição, favoráveis à acumulação de poluentes, a secção montante do estuário deverá coincidir com o limite da intrusão salina, a partir do qual se verifica uma diminuição da deposição dos materiais finos, já anteriormente sujeitos a floculação nas zonas de salinidade superior a 2‰.

2.1.3 CLASSIFICAÇÃO DOS ESTUÁRIOS

Face à variabilidade espacial e temporal das interações físicas, químicas, biológicas e geológicas de cada estuário, foram desenvolvidos critérios de classificação com o objectivo de prever o comportamento dum determinado estuário por comparação com outros já estudados que apresentassem características semelhantes.

A maioria dos critérios estabelecidos durante as décadas de 60 e 70 parametrizaram grandezas relacionadas com os factores que influenciam a taxa e a extensão da mistura entre água doce e água salgada, tais como a topografia, a morfologia e as características hidrodinâmicas (associadas à amplitude da maré, caudal fluvial e vento) e cujas interações se reflectem nas distribuições da salinidade e da velocidade, na estratificação e na circulação residual.

A importância biológica das zonas estuarinas, habitadas por uma plêiade de organismos vivos, torna ainda mais pertinente a classificação dos estuários em função de zonas salinas específicas e da vulnerabilidade destes sistemas a processos de eutrofização (Duarte e Vieira, 1997).

A distribuição da salinidade e a localização de zonas de turvação máxima são indispensáveis na caracterização ecológica de qualquer estuário. Caspers (1967) propôs a denominada *classificação Veneza*, definindo várias sub-regiões estuarinas de forma bastante complexa, tendo Wolf simplificado essa subdivisão, ajustando-a às necessidades da maioria das suas aplicações práticas (por exemplo, na realização de campanhas de amostragem). Contudo, a aplicação da salinidade na caracterização do estado de mistura dum estuário só é válida em situações de corrente de maré média, pelo que não traduz com suficiente precisão as condições de difusão reais num estuário.

Com o desenvolvimento das capacidades de modelação numérica, a partir dos anos 80, o princípio da classificação estuarina, com base na comparação de sistemas, perde relevância e começando-se a enfatizar o carácter singular de cada estuário.

Actualmente, as potencialidades da modelação matemática tridimensional (3D) permitem considerar as especificidades da batimetria e geometria de cada estuário, de modo a simular, cada vez com maior rigor, o comportamento hidrodinâmico e as distribuições espaciais e temporais da maioria das características físico-químicas dos estuários. Convém salientar, no entanto, que a definição dos parâmetros e dos processos específicos de cada estuário, através dum modelo numérico, requer um enorme esforço na calibração desse modelo e na aquisição de um grande quantidade de dados de campo.

Nas páginas seguintes apresenta-se um resumo dos principais critérios de classificação baseados em parâmetros que condicionam a hidrodinâmica estuarina.

Classificação de Stommel

Trata-se de um dos primeiros critérios de classificação baseado nas características físicas da circulação, utilizando parâmetros associados à mistura vertical, considerando a acção do vento e da maré. As classes definidas foram incorporadas no método de classificação de Pritchard.

Classificação de Pritchard

Trata-se de um critério baseado em parâmetros relacionados com a geologia ou com os processos geomorfológicos que estiveram na origem do estuário. Tal não invalida que um mesmo estuário possa integrar mais do que uma das quatro classes estabelecidas e cujas principais características se apresentam na Tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Classificação de Pritchard

Tipo	Formação Localização	Profundidade média (m)	Características
Planície costeira	ramificação gradual de sistemas fluviais Regiões temperadas	5 – 30	<ul style="list-style-type: none"> • compridos, estreitos e sinuosos • secção transversal geralmente triangular, crescendo exponencialmente até à foz • elevada razão entre largura e profundidade • extensas zonas intermareais e de sapal • transporte de sedimentos reduzido • razão caudal fluvial/prisma de maré baixa
Fiorde	acção glacial latitudes elevadas	40 – 150	<ul style="list-style-type: none"> • profundos e estreitos • fortemente estratificados • secção transversal geralmente rectangular • leitos rochosos e taludes verticais • baixa deposição de sedimentos (montante)
Lagoas costeiras	acumulação de sedimentos na zona de rebentação zonas tropicais e com fortes correntes litorais	1 – 5	<ul style="list-style-type: none"> • canais pouco profundos junto à embocadura • pequena amplitude de maré • pequenas secções transversais na embocadura, gerando velocidades elevadas • disponibilidade de sedimentos • caudal fluvial elevado com variação sazonal
Tectónicos	Falha geológica e erupção vulcânica	----	<ul style="list-style-type: none"> • grandes baías fechadas, em zonas planas • rias (canais), em zonas acidentadas

Esta classificação atende a características que influenciam a circulação estuarina, que está intimamente relacionada com os tempos de retenção da água nestes sistemas. A batimetria dum estuário permite identificar zonas (as mais profundas) potencialmente sujeitas a hipoxia e zonas, pouco profundas, propícias à fixação de prados marinhos.

Os estuários em planícies costeiras caracterizam-se por um gradiente longitudinal de salinidade bem definido, que influencia a diversidade e o desenvolvimento das comunidades biológicas. Pritchard subdividiu esta classe de estuários em quatro tipos, atendendo às suas características advectivas e difusivas em relação à intrusão salina (Tabela 2.3). Nessa caracterização, incluiu o *índice de mistura* (IM), definido por Schubel (1971) como o quociente entre o volume de água doce descarregado durante meio ciclo de maré e o volume do prisma de maré.

Tabela 2.3 – Tipos e características gerais dos estuários em planícies costeiras

TIPOS	A	B	C	D
CARACTERÍSTICAS				
Acção de mistura	caudal fluvial	caudal fluvial e maré	maré e vento	maré e vento
Energia de mistura	baixa	moderada	alta	muito alta
Razão largura/profundidade	baixo	moderado	alto	muito alto
Gradiente de salinidade	longitudinal e vertical	longitudinal e vertical	longitudinal e lateral	longitudinal
Índice de mistura	> 1	< 0,1	< 0,05	–
Turvação	muito alta	moderada	alta	alta
Estabilidade do leito	fraca	boa	razoável	fraca
Produtividade biológica	baixa	muito alta	alta	moderada

Os estuários com estratificação vertical (tipo A ou B) e com elevados tempos de retenção são mais susceptíveis à ocorrência de hipoxia, enquanto que os do tipo C ou D apresentam energias de mistura que os tornam menos vulneráveis à ocorrência de florescências algais.

Este critério apresenta dois grandes inconvenientes: a não consideração das especificidades de estuários situados numa região mais restrita, que seriam maioritariamente classificados num mesmo grupo e das diferenças hidrodinâmicas dos sistemas (em termos de circulação e de mistura). Daí a necessidade de complementar esta classificação com critérios baseados na caracterização e quantificação da estratificação salina, associada aos mecanismos de propagação da maré responsáveis pela da de massas líquidas com diferentes densidades (Pritchard, 1989).

Esses critérios permitem identificar processos distintos de circulação e de mistura em cada estuário, tipificando-o com base nas respectivas interações mais relevantes (escoamento fluvial, acção da maré e/ou do vento e geometria do canal).

Classificação baseada nas condições de mistura

De acordo com a sua estrutura salina classificaram-se os estuários como estratificados (do tipo cunha salina ou fiorde), parcialmente misturados e bem misturados (transversalmente homogêneos ou heterogêneos). Na Figura 2.5 representam-se as respectivas distribuições verticais da salinidade, representando R o escoamento fluvial e O a propagação da maré.

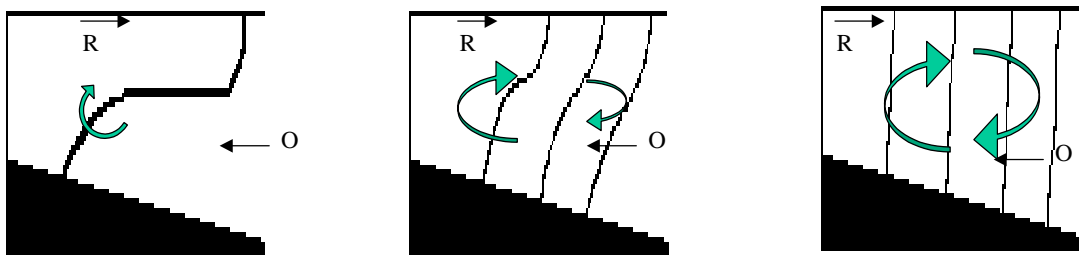


Figura 2.5 – Perfis de salinidade em diferentes tipos de estuários

A objectividade deste critério de classificação implica a quantificação da variação da salinidade associada à circulação estuarina, de modo a estabelecer intervalos de valores para cada uma das classes. Surgiram, assim, vários parâmetros para caracterizar o grau de estratificação salina:

- *Razão de escoamento* (R_e) dado pelo quociente entre o caudal fluvial (por ciclo de maré) e o prisma de maré (concebido como a diferença do volume total de água no estuário entre a preia-mar e a baixa-mar, incluindo o volume de água doce afluente). O critério apresentado na Tabela 2.4, em função dos valores deste parâmetro, foi estabelecido por Biggs e Cronin (1981), sendo um dos mais utilizados;
- *Número de estuário* (N_e) de Bowden (1960) directamente proporcional ao prisma de maré e ao quadrado do número de Froude densimétrico (F_m) e inversamente proporcional ao caudal fluvial e ao período da maré. O número de Froude densimétrico representa a influência da circulação interna devida ao gradiente de salinidade;

- *Número de estratificação* (S_t) definido pelo quociente entre a energia da maré dissipada (processos de mistura e aquecimento) por unidade de massa de água e a energia potencial por unidade de massa ganha ao longo do estuário. O aumento do caudal fluvial incrementa a estratificação (diminuição do número de estratificação). Este parâmetro varia com a geometria dos estuários, mesmo quando sujeitos a caudais fluviais e a características da maré semelhantes;
- *Número de Richardson estuarino* dado pelo quociente entre o aumento de energia potencial devido ao caudal fluvial e o poder de mistura da corrente de maré (Fischer, 1972). Trata-se de um dos parâmetros que melhor traduz a estratificação salina nos estuários;
- *Número de estuário* (E_d) de Thatcher e Harleman (1972), directamente proporcional ao cubo da média das velocidades máximas da enchente na embocadura e inversamente proporcional à profundidade na embocadura, ao gradiente vertical da salinidade e à velocidade média do escoamento fluvial;
- *Parâmetro de estratificação* ($SP = \Delta S/S_0$) dado pela razão entre a diferença de salinidade na coluna de água e o seu valor médio (em profundidade).

Na Tabela 2.4 apresentam-se os critérios de classificação baseados na estratificação salina dos estuários em função dos parâmetros acima definidos.

Tabela 2.4 – Classificação de estuários quanto às condições de mistura

Tipo	R_e	N_e	S_t	R_{i_e}	E_d	$SP^{(1)}$
Estratificado	> 1	< 0,1	< 100	> 0,8	< 0,2	> 0,32
Parcialmente misturado	0,2 – 0,5	0,1	100 – 400	0,08 – 0,8	0,2 – 8	0,15 – 0,32
Bem misturado (verticalmente homogéneo)	< 0,1	> 0,1	> 400	< 0,08	> 8	< 0,15

(1) $SP = 4 \times S_t^{-0,55}$

Classificação de Hansen e Rattray

Este critério baseia-se na parametrização da circulação e estratificação verticais de modo a avaliar a contribuição relativa da advecção e da difusão no transporte hídrico e de sal num estuário.

A aplicação do diagrama de Hansen e Rattray (Figura 2.6) permite definir sete tipos de estuários e requer a quantificação de dois parâmetros: o já referido *parâmetro de estratificação* (SP) e um *parâmetro de circulação* ($CP=U_s/U_f$), dado pelo quociente entre a resultante da velocidade superficial e a velocidade média da água doce.

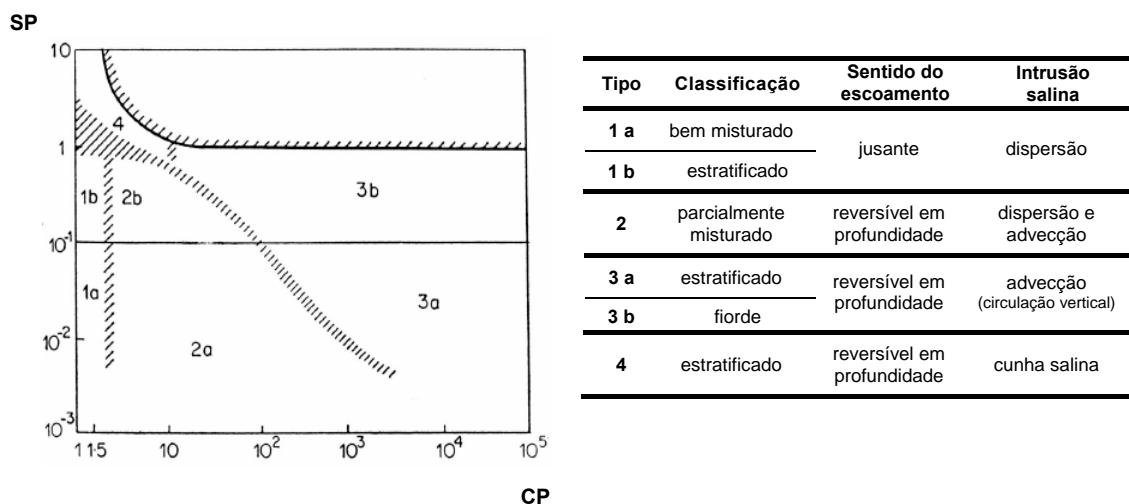


Figura 2.6 – Classificação dos estuários aplicando o *diagrama de Hansen e Rattray*

Apesar da sua simplicidade e robustez, este método tem como desvantagens a não consideração da circulação transversal (tornando-o inadequado para estuários largos e pouco profundos) e da variação dos parâmetros ao longo do ciclo de maré, a ausência de informação para a abordagem de questões associadas à qualidade da água e, ainda, a necessidade de uma grande quantidade de dados de campo para atender a diferentes situações de maré, de caudal fluvial e de vento.

Classificação de Bowden

Trata-se de um critério baseado na circulação estuarina, definida pela interacção entre o caudal fluvial e as correntes de maré, cujas classes se apresentam na Tabela 2.5.

Tabela 2.5 – Classificação em função da circulação estuarina

Tipo	Processos físicos	Acções
Cunha salina	Escoamento fluvial dominante	Gradiente de pressões, efeito de Coriolis, atrito entre camadas
Estratificado com infiltração salina (tipo fiorde)	Escoamento fluvial modificado pela corrente de maré	Gradiente de pressões, efeito de Coriolis, infiltração salina
Estratificado com mistura vertical	Mistura do escoamento fluvial com a maré	Gradiente de pressões, efeito de Coriolis, tensão transversal turbulenta
Verticalmente homogéneo	Predomínio da corrente de maré	Gradiente de pressões, tensão transversal turbulenta e efeito de Coriolis lateralmente heterogéneos

Classificação de Nichols e Biggs

Trata-se dum critério baseado na interacção entre a morfologia do estuário – resultante da sua história geomorfológica, da grandeza dos caudais fluviais (líquido e sólido) e dos processos costeiros – e a propagação da onda de maré ao longo do estuário. Essa interacção determina variações significativas na amplitude da maré e na força intensidade das correntes, permitindo estabelecer a classificação apresentada na Tabela 2.6.

Tabela 2.6 – Classificação de Nichols e Biggs

Tipo	Morfologia	Características
Hipersíncrono	Convergência superior ao efeito do atrito	Aumento da amplitude de maré e da velocidade da corrente no seu interior. Na zona fluvial a amplitude de maré reduz-se devido à preponderância do efeito de atrito.
Síncrono	Convergência e atrito com efeitos semelhantes	O atrito e a convergência têm efeitos semelhantes e opostos na maré, sendo a amplitude constante até à zona fluvial.
Hipossíncrono	Convergência inferior ao efeito do atrito	Diminuição da amplitude de maré e da velocidade da corrente para montante. Embocadura estreita (velocidades máximas)

Classificação baseada na morfologia

A evolução das características morfológicas dos sistemas estuarinos, realçada por Dalrymple *et al.* (1992), resulta da variação da intensidade relativa das influências do rio, das ondas e da maré e permite uma distinção entre estuários e deltas.

A consideração da influência conjunta destes factores permite tipificar os estuários em função da sua morfologia, que pode ser determinada pela acção da rebentação das ondas junto à embocadura (Figura 2.7) ou pela preponderância das correntes de maré em relação ao efeito da ondulação, gerando embocaduras largas e bancos de areia na zona intermareal a jusante do canal fluvial.



Figura 2.7 – Morfologia dum estuário gerada pelas ondas

Pela especificidade das suas características hidrodinâmicas e pela sua importância ecológica, ao nível da produção primária, dever-se-á assumir a distinção entre um estuário e uma lagoa costeira, sendo esta um tipo de estuário com uma ligação muito restrita com o oceano, de tal forma que a acção do vento nas correntes é normalmente superior à do efeito da maré. Uma característica adicional da maioria das lagoas costeiras é apresentar uma orientação do seu eixo longitudinal paralela à linha de costa.

Os princípios desta classificação (Tabela 2.7) relacionam-se também com importantes características associadas a outros critérios de classificação.

Tabela 2.7 – Classificação de estuários quanto à sua morfologia

Tipo	Características		
	Embocadura	Amplitude de maré	Convergência / Energia
Dominado pelas ondas	Contraída	Micromareal ou mesomareal (inferior a 4m)	Hipossíncrono Maiores energias na embocadura (rebentação), reduzindo drasticamente na zona central
Dominado pela maré	Alargada	Macromareal e hipermareal (superior a 4m)	Hipersíncrono Maiores energias na cabeceira do estuário (acção conjunta das correntes de maré e fluvial)

Classificação de Jay e Smith

Jay e Smith (1988) salientaram a importância da variação temporal dos processos ao longo do ciclo de maré na formação da circulação residual permanente, que é fortemente condicionada pela enchente.

Na classificação estabelecida por estes autores consideram-se os processos de permuta vertical dominantes durante a enchente, através da definição de dois parâmetros associados a números de Froude:

- Froude barotrópico (F_T), como medida das não linearidades barotrópicas (devidas à propagação da maré), dado pelo quociente entre a amplitude média da maré e a profundidade média no estuário;
- Froude interno (F_B), como medida das não linearidades baroclínicas (devidas ao gradiente da densidade).

De acordo com este critério podemos considerar os estuários como:

- altamente estratificados, se $F_B < 1$;
- parcialmente misturados, se $F_B > 1$ e $F_T < -0,01F_B + 0,11$;
- pouco estratificados, se $F_B > 1$ e $F_T > -0,01F_B + 0,11$.

Classificação baseada na amplitude da maré

De modo a traduzir a influência da energia da maré, os estuários podem ser classificados em função da amplitude das marés a que estão sujeitos (Davies, 1964):

- micromareal: amplitude inferior a 2 m;
- mesomareal: amplitude entre 2 e 4 m;
- macromareal: amplitude entre 4 e 6 m;
- hipermareal: amplitude superior a 6 m.

Segundo Monbet (1992), este parâmetro permite avaliar a sensibilidade dos estuários à descarga de nutrientes, tendo verificado que os micromareais são mais sensíveis às descargas de compostos azotados e, para concentrações semelhantes deste nutriente, apresentam, geralmente, maiores concentrações de *clorofila-a*.

Classificação de Scott

Trata-se de uma metodologia que utiliza as equações bidimensionais do escoamento da água em estuários, em termos médios durante o ciclo de maré, para determinar um conjunto de três parâmetros, que podem ser representados no diagrama de Hansen e Rattray, relacionados com o escoamento (P), o gradiente de salinidade (S_x) e a salinidade (S).

Scott (1993) colocou a hipótese de os valores máximos de P poderem ser utilizados para determinar os caudais fluviais com maior capacidade de *exportação* dos contaminantes, a que correspondem os seus tempos de retenção mínimos.

Classificação baseada no tempo de retenção

O tempo de retenção de água doce é um dos parâmetros utilizados para avaliar a sensibilidade dum estuário a uma dada carga de nutrientes. Tempos de retenção inferiores ao tempo de duplicação das algas inibem a formação de grandes massas de algas, pois estas são transportadas para o exterior do sistema antes sem que haja um crescimento excessivo.

Dettmann (2001) utilizou um modelo matemático para relacionar o efeito do tempo de retenção hidráulico e do volume de água do estuário nos mecanismos de transporte e de consumo de azoto no seu interior, classificando-os em função da respectiva capacidade de exportação das cargas de nutrientes a que está sujeito: alta, moderada e baixa.

Classificação quanto à susceptibilidade à eutrofização

A National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) dos EUA desenvolveu um esquema de classificação da susceptibilidade das águas estuarinas à eutrofização (National Estuarine Eutrophication Assessment, NEEA) baseado num índice (OEC) da *condição eutrófica geral*, resultante da análise dos sintomas primários e secundários destes processos num estuário, efectuada através duma matriz com a avaliação qualitativa dos seus potenciais de diluição e de exportação das cargas de nutrientes a que estão sujeitas (Bricker *et al.*, 1999).

O potencial de diluição dum estuário é avaliado em função da sua estratificação vertical e do seu volume de água (total ou fluvial), tendo sido estabelecidas três categorias (A, B e C): alto, moderado e baixo. Por sua vez, ao potencial de exportação de nutrientes para as águas costeiras adjacentes é classificado em função da amplitude das marés e da razão entre o caudal

fluvial e o volume de água no estuário, tendo-se considerado oito combinações distintas para classificar este potencial como alto, moderado e baixo.

A gradação do nível da influência humana geral na eutrofização das águas estuarinas e a definição de intervenções futuras são estabelecidas através duma matriz onde intervêm a variação da intensidade da carga de nutrientes e os índices de susceptibilidade estuarina, resultantes da combinação das categorias estabelecidas para os respectivos potenciais de diluição e de exportação.

A metodologia ASSETS (Assessment of Estuarine Trophic Status) surge, entretanto, como um desenvolvimento da abordagem baseada no índice NEEA (Bricker *et al.*, 2003), estabelecendo uma sequência de procedimentos mais complexa combinando os indicadores de *pressão*, *estado* e *resposta* e recorrendo à:

- aplicação de modelos matemáticos simples, baseados no peso relativo da contribuição antropogénica para a carga total de nutrientes, para melhorar a avaliação do índice associado à intensidade da pressão sobre o sistema;
- combinação de bases de dados relacionais, sistemas de informação geográfica (SIG) e critérios estatísticos para uma melhor quantificação dos valores dos parâmetros envolvidos na avaliação do estado trófico.

Esta metodologia foi desenvolvida para classificar ou comparar a capacidade de resposta dos meios hídricos ao enriquecimento em nutrientes, estabelecendo cinco categorias: elevada, boa, moderada, fraca e má. Refira-se, ainda, que este modelo já inclui alguns dos elementos de estado e da estrutura biológica identificados, por Boesch e Paul (2001), como potenciais indicadores do estado de *saúde* dos ecossistemas aquáticos.

Considerações finais

As principais limitações das técnicas de classificação atrás referidas residem, fundamentalmente, nas seguintes simplificações:

- não consideração das variações transversais do caudal e da densidade, pois as distribuições da velocidade e da salinidade são analisadas apenas no plano longitudinal/vertical (2D-V);
- consideração do escoamento em regime permanente, assumindo que a salinidade na embocadura é constante, sendo a sua distribuição no estuário afectada exclusivamente pelos processos que aí ocorrem, sem atender às variações sazonais, meteorológicas ou de propagação da maré.

Muitos destes critérios de classificação deram especial relevo à estratificação salina, sendo hoje consensual o seu importante efeito na distribuição de poluentes em estuários altamente estratificados. Efectivamente, a formação da cunha salina potencia a deposição de material em suspensão, o desenvolvimento de condições anóxicas nas camadas bênticas e inibe o transporte desses constituintes para o exterior do sistema.

A actual capacidade das ferramentas de modelação numérica dos sistemas estuarinos permite ultrapassar a maioria daquelas limitações, explicando e prevendo as variações temporais e espaciais da circulação e das propriedades de cada estuário.

A aplicação da DQA veio colocar novas questões na classificação dos estuários, nomeadamente a avaliação e a caracterização do seu estado ecológico, envolvendo parâmetros geofísicos, químicos e biológicos. O estado trófico das águas estuarinas e a manutenção da sua biodiversidade começam, cada vez mais, a inspirar a definição de critérios que permitam comparar e avaliar a importância ambiental, a vulnerabilidade e a sustentabilidade desses importantes ecossistemas.

2.2 DESAFIOS À GESTÃO SUSTENTÁVEL DAS ÁGUAS ESTUARINAS

2.2.1 GESTÃO DA ÁGUA

O planeamento do uso dos meios hídricos é um factor determinante para uma política sustentada de gestão da água, de modo a assegurar a necessária integração territorial dessa gestão e a articular adequadamente as várias componentes (Figura 2.8).

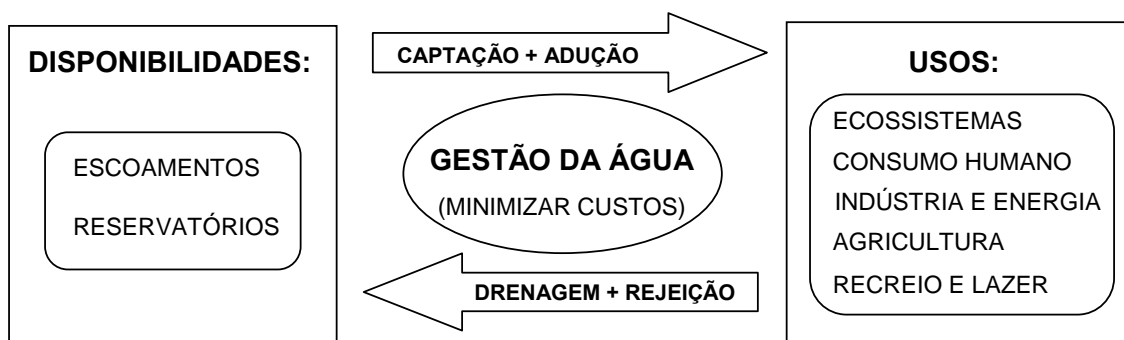


Figura 2.8 – Gestão de recursos hídricos (modelo simplificado)

A limitação dos recursos hídricos nacionais, associada à grande variação da sua distribuição temporal e espacial e ao aumento dos consumos de água, conduzem à exigência da mobilização de avultados recursos financeiros para a implementação de projectos e de programas que assegurem:

- a disponibilização da água onde e quando é necessária para os seus diferentes usos;
- a protecção de pessoas e bens durante a ocorrência de inundações, secas e acidentes causadores de elevados níveis de poluição;
- a protecção da Natureza e conservação dos recursos naturais, incluindo a preservação do bom estado ecológico dos ecossistemas.

Neste contexto, a gestão sustentável da água implica o conhecimento quantitativo e qualitativo das disponibilidades hídricas, das suas utilizações, dos ecossistemas a que serve de suporte e dos factores que condicionam o comportamento dos respectivos utilizadores.

Deste conjunto, o conhecimento relativo às disponibilidades de água é o que tem sido mais desenvolvido, através da avaliação da precipitação e dos caudais que afluem aos meios hídricos, embora também este apresente as suas fragilidades se atendermos à dinâmica das condições ambientais, nomeadamente, neste caso, às alterações climáticas.

Os modelos matemáticos constituem uma ferramenta útil para simular, com maior ou menor fiabilidade, a qualidade da água nos meios hídricos, estando os maiores graus de incerteza associados a um desconhecimento da sua utilização e, conseqüentemente, da caracterização das cargas poluentes envolvidas nos respectivos fluxos. Cada uso da água pode ser considerado, conceptualmente, como um módulo no ciclo de *captação-utilização-rejeição*, cujo esquema se apresenta na Figura 2.9.

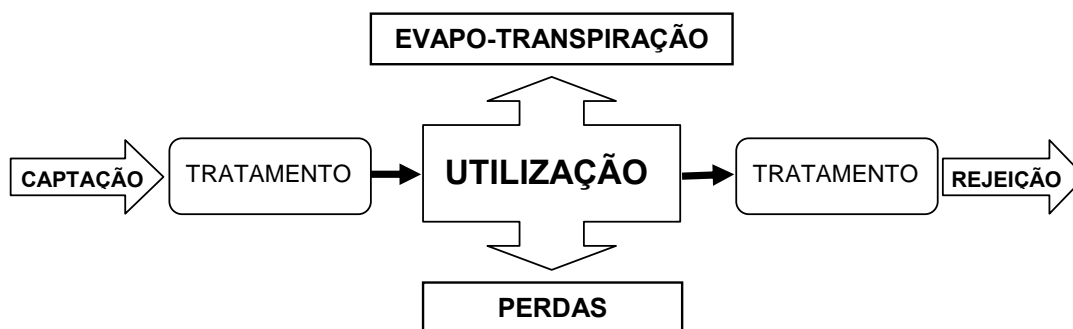


Figura 2.9 – Ciclo associado à utilização da água pelo Homem

No actual estágio do conhecimento, os requisitos quantitativos e qualitativos para a manutenção dos ecossistemas aquáticos são pouco conhecidos, bastando constatar, a título de exemplo, as dificuldades inerentes à adopção de critérios adequados para definição dos caudais ecológicos nos sistemas fluviais.

Uma das necessidades inerentes à gestão integrada dos meios hídricos é conhecer, com suficiente rigor, o padrão de comportamento de cada tipo de utilizador. Os usos para consumo doméstico e industrial são relativamente bem conhecidos, embora subsista alguma incerteza associada à qualidade das águas residuais industriais. A actividade agrícola representa um dos usos com maior impacto nas disponibilidades hídricas e de maior dificuldade na tipificação dos seus consumos, dado que as suas necessidades dependem de factores climáticos e dos tipos de cultura praticados, implicando, quase sempre, um aumento do consumo nas épocas de maior escassez de água.

Os Planos de Bacia Hidrográfica (PBH's) foram desenvolvidos no sentido de esbater estes factores de desconhecimento, através quer de uma avaliação, tão rigorosa quanto possível, dos vários usos da água, quer da formulação de propostas de políticas, programas e projectos capazes de assegurar as disponibilidades de água em horizontes temporais relativamente alargados e num quadro de incerteza.

No âmbito da gestão sustentável da água, a DQA visa a preservação dos meios aquáticos, promovendo o seu uso eficiente e uma abordagem integrada da avaliação da sua qualidade, de modo a garantir o *bom estado* ecológico das massas hídricas na EU. A nível nacional, o Instituto Nacional da Água procedeu à elaboração dum documento estratégico (INAG, 2001), onde se estabelece um programa de trabalhos para a execução integrada dum conjunto de tarefas necessária para o cumprimento dessa Directiva.

O desafio que se coloca é o de se conseguir esse objectivo num curto ou médio prazo, optimizando os recursos financeiros a mobilizar e salvaguardando sempre a protecção dos ecossistemas naturais e dos valores patrimoniais (paisagísticos e culturais), como pressupostos essenciais a um desenvolvimento sustentável.

2.2.2 GESTÃO DA QUALIDADE DAS ÁGUAS ESTUARINAS

Nas últimas quatro décadas vários eventos tornaram evidente que os processos de eutrofização são responsáveis por uma parcela muito significativa dos problemas de qualidade das águas estuarinas e costeiras, além de outros associados à contaminação microbiológica nas zonas balneres e de lazer e à descarga de efluentes com substâncias tóxicas.

Os efeitos nocivos do enriquecimento em nutrientes, da ocorrência de condições anóxicas ou de hipoxia e da proliferação de florescências algais (potencialmente tóxicas) em diversas áreas dos sistemas estuarinos têm originado graves impactos ambientais, tais como a mortalidade de peixes (originada pela toxicidade do amoníaco), a interdição das actividades de aquicultura, a perda ou devastação dos prados marinhos autóctones e a diminuição (por vezes drástica) de alguns organismos das comunidades bênticas (por exemplo, bivalves e crustáceos).

A presença de elevadas concentrações de nitratos nas águas para consumo tem efeitos nocivos para a saúde pública. Na presença de materiais orgânicos, o ácido nítrico pode transformar-se em óxido nítrico que, ao ser metabolizado pelos seres vivos, produz uma oxidação do ferro na hemoglobina, causando metemoglobinemia. Esta patologia origina tonturas, hipoxia, perda da coordenação motora, distúrbios mentais, fraqueza e morte.

A variedade e complexidade dos processos de eutrofização vieram demonstrar que a abordagem clássica da eutrofização em águas doces, baseada na análise de parâmetros como a concentração de nutrientes, a turvação e a *clorofila-a*, não é a mais adequada para as águas estuarinas, já que nem as elevadas concentrações de nutrientes são, obrigatoriamente, um indicador de eutrofização, nem as baixas concentrações indicam, necessariamente, a sua inexistência (Cloern, 2001; Dettmann, 2001).

Apesar de os nutrientes serem uma causa directa da ocorrência destes processos, há outros factores que determinam o nível e o tipo de sintomas de eutrofização nas águas estuarinas, nomeadamente, o caudal fluvial, o efeito da maré e o tempo de retenção da água (Cloern, 1999; Boesch, 2002).

Daí que, nas últimas décadas, o estudo deste fenómeno tenha sido um dos desafios colocados ao esforço de pesquisa da comunidade científica internacional, no sentido de ampliar o conhecimento destes processos e de produzir recomendações, não só para a prevenção e mitigação dos seus efeitos, mas sobretudo para a recuperação dos ecossistemas sujeitos a eutrofização (NRC, 2000).

Como corolário desse esforço, foram estabelecidos *limiares de risco* para alguns dos constituintes biológicos do ecossistema (por exemplo, relativos à extensão da vegetação aquática submersa) e desenvolvidos novos modelos para simular e explorar novas relações de causa e efeito (Madden e Kemp, 1996; Lowery, 1996; Dettmann, 2001).

A nível europeu, a OSPAR (*Convenção Oslo - Paris*) tem desenvolvido, desde 1992, uma série acções com o objectivo de promover uma estratégia comum para identificar e resolver os problemas associados à eutrofização, tendo sido aprovado, em 1997, pela comissão OSPAR, o documento *Common Procedure*, com procedimentos comuns a adoptar pelos países subscritores na identificação de estados eutróficos em zonas costeiras e marinhas.

Esses procedimentos estão agrupados em duas fases: uma análise inicial de alguns parâmetros (carga de nutrientes, hidrodinâmica, características físicas, usos da água) e de observações directas (mortalidade de peixes, florescências algais) para despistar *falsas* áreas problemáticas; e uma análise detalhada de parâmetros associados aos factores que contribuem para o enriquecimento das águas em nutrientes, aos factores ambientais que suportam esse enriquecimento e aos seus efeitos directos e indirectos.

No ano seguinte, numa reunião em Sintra, foi aprovado o documento *OSPAR Strategy to Combat Eutrophication*, com o objectivo de se obter até 2010 um ambiente marinho saudável onde não ocorra eutrofização (sic). Trata-se de um enorme desafio, não só pelos elevados custos que as medidas de redução das descargas de nutrientes envolvem, mas também pelo facto de o estado do conhecimento neste domínio ser ainda limitado para permitir a definição clara de objectivos de qualidade ecológica, face à variabilidade e complexidade das interacções de factores físicos e biológicos.

No ano 2000, a UE publicou o documento *Criteria used for the definition of eutrophication in marine/coastal waters*, assumindo o seu duplo objectivo:

- recolher, avaliar e comparar os critérios aplicados nos vários países da EU para definir as condições de eutrofização em estuários, águas costeiras e águas marinhas;
- estabelecer, com base na informação recolhida, sugestões e recomendações, quer para a definição e uniformização de critérios principais e complementares a utilizar na avaliação da eutrofização, quer para a avaliação da fiabilidade do uso de bio-indicadores na definição do estado trófico das águas exteriores e de transição.

Face aos requisitos da DQA e aos procedimentos aprovados pela OSPAR, afigura-se inevitável uma avaliação multiparamétrica da eutrofização com a intensificação do recurso a bio-indicadores, baseados em índices de diversidade de espécies, para complementar os parâmetros tradicionalmente utilizados na avaliação do estado trófico dos sistemas estuarinos.

A introdução de novas técnicas de monitorização dos sistemas, tais como a detecção remota, poderá dar um enorme contributo para a avaliação do sucesso das medidas de gestão implementadas, através, por exemplo, da aquisição de dados, em tempo real, relativos à produção planctónica em águas costeiras e marinhas.

2.2.3 DEFINIÇÃO DE ÁREAS SENSÍVEIS E DE ZONAS VULNERÁVEIS

As directivas comunitárias relativas ao Tratamento de Águas Residuais Urbanas – UWWTD (91/271/EEC) e ao controlo das quantidades de nitratos – ND (91/676/EEC) estabelecem que cada estado membro da UE deve proceder à identificação das áreas sensíveis (UWWTD) e das zonas vulneráveis (ND), nas suas massas hídricas, utilizando como critério a ocorrência de processos eutrofização.

Em 1997, nenhuma zona estuarina portuguesa estava designada como vulnerável e só no estuário do rio Tejo havia a definição, com base legal, de áreas sensíveis (Dec. Lei n.º 152/97, de 19/6).

A Comissão Europeia, através do ERM (Environmental Resources Management), publicou, em 2000, dois relatórios onde refere a urgente necessidade de se proceder à aplicação daquelas Directivas a quatro estuários portugueses (Mira, Mondego, Tejo e Sado), face aos dados de qualidade da água publicados sobre esses sistemas (Ferreira *et al.*, 2002). Tal situação implicou que se tivesse estabelecido uma metodologia, com base científica, para identificação de áreas sensíveis e zonas vulneráveis nos estuários portugueses, assente em dois procedimentos complementares:

- análise relacional de parâmetros-chave relativos aos diferentes estuários e aplicação dum método de avaliação das condições de eutrofização, baseado na utilização do índice NEEA;
- utilização da modelação matemática para descrever e prever a evolução das condições tróficas nesses sistemas estuarinos.

Face à insuficiência de dados disponíveis, não foi possível estabelecer, nesse estudo, o índice NEEA para o estuário do rio Mondego, mas a análise das condições no braço sul deste estuário confirmaram a existência dum

processo de eutrofização, tendo sido, por isso, considerada como a única zona vulnerável a considerar no conjunto dos sistemas estuarinos analisados.

Bricker *et al.* (2003) apresentaram a metodologia ASSETS (Assesment of Estuarine Trophic Status) como um desenvolvimento do método baseado no índice NEEA, tendo como objectivo escalonar o estado eutrófico das águas estuarinas e costeiras da EU.

A avaliação da pressão sobre esses meios hídricos é efectuada através do recurso a técnicas de modelação, da comparação entre cargas de nutrientes antropogénicas e concentrações anteriores às perturbações e do estabelecimento de critérios de classificação quantitativos para os principais sintomas de eutrofização.

A remediação dos meios hídricos sujeitos a eutrofização, mais económica e realista, passa pela implementação de princípios de engenharia ecológica, como os propostos por Mitsch e Jørgensen (1989).

Os estudos realizados, a propósito da aplicação das directivas UWWTD e ND aos estuários portugueses, constituem um bom exemplo dos desafios que se colocam à gestão das águas estuarinas nacionais e à necessidade duma estratégia que passa pela implementação urgente de programas de monitorização adequados e por uma abordagem multidisciplinar e integrada, que fundamente sistemas de suporte à decisão capazes de definir prioridades de intervenção e medidas preventivas para a manutenção do bom estado ecológico dos meios hídricos.

2.3 PROCESSOS FÍSICOS NOS ESTUÁRIOS

Os processos físicos nos estuários apresentam geralmente características tridimensionais e podem ser analisados em dois níveis distintos, mas interactuantes: a coluna de água e os sedimentos.

Num estuário clássico (*positivo*), os padrões de circulação e de estratificação dependem da extensão dos processos de mistura entre a água doce e a água marinha ao longo do sistema, resultando, a longo prazo, um escoamento superficial para jusante (barotrópico) e um escoamento, junto ao leito, em sentido contrário (baroclínico) (Fisher, 1972).

O atrito que se desenvolve entre estas duas camadas gera, na sua interface, uma velocidade de corte responsável pela infiltração da água salgada na camada superior. Este processo é complementado pela difusão turbulenta devida à corrente de maré, que também favorece a mistura recíproca dessas camadas.

Informação adicional relativa à hidrodinâmica estuarina, nomeadamente sobre o transporte de partículas em *tempo real*, associado à intrusão salina e a fenómenos de mistura, pode ser obtida em várias fontes bibliográficas (por exemplo: Ippen, 1966; Fisher, 1972 e 1979; Officer, 1976 e 1977; Duarte, 1997).

Nesta abordagem serão descritos, apenas, os aspectos do transporte estuarino com maior relevância para a modelação da qualidade da água, dando-se particular destaque ao efeito (periódico) da propagação da maré num estuário, indutor do carácter dinâmico dos valores do caudal, da velocidade, da profundidade e da área inundada.

2.3.1 ACÇÕES MOTRIZES

2.3.1.1 MARÉ

As marés são movimentos oscilatórios das águas marinhas, relativamente ao referencial da altitude, gerados por forças residuais resultantes da atracção gravítica, induzida pelo sistema Terra–Lua–Sol, e da força centrífuga associada ao movimento de rotação da Terra.

A formulação mais utilizada na quantificação das marés é a que utiliza uma série de funções periódicas, resultantes da influência da complexa variação das posições relativas destes três astros, para descrever a flutuação cíclica da cota da superfície livre da água.

O modo mais simples de classificar as marés é através do seu período dominante, recorrendo-se ao chamado *número de forma* (F) dado pelo quociente entre a soma das amplitudes das suas duas principais componentes semidiurnas e a soma das amplitudes das suas duas principais componentes diurnas. Numa lagoa costeira o número de forma apresenta valores muito inferiores aos observados em estuários. Este parâmetro é utilizado para definir três tipos de marés:

- diurnas ($F > 3$), com uma preia-mar e uma baixa-mar diária (período de 24,84 horas);
- semidiurnas ($F < 0,25$), com uma preia-mar e uma baixa-mar de características semelhantes em cada meio dia lunar (12,42 horas);
- mista ($0,25 < F < 3$), com periodicidade semidiurna, resultante da combinação das características das marés diurnas e semidiurnas, verificando-se uma diferença acentuada nas alturas máximas da água e nos tempos de enchente, entre marés consecutivas.

Além das suas principais componentes harmónicas (diurnas e semidiurnas), existem outras de período semimensal, mensal, semianual e anual.

As forças resultantes da atracção gravítica da Terra com o Sol e a Lua (traduzidas pela leis de Newton) podem ser decompostas nas suas componentes radial e tangencial em qualquer ponto da superfície terrestre.

A importância da componente radial na produção da maré é diminuta, pois, além de ser muito inferior à acção da força de atracção terrestre, a reduzida compressibilidade volumétrica da água não permite alterações significativas do nível da superfície livre.

As componentes tangenciais, não influenciadas pela força de atracção terrestre, são as principais responsáveis pela formação das marés correspondente à acumulação de massa líquida nos pontos *P1* e *P3* e rarefacção nos pontos *P2* e *P4*, conduzindo a uma forma global da superfície livre, semelhante a um elipsóide de revolução (Figura 2.10).

Sobrepondo o efeito da atracção gravítica com o movimento de rotação da Terra, obtêm-se duas posições diárias em que a altura da superfície livre atinge cada um dos seus valores extremos, correspondentes a cada uma das já referidas componentes semidiurnas principais.

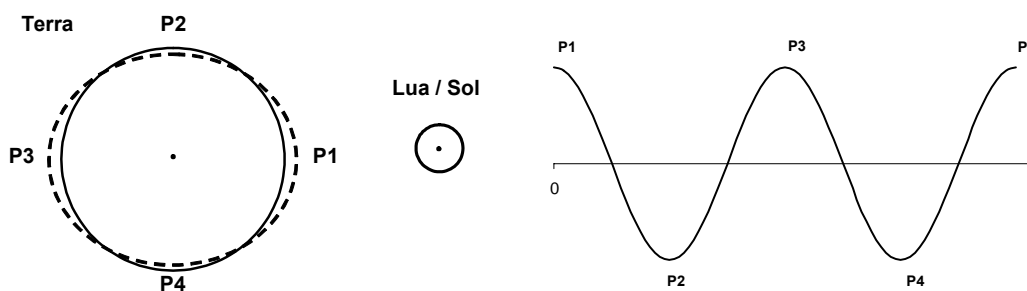


Figura 2.10 – Superfície livre induzida pelas componentes tangenciais das forças actuantes e onda de maré semidiurna devida ao efeito conjunto com a rotação da Terra

A origem das componentes diurnas da maré está intimamente ligada com a declinação da Lua ou do Sol, devida à inclinação do eixo de rotação da Terra face ao plano que contém as órbitas descritas pelos centros dos dois planetas.

No seu movimento de translação em torno da Terra, a Lua passa por uma posição extrema a Norte e outra a Sul do equador. A declinação do Sol tem um efeito análogo ao da declinação da Lua.

As marés mistas apresentam alturas máximas (posições $P5$ e $P6$) e períodos desiguais, devido à sobreposição de uma onda de maré diurna de amplitude d com uma onda de maré semidiurna de amplitude s (Figura 2.11, adaptada de Pugh, 1987).

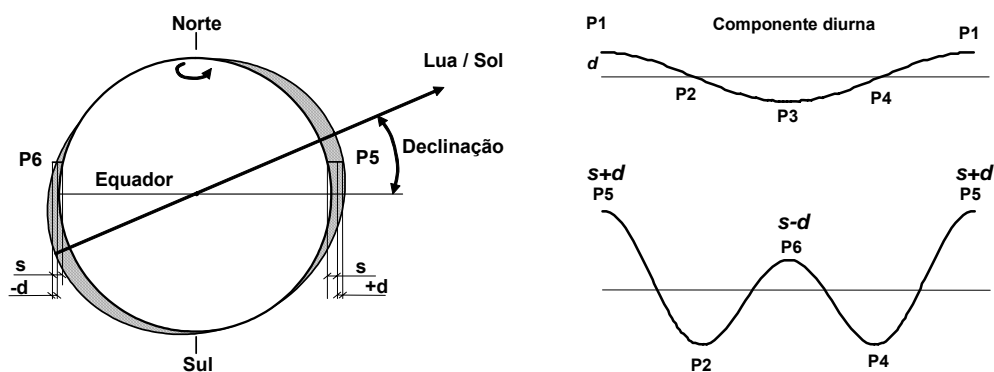


Figura 2.11 – Superfície livre induzida pelo efeito de declinação, ondas de maré diurna e mista

No caso de os planetas Terra, Lua e Sol estarem alinhados (lua nova ou cheia) originam-se marés de amplitude máxima, conhecidas por *marés vivas*. Se o alinhamento da Terra com a Lua for perpendicular ao da Terra com o Sol (quarto crescente ou minguante) produzem-se as designadas *marés mortas* (amplitude mínima).

O movimento vertical da água (orbital ao nível das partículas) associado às marés tem uma componente horizontal que induz a corrente de maré (Brown *et al.*, 1997).

A onda de maré, quando se propaga em zonas costeiras e estuarinas sofre distorção devido à topografia e ao atrito no fundo, que absorve muita da energia de propagação, diminuindo a amplitude da onda.

Os ambientes estuarinos são fortemente influenciados pela maré, nomeadamente pela extensão da sua influência no sistema fluvial, pela altura das ondas, pela intensidade das correntes, pelos seus efeitos na sedimentação, distribuições de salinidade e temperatura e pela disponibilidade de oxigénio dissolvido.

Quando a velocidade da corrente de maré num estuário é suficientemente forte, produz-se, além de alterações na batimetria, uma corrente vertical turbulenta, devida à resistência por atrito no fundo do canal, que favorece o processo de mistura na coluna de água.

A maré propaga-se como uma onda estacionária nos casos em que a velocidade da corrente é máxima a meio da enchente e da vazante e como uma onda progressiva se a sua energia for completamente dissipada por atrito, sendo na maioria dos estuários uma onda mista devido ao facto de a dissipação de energia ocorrer antes e depois dos fenómenos de reflexão (Dyer, 1997).

A propagação da maré define-se como a distância que uma partícula fluida percorre ao longo do eixo principal do estuário, no intervalo de tempo entre a baixa-mar e a preia-mar e pode ser estimada pela expressão:

$$x = \frac{2}{\pi} \cdot \bar{U}_{\max} \cdot \left(\frac{T}{2} \right) \quad (2.1)$$

em que,

\bar{U}_{\max} é a velocidade média máxima da corrente de maré [$m s^{-1}$];

T é o período da maré semidiurna [s];

Durante a sua progressão no estuário, a onda de maré incidente é influenciada pela geometria do mesmo, de tal modo que a sua amplitude apresentará as seguintes tendências:

- aumentar, quando o estuário é convergente;
- diminuir, quando a extensão do estuário é inferior à do comprimento de onda da maré, devido à reflexão contínua das ondas nas margens, e em águas pouco profundas, devido à dissipação de energia por atrito no leito do estuário.

Em estuários de pequena inclinação, extensos e sem estruturas de retenção, a amplitude da onda maré pode mesmo anular-se, face à predominância das duas últimas tendências acima referidas. Nestes casos, a propagação da maré pode ser caracterizada por uma onda progressiva única, estimando-se o tempo de percurso da crista da onda (desprezando os efeitos de atrito) através da expressão:

$$t = \int \frac{dx}{c(x)} = \int \frac{dx}{\sqrt{gh(x)}} \quad (2.2)$$

em que,

$c(x)$ é a celeridade da onda à distância x da embocadura [$m s^{-1}$];

$h(x)$ é a profundidade média na secção [m];

g é a aceleração da gravidade no local [$m s^{-2}$].

No caso de existirem estruturas de retenção (açudes, barragens, etc.), ocorrerá uma reflexão da onda para jusante, condicionada pela largura e rugosidade do estuário, originando uma maré co-oscilante resultante da interacção das ondas incidente e reflectida.

O movimento da maré num estuário pode ser considerado advectivo ou dispersivo em função da escala dos fenómenos em estudo. No caso de descargas de substâncias altamente reactivas, o seu principal efeito será

advectivo, enquanto que em análises a médio e longo prazo, em que se considera um regime permanente (média de vários ciclos), o movimento da maré tem uma acção predominantemente dispersiva (Chapra, 1997).

Os principais efeitos da acção da maré num estuário são:

- o *prisma de maré*, correspondente ao volume de água marinha que penetra ciclicamente no estuário e à capacidade de transporte de sal, partículas em suspensão e substâncias poluentes;
- a *oscilação das correntes de maré*, responsável por dois fenómenos distintos: a dispersão da salinidade e de poluentes (devida aos gradientes de velocidade nas secções transversais e ao amortecimento da maré nas zonas ramificadas) e a mistura vertical resultante da quebra da interface água doce/água salgada, permitindo a mistura turbulenta dessas camadas e reduzindo a estratificação densimétrica.

A salinidade é uma das variáveis fundamentais na investigação em águas estuarinas, estando o seu conceito associado a uma medida da massa de sais dissolvidos num dado volume de solução. Em termos mais exactos, a salinidade traduz a quantidade total de sais, após todos os carbonatos terem sido convertidos em óxidos, todos os brometos e iodetos substituídos pelos seus equivalentes em cloretos e toda a matéria orgânica oxidada.

A *salinidade absoluta* define-se como o quociente entre a massa de matéria dissolvida na água do mar e a respectiva massa de água. Sendo impossível a medição directa desta quantidade através de evaporação e pesagem dos sais remanescentes, face à diversidade das temperaturas necessárias para esse efeito e à perda de alguns desses constituintes, optou-se pela definição de uma *salinidade prática* baseada numa equação polinomial (válida para valores entre 2 e 42 ‰), pressupondo uma relação constante entre os principais constituintes da água marinha (UNESCO, 1985).

Tal só é correcto em termos de composição média, face às diferenças de salinidade nos oceanos. Representando o teor em cloreto de sódio mais de 85% dos constituintes das águas marinhas, não será de estranhar o facto de, até 1985, a salinidade ser frequentemente expressa através dessa concentração ou do teor de iões cloreto.

Actualmente, o valor da salinidade deve ser referido em permilagem (‰) ou expressa em *psu* (*practical salinity unity*), sendo de omitir as expressões *ppm* e “10⁻³” (Kramer *et al.*, 1994).

A determinação da salinidade absoluta duma água natural deveria fazer-se através da sua análise química completa. Contudo, este procedimento, além de moroso, pode não conduzir à precisão necessária em algumas pesquisas. Daí a necessidade de utilizar outros métodos, que se encontram descritos e sistematizados em Duarte (1997).

O método directo de medição da salinidade consiste na utilização dum salinómetro, calibrado com soluções-padrão de cloreto de potássio ou de água marinha. Existem outros salinómetros em que a determinação da salinidade é efectuada por conversão do valor da condutividade efectivamente medido, através duma equação polinomial de quinto grau (e que serve de base às Tabelas Oceanográficas Internacionais), incluindo já as respectivas correcções de temperatura.

Os métodos indirectos normalmente utilizados na determinação da salinidade efectuam a medição de:

- *propriedades físicas*: condutividade, densidade, velocidade de propagação do som ou índice de refacção. Refira-se que a medição da condutividade (a mais precisa), apresenta dois inconvenientes: só traduz os solutos iónicos e não qualquer substância dissolvida; e é falseada pela presença de elevados teores de SST, óleos, gorduras e hidrocarbonetos;

- *substâncias químicas*: ião cloreto, cloreto de sódio, sólidos dissolvidos. Através das equações estequiométricas e das massas atômicas dos elementos, podem estabelecer-se expressões algébricas simples para relacionar a concentração das diferentes substâncias. Por exemplo do tipo: $mg [NaCl] / L = mg [Cl] / L \times 1,65$.

Para a determinação da salinidade da água marinha em trabalhos laboratoriais e de campo, os métodos actualmente recomendados pelo *Standard Methods Committee* (1989) são o da condutividade e o da densidade.

O método da condutividade é o mais comum devido à facilidade de medição e à sua alta sensibilidade. A condutividade (R_t) é a expressão numérica da capacidade dum solução aquosa transportar a corrente eléctrica. Esta capacidade depende da temperatura da amostra e das características dos iões presentes nessa solução (concentração total e relativa, mobilidade e valência). Neste método utiliza-se a *Practical Salinity Scale* (PSS) (UNESCO, 1981) estabelecida com base numa solução padrão de cloreto de potássio, que veio substituir a relação clássica, estabelecida por Knudsen (1901), entre a salinidade e o teor de cloro: $S (\text{‰}) = 1,80655 \times Cl (\text{‰})$.

Diz-se que a água marinha tem uma salinidade de 35 *psu* se a sua condutividade, a 15°C e à pressão de uma atmosfera, for igual à de uma solução, com um quilograma de massa, que contém 32,4356 g de cloreto de potássio (*KCl*). Assim, a *salinidade prática* dum água pode ser calculada com base no valor da condutividade e da variação da salinidade em função da condutividade e da temperatura (T , em °C). Refira-se que a condutividade aumenta cerca de 1,9% por cada grau de diminuição da temperatura.

No caso dos estuários são necessárias calibrações secundárias, recorrendo a diluições da água marinha com condutividade conhecida, de modo a que o condutímetro forneça leituras correctas. Hill *et al.* (1986) tornaram a PSS extensiva às baixas salinidades, através da seguinte equação:

$$S = S_{PSS} - \frac{a_0}{1 + 1,5X + X^2} - \frac{b_0 \cdot f(T)}{1 + Y^{1/2} + Y^{3/2}} \quad (2.3)$$

em que,

$$a_0 = 0,008 ; b_0 = 0,0005 ; X = 400 \cdot R_t ; Y = 100 \cdot R_t ;$$

$$f(T) = (T - 15) / [1 + 0,0162 \times (T - 15)] .$$

A interacção da maré com a geometria das fronteiras sólidas e/ou com o gradiente longitudinal da salinidade pode provocar uma circulação transversal, devido a diferenças de fase da maré nas secções transversais e a efeitos da curvatura do canal (Pugh, 1987). Esta circulação é determinante na avaliação dos balanços de massa (água, sal, poluentes) no interior dos estuários (Valle-Levinson e Lwiza, 1995).

2.3.1.2 ESCOAMENTO FLUVIAL

A acção fluvial é igualmente uma das preponderantes nos sistemas estuarinos, pois em conjunto com a maré induzem uma circulação gravitacional no estuário. O aumento do caudal fluvial conduz a uma diminuição da propagação da maré e a um aumento quer da pluma de água doce nas águas oceânicas durante a vazante, quer dos gradientes longitudinais da densidade no interior do estuário. Os principais efeitos do escoamento fluvial nas características hidrodinâmicas e na qualidade da água dos estuários são:

- a introdução nos estuários de substâncias poluentes (transportadas por advecção) e partículas em suspensão, que constituem o manancial mais importante dos sedimentos estuarinos;
- a estratificação densimétrica das águas estuarinas, ao induzir o escoamento da água doce sobre a cunha salina, permitindo o transporte à superfície de substâncias dissolvidas e favorece a inversão do sentido de escoamento nas camadas inferiores, responsáveis pelo transporte de sal e de poluentes para montante;

- a criação de gradientes horizontais de salinidade (em conjunto com a batimetria e o efeito de *Coriolis*), que induzem uma circulação gravitacional com características rotacionais, favorecendo a difusão turbulenta;
- a influência no tempo de retenção da água fluvial e de residência dos seus constituintes (Duarte *et al.*, 2001).

A redução do caudal fluvial por intervenção antropogénica (construção de barragens, captação de água para abastecimento, desvio e retenção de água para fins agrícolas) tem consequências importantes e por vezes irreversíveis nos processos estuarinos, aumentando significativamente o tempo de retenção da água doce no estuário.

Em casos extremos, o estuário pode converter-se numa ria (com salinidade semelhante à oceânica) ou numa lagoa costeira, perdendo a sua ligação com o mar e adquirindo características hipersalinas (Schumann *et al.*, 1999).

As correntes estuarinas tanto podem ser uma fonte de energia como um importante factor de pressão para os ecossistemas aquáticos (Day *et al.*, 1989). Para intensidades moderadas, elas funcionam como fontes de energia para os prados marinhos, ao transportar matéria orgânica e nutrientes inorgânicos para os sedimentos e ao remover os resíduos da metabolização dessas substâncias. Se as correntes forem muito fortes, a sua acção passa a ser perturbadora, podendo levar à erosão desses prados por quebra das suas fixações no leito.

2.3.1.3 VENTO

As depressões atmosféricas estão na base da geração do vento que, para elevadas intensidades, pode ser responsável pela formação de correntes residuais transversais nos estuários, promovendo ou ampliando a mistura

vertical. A direcção do vento pode intensificar o escoamento superficial ou até revertê-lo para montante (Dyer, 1997).

Os ventos actuantes ao longo da zona costeira adjacente ao estuário podem originar o chamado escoamento de *Eckam* (na costa ou ao largo) causando o aumento ou a diminuição do nível do mar e as correspondentes variações na elevação da superfície livre nos estuários (El-Sabh, 1997).

A acção do vento pode ser quantificada pela energia que transmite à superfície da água, sendo expressa através duma tensão calculada em função da massa específica do ar, da velocidade do vento (10 m acima da superfície da água) e dum coeficiente de arrastamento (Garra, 1977).

O efeito do vento em estuários largos e pouco profundos pode originar correntes de intensidade apreciável, variáveis com a força e velocidade do vento, a estabilidade da camada atmosférica adjacente à fronteira líquida, a grandeza do *fetch*², o grau de desenvolvimento da ondulação e a energia dissipada nas fronteiras sólidas. No caso de estuários com um canal central bem mais profundo do que os laterais, o efeito do vento na circulação estuarina pode ser superior aos efeitos da maré e do caudal fluvial (Wong, 1994).

Quando o vento exerce uma tensão quase uniforme na superfície duma massa água, a linha de acção da força resultante não contém o seu centro de gravidade (no caso de um estuário bem misturado e com diferentes profundidades), produzindo-se um binário responsável pela circulação (horizontal) dessa massa de água. Este efeito, circulação residual (rotacional) pode ser amplificado pelas irregularidades da geometria e da batimetria dum estuário, contribuindo para a criação de ondas internas (instáveis) responsáveis pela intensificação dos processos de mistura e dispersão.

² O *fetch* traduz a distância ao longo da qual o vento sopra na mesma direcção.

2.3.1.4 EFEITO DE *CORIOLIS*

O efeito de Coriolis, associado ao movimento de rotação da Terra, é responsável pela deflexão das linhas de corrente dos escoamentos, provocando um efeito global de circulação em sentido directo, no hemisfério norte. Assim, na vazante as correntes aproximam-se da margem direita e na enchente da margem esquerda.

A importância deste efeito na circulação estuarina pode ser avaliada através dum parâmetro adimensional, designado por *número de Kelvin* (K), definido por:

$$K = \frac{B}{R_0} \quad (2.4)$$

com,

$$R_0 = \frac{C_0}{f} \approx (g \cdot H)^{\frac{1}{2}} \quad (2.5)$$

em que,

- B é a largura característica do estuário [m];
- R_0 é o raio externo de Rossby [m];
- f é o parâmetro de Coriolis [s^{-1}];
- c_0 é a celeridade da onda gravítica superficial [$m s^{-1}$];
- H é a profundidade média do estuário [m].

Segundo Wang *et al.* (1990), quando o *número de Kelvin* é superior à unidade as forças de *Coriolis* são determinantes da circulação no estuário e são desprezáveis, em relação às restantes, se esse número apresentar valores inferiores a uma centésima.

2.3.1.5 PROCESSOS SEDIMENTOLÓGICOS

Os sólidos em suspensão num estuário podem ser provenientes do rio (partículas orgânicas e inorgânicas), do oceano, devido a correntes laterais, ou produzidos no próprio estuário por erosão do leito, floculação, crescimento do fitoplâncton e excreção dos microrganismos. A concentração de sólidos em suspensão varia com a amplitude de maré e outros factores sazonais (Parker, 1997) afectando a morfologia do estuário. A distribuição de partículas e de contaminantes num estuário resulta dum conjunto de processos associados aos seus mecanismos de transporte e que se sintetizam na Tabela 2.8 (Eisma *et al.*, 1997).

Tabela 2.8 – Processos de transporte de sedimentos

Processo	Efeito
Precipitação	erosão, arrastamento e deposição de matéria particulada no leito do estuário
Lateralização	formação de sapais e áreas sujeitas à oscilação da maré (favorecendo a contaminação das zonas envolventes)
Exportação	assoreamento da zona costeira e uma disseminação de poluentes ao longo do sistema fluvial
Importação	transporte de partículas para montante por acção da maré
Dragagem	acção mecânica exterior que pode determinar a ressuspensão de partículas sedimentadas

A distribuição de sedimentos num estuário revela, geralmente, o predomínio de:

- areia, nos canais em contacto directo com o mar;
- silte/argila – em áreas urbanizadas e águas pouco profundas;
- lodo (argila), junto a depressões topográficas, encostas íngremes, vales glaciares, descargas de efluentes e em zonas de máxima turvação associadas à intrusão da cunha salina.

Bartlett (1982) estabeleceu uma relação directa entre a dimensão dos sedimentos e as respectivas concentrações de matéria orgânica, nutrientes e metais pesados, sendo as argilas o tipo de sedimento que apresenta maiores teores de nutrientes.

O consumo de oxigénio e o baixo valor do *pH* nas camadas *bênticas* podem, por sua vez, conduzir à libertação de fósforo, agudizando os processos de eutrofização das águas estuarinas.

Segundo Forstner (1989), a influência dos fenómenos de adsorção associados ao decaimento e transporte de substâncias tóxicas só é significativa no caso da fracção sólida com dimensão inferior a 63 μm .

A composição e a distribuição da fauna aquática são dos principais elementos de diagnóstico da qualidade das águas superficiais. Além da correspondência entre a concentração de sólidos em suspensão e a área de contacto do leito com a massa hídrica, verificou-se, em alguns estudos, a ocorrência de concentrações elevadas de coliformes na água, como resposta ao aumento do valor do caudal fluvial, e o carácter finito da libertação de bactérias pelos sedimentos, podendo esta cessar após a ocorrência de sucessivos caudais de cheia.

A bioturvação resulta da actividade de organismos existentes próximo ou nos sedimentos, que promovem a sua ressuspensão (vertical e horizontal), substituindo o processo de erosão em zonas morfologicamente estáveis. Por sua vez, algumas massas algais submersas podem estabilizar os sedimentos nas zonas de sapal (Black, 1997).

A sedimentação das partículas depende da concentração da matéria em suspensão e da tensão de arrastamento da maré, que variam com a fase da maré (enchente ou vazante) e com a sua amplitude (maré viva ou maré morta). A concentração de sólidos em suspensão e a localização das zonas de turvação máxima dependem significativamente do valor do caudal fluvial.

Nos estuários, a importância das zonas de turvação máxima deve-se à sua influência na produção primária, nos tempos de residência de poluentes, na migração dos peixes e na periodicidade das dragagens. A dinâmica da turvação máxima foi estudada por Mitchell *et al.* (1998), resultando as seguintes conclusões:

- a hidrodinâmica estuarina revela uma variação muito complexa da velocidade média nas secções, resultante da batimetria, da amplitude da maré e da oscilação dos caudais fluviais;
- os processos do transporte de substâncias dissolvidas apresentam uma complexa distribuição espaço-temporal, como se demonstra pelas flutuações da salinidade (mistura vertical forte e resposta razoavelmente rápida às variações do caudal fluvial);
- a concentração de sólidos em suspensão (SST) apresenta uma rápida variação espaço-temporal e acentuados gradientes (verticais e horizontais). As zonas de turvação máxima ocorrem no limite montante dos estuários e para baixos caudais fluviais, verificando-se uma relação forte com a concentração média de SST durante a enchente, a amplitude de maré e os caudais do rio nos dias anteriores;
- a formação e a manutenção da turvação máxima dependem da assimetria da maré e do gradiente vertical da concentração de partículas por ela induzido.

A variação espacial da distribuição de poluentes nos sedimentos pode ser devida a diferentes taxas de sedimentação em cada zona, à diferença do tamanho das partículas do sedimento e à sua mistura. A transferência para a coluna de água do azoto amoniacal presente nos sedimentos das zonas intermareais de jusante é superior à que ocorre nas zonas de montante. Essa transferência é máxima em maré viva, durante o início da inundação das zonas de jusante, e é mínima nas zonas de montante durante a primeira inundação após três dias de maré quebrada (Cabrita *et al.*, 1999).

2.3.2 HIDRODINÂMICA ESTUARINA

2.3.2.1 EQUAÇÕES DE MOVIMENTO

O movimento de um volume elementar de fluido incompressível e isotérmico, quando expresso em termos de valores instantâneos das componentes do vector velocidade e da pressão, pode ser descrito pelas *equações de Navier-Stokes*, constituídas por três equações de quantidade de movimento (conservação de energia) (Eq. 2.6 a 2.8) e pela equação da continuidade (conservação de massa) (Eq. 2.9).

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \rho F_x - \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (2.6)$$

$$\rho \left(\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \rho F_y - \frac{\partial p}{\partial y} + \mu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad (2.7)$$

$$\rho \left(\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \rho F_z - \frac{\partial p}{\partial z} + \mu \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.9)$$

onde,

- u, v e w são as componentes do vector velocidade [$m s^{-1}$];
- p é a pressão [Pa];
- F_x, F_y e F_z são as componentes das forças de volume por unidade de massa [$N kg^{-1}$];
- μ é o coeficiente de viscosidade dinâmica [$kg m^{-1} s^{-1}$].
- ρ é a massa volúmica [$kg m^{-3}$];

Substituindo-se, nas equações 2.6, 2.7 e 2.8, o valor instantâneo da velocidade pela soma de um valor médio temporal com uma flutuação aleatória, obtêm-se as *equações de Reynolds* que caracterizam o movimento médio (média temporal) de uma partícula de fluido.

$$\rho \left(\frac{\partial \hat{u}}{\partial t} + \frac{\partial(\hat{u}\hat{u})}{\partial x} + \frac{\partial(\hat{u}\hat{v})}{\partial y} + \frac{\partial(\hat{u}\hat{w})}{\partial z} \right) = \rho F_x - \frac{\partial \hat{p}}{\partial x} + \mu \left(\frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial x} \overline{u'u'} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{u'w'} \right) \quad (2.10)$$

$$\rho \left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial t} + \frac{\partial(\hat{v}\hat{u})}{\partial x} + \frac{\partial(\hat{v}\hat{v})}{\partial y} + \frac{\partial(\hat{v}\hat{w})}{\partial z} \right) = \rho F_y - \frac{\partial \hat{p}}{\partial y} + \mu \left(\frac{\partial^2 \hat{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \hat{v}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \hat{v}}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial x} \overline{v'u'} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'v'} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'w'} \right) \quad (2.11)$$

$$\rho \left(\frac{\partial \hat{w}}{\partial t} + \frac{\partial(\hat{w}\hat{u})}{\partial x} + \frac{\partial(\hat{w}\hat{v})}{\partial y} + \frac{\partial(\hat{w}\hat{w})}{\partial z} \right) = \rho F_z - \frac{\partial \hat{p}}{\partial z} + \mu \left(\frac{\partial^2 \hat{w}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \hat{w}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \hat{w}}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial x} \overline{w'u'} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{w'v'} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'w'} \right) \quad (2.12)$$

onde,

- \hat{u}, \hat{v} e \hat{w} são médias temporais das componentes da velocidade [$m s^{-1}$];
- u', v' e w' são flutuações das componentes da velocidade [$m s^{-1}$];
- $\overline{u'u'}$, $\overline{u'v'}$, $\overline{u'w'}$... são as tensões de *Reynolds*, correspondentes à média do produto dos valores das flutuações, que representam a contribuição adicional das flutuações turbulentas para as forças aplicadas [$m^2 s^{-2}$];
- \hat{p} é a média temporal da pressão [Pa].

A forma tridimensional das equações de Reynolds e a equação da continuidade (para valores médios) são a base do estudo de escoamentos reais. Em domínios como os estuários, estas equações deverão sofrer as adaptações necessárias para a consideração das particularidades associadas a águas pouco profundas e à influência de outras forças aplicadas (forças de *Coriolis*, atrito na superfície devido ao vento e gradientes de densidade).

Quando as diferenças de grandeza da massa específica originadas pela mistura de água doce e água marinha não são suficientemente significativas para alterar os termos de inércia, embora influenciem os termos gravitacionais, é usual adoptar-se, por analogia com as tensões viscosas num escoamento em regime laminar, a hipótese de *Boussinesq*, que estabelece que as tensões de Reynolds são proporcionais aos gradientes das velocidades médias, escrevendo-se em notação tensorial:

$$-\overline{u_i u_j} = \nu_t \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \delta_{ij} K \quad ; \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (2.13)$$

em que,

δ_{ij} é o símbolo de Kronecker;

$K = \frac{1}{2} (\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})$ é a energia cinética turbulenta por unidade de massa.

As equações de quantidade de movimento aplicadas a águas pouco profundas e adoptando a hipótese de *Boussinesq* podem ser reescritas do seguinte modo:

- Equação longitudinal:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) \\ + f \cdot v + \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2.14)$$

- Equação transversal:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \right) \\ + f \cdot u + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2.15)$$

- Equação vertical (variação da pressão de tipo hidrostático):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g_z \quad (2.16)$$

em que,

- ν é a viscosidade cinemática [$m^2 s^{-1}$];
- η é a elevação da superfície livre [m];
- τ é a tensão de corte turbulenta [Pa];
- f coeficiente de *Coriolis*;
- ρ é a massa específica da água [$kg \cdot m^{-3}$].

No estudo da hidrodinâmica estuarina terão ainda de ser consideradas mais duas equações complementares: uma equação de estado (2.17) e uma equação de balanço (ou conservação) de sal (2.18).

$$\rho = \rho(S, T, p) \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2.18)$$

em que,

- S é a salinidade [psu];
- T é a temperatura absoluta [$^{\circ}K$];
- $\varepsilon_x, \varepsilon_y$ e ε_z são os coeficientes de difusão turbulenta [$m^2 s^{-1}$].

Em estuários pouco profundos, o efeito da difusão turbulenta horizontal na circulação é muito inferior à da vertical podendo ser representado por um coeficiente de difusão constante (Sheng *et al.*, 1995).

Sendo a mistura turbulenta vertical uma propriedade do escoamento não permanente das águas estuarinas é importante parametrizar este processo através dum modelo de turbulência robusto como o desenvolvido por Sheng *et al.* (1989).

Neste modelo, as incógnitas das equações são as três componentes da velocidade, a tensão de corte, a elevação da superfície livre e a salinidade. A solução deste sistema de equações requer a definição de condições de fronteira para cada parâmetro ou outras relações que expressem a velocidade em função do caudal e da profundidade.

Além do transporte advectivo associado à circulação primária, as flutuações de maré, a topografia do sistema, o vento, o gradiente de salinidade e os processos sedimentológicos podem originar correntes secundárias, sendo necessário adaptar a equação de quantidade de movimento na direcção transversal (Eq. 2.15) dando-lhe a seguinte forma:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} + f \cdot u - \frac{u^2}{R} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} + Tb \quad (2.19)$$

em que,

$\frac{\partial v}{\partial t}$	é a variação temporal da velocidade transversal com a maré;
$u \frac{\partial v}{\partial x}, v \frac{\partial v}{\partial y}, w \frac{\partial v}{\partial z}$	são os termos da aceleração do escoamento secundário;
$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	representa a distribuição transversal da massa volúmica;
$g \frac{\partial \eta}{\partial y}$	representa a elevação da superfície livre numa secção transversal;
$\frac{u^2}{R}$	representa a aceleração centrífuga proveniente das linhas de corrente com raio de curvatura R;
Tb	é o conjunto dos termos de turbulência (mistura).

Factores como a batimetria, a rugosidade do canal, o vento, a difusão e as condições de fronteira (caudal e amplitude de maré) promovem e amplificam os fenómenos de mistura e dispersão, sendo por isso cruciais para uma adequada determinação dos vectores velocidade, essenciais na modelação do transporte e decaimento de poluentes nas águas estuarinas.

2.3.2.2 EQUAÇÕES DE TRANSPORTE

Nos estudos de qualidade da água procura-se caracterizar a distribuição das substâncias seleccionadas como indicadores dessa qualidade, algumas das quais designadas como poluentes ou contaminantes sempre que atingem concentrações consideradas inadequadas ou inadmissíveis para um determinado uso dessa água, incluindo, a perspectiva ambiental, de nesses meios hídricos se garantir uma qualidade mínima para suporte dos complexos ecossistemas aquáticos.

A evolução espaço-temporal da distribuição e da concentração de substâncias não conservativas depende da combinação de dois efeitos principais: o seu transporte (advecção e difusão/dispersão) na massa hídrica e os processos físicos, químicos e/ou biológicos resultantes das condições ambientais.

Geralmente, considera-se que o transporte de grandezas escalares (temperatura, salinidade, massa) se faz apenas por advecção. Na prática, verifica-se que, mesmo na ausência de movimento perceptível nos fluidos, esse transporte ocorre a diferentes escalas espaciais, desde a molecular, em que o processo de transporte é bem caracterizado (sendo proporcional ao gradiente dessa grandeza), até escalas mais largas em que se recorre a uma analogia entre o movimento dos turbilhões e o movimento molecular, quantificando-se o transporte por difusão turbulenta de acordo com expressões semelhantes às utilizadas para a difusão molecular.

O transporte de substâncias numa massa líquida pode considerar-se como combinação de três mecanismos distintos:

- *advecção*: em que a concentração se mantém constante ao longo do tempo, deslocando-se as partículas com a velocidade da corrente (só possível considerando velocidades médias nas secções transversais);
- *difusão* (molecular e turbulenta): entendida como um processo que tende a atenuar, ao longo do tempo, os gradientes da concentração da substância, devido ao movimento aleatório das partículas e à variação temporal da velocidade. O processo de difusão molecular pode ser descrito matematicamente pela primeira lei de Fick (Figura 2.12);
- *dispersão*: mecanismo de transporte em que a diminuição da concentração de uma substância ao longo do tempo resulta da variação espacial (transversal e vertical) da velocidade das partículas de água, promovendo o espalhamento e a mistura das partículas do poluente no sentido do escoamento.

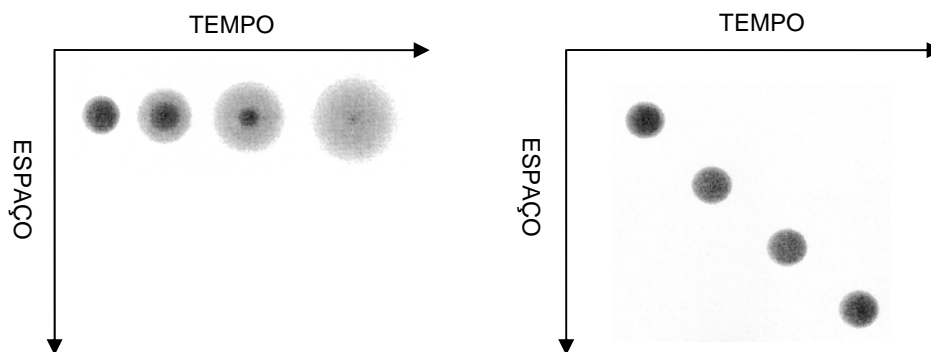


Figura 2.12 – Transporte de massa: difusão e advecção (adaptada de Chapra, 1997)

Na análise de escoamentos mais complexos, como os que ocorrem em águas estuarinas, Orlob (1976) introduziu o conceito de *difusão efectiva* para descrever todos os processos de mistura, incorporados numa terceira parcela (além das relativas à difusão molecular e turbulenta) representativa de processos como: a dispersão; a acção do vento; a oscilação da maré; a

presença de corpos imersos e de estruturas de retenção; a condução, relativa a transferências de calor entre substância devido à actividade molecular; e a convecção, relativa ao transporte vertical de substâncias induzido por instabilidades hidrostáticas, resultantes da justaposição de camadas de líquido com diferentes densidades e/ou temperaturas.

A modelação matemática dos mecanismos de transporte de massa pode ser formulada de duas maneiras distintas, através de:

- *modelos eulerianos*, que descrevem a distribuição tridimensional duma variável num dado local (observador fixo), ao longo do tempo;
- *modelos lagrangeanos*, que descrevem a variação temporal da posição da partícula (observador móvel), em função do campo de velocidades.

O balanço de massa de um constituinte conservativo, transportado num fluido que se apresenta em escoamento turbulento, pode ser expresso, em termos eulerianos, pela seguinte equação:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \hat{c}}{\partial t} + \frac{\partial(\hat{c}\hat{u})}{\partial x} + \frac{\partial(\hat{c}\hat{v})}{\partial y} + \frac{\partial(\hat{c}\hat{w})}{\partial z} = \varepsilon_m \left(\frac{\partial^2 \hat{c}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \hat{c}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \hat{c}}{\partial z^2} \right) + \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial \hat{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial \hat{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial \hat{c}}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2.20)$$

onde se admite,

$$-\varepsilon_x \frac{\partial \hat{c}}{\partial x} = \overline{(u'c')} \quad , \quad -\varepsilon_y \frac{\partial \hat{c}}{\partial y} = \overline{(v'c')} \quad , \quad -\varepsilon_z \frac{\partial \hat{c}}{\partial z} = \overline{(w'c')} \quad , \quad (2.21)$$

em que,

- \hat{c} é a concentração média do constituinte [$mg L^{-1}$];
- c' é a flutuação da concentração relativa à média temporal [$mg L^{-1}$];
- ε_m é o coeficiente de difusividade molecular [$m^2 s^{-1}$];
- ε_i é o coeficiente de difusividade turbulenta na direcção i [$m^2 s^{-1}$].

A difusividade mássica molecular, sendo uma propriedade do fluido, mantém-se constante ($\varepsilon_m = C^{te}$). A difusividade mássica turbulenta, dada pelo tensor diagonal $\bar{\varepsilon}(\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z)$, depende das propriedades locais do escoamento, admitindo-se que $\varepsilon_x = \varepsilon_y = \varepsilon_z$, se a difusão turbulenta for considerada isotrópica.

No caso do constituinte apresentar variações de concentração devidas a reacções físicas, químicas ou biológicas, deverá ser acrescentado um termo que permita quantificar essas variações. Em coordenadas cartesianas, a equação de *advecção–difusão–reacção* passa a ter a seguinte expressão:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + w \frac{\partial c}{\partial z} = \varepsilon_m \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \right) + \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial c}{\partial z} \right) + \beta(c) \end{aligned} \quad (2.22)$$

onde,

$\beta(c)$ é uma função que representa a parcela de constituinte produzida e/ou transformada em reacções [$mg L^{-1} s^{-1}$].

A equação anterior serve de base à análise de muitos dos problemas de transporte de matéria (solúvel) nos meios hídricos.

As soluções desta equação são de difícil obtenção, sendo apenas possível obter soluções analíticas em situações onde se verifiquem algumas simplificações, recorrendo-se geralmente a métodos numéricos para as determinar. Na Tabela 2.9 apresentam-se algumas soluções analíticas e os seus domínios de validade (Pinho, 2000).

2.3.2.3 CIRCULAÇÃO EM ESTUÁRIOS E LAGOAS COSTEIRAS

A complexidade da circulação das águas estuarinas está intimamente associada à respectiva variação da densidade da água, resultante dos diferentes valores da temperatura e da salinidade que ocorrem no interior

destes sistemas. A relação entre estas três variáveis pode ser quantificada através da equação de estado proposta por Crowley (1968).

Tabela 2.9 – Soluções analíticas da equação de transporte de substâncias

DOMÍNIO DE VALIDADE	EQUAÇÃO	SOLUÇÃO ANALÍTICA
Difusão pura unidimensional Regime laminar Fonte instantânea	$\frac{\partial c}{\partial t} = \varepsilon_m \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$	$c(x, t) = \frac{M_1}{\sqrt{4\pi\varepsilon_m t}} \exp\left(-\frac{x^2}{4\varepsilon_m t}\right)$
Difusão pura unidimensional Regime laminar Fonte contínua	$\frac{\partial c}{\partial t} = \varepsilon_m \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$	$c(x, t) = c_0 \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{\sqrt{4\varepsilon_m t}}\right)$
Advecção-difusão unidimensional Regime laminar Fonte instantânea	$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} = \varepsilon_m \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}\right)$	$c(x, t) = \frac{M_1}{(\sqrt{4\pi\varepsilon_m t})} \exp\left[-\frac{(x - Ut)^2}{4\varepsilon_m t}\right]$
Advecção-difusão unidimensional Regime laminar Fonte contínua	$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} = \varepsilon_m \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}\right)$	$C(x, t) = \frac{C_0}{2} \left[\exp\left(\frac{Ux}{\varepsilon_m}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x+Ut}{\sqrt{4\varepsilon_m t}}\right) + \operatorname{erfc}\left(\frac{x-Ut}{\sqrt{4\varepsilon_m t}}\right) \right]$
Advecção-difusão transversal Regime turbulento Fonte contínua Meio ilimitado	$U \frac{\partial c}{\partial x} = \varepsilon_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2}$	$c_u = \frac{G_0}{h\sqrt{4\pi\varepsilon_y x U}} \exp\left(-\frac{y^2 U}{4\varepsilon_y x}\right)$
Advecção-difusão transversal Regime turbulento Fonte contínua Meio limitado	$U \frac{\partial c}{\partial x} = \varepsilon_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2}$	$C(x, y) = C_u(x, y + y_0) + C_u(x, y - y_0) + \sum_{n=1}^N C_u(x, 2nB \pm y \pm y_0)$ (C_u é a solução em meio ilimitado)

Durante a vazante a água proveniente do **estuário** desloca-se para a região costeira adjacente, formando a chamada pluma de vazante do estuário, sendo, como se já se referiu um dos factores a considerar na delimitação de jusante dos sistemas estuarinos. O gradiente vertical de densidade nesta região depende do caudal do rio e da mistura promovida pela maré no interior do estuário: menores caudais fluviais originam menor estratificação.

A quantidade de movimento do jacto de vazante tende a formar uma pluma alinhada com o canal de descarga (frequentemente o canal de navegação). Na embocadura, a força de *Coriolis* tende a deflectir o jacto da vazante para a direita (no hemisfério norte), formando uma pluma paralela à costa e, na costa ocidental portuguesa, preferencialmente dirigida para norte. A água descarregada pelo estuário entra assim nas correntes litorais, sendo esse movimento condicionado pela maré, pela estrutura vertical de densidade e pela interacção da massa hídrica com a atmosfera.

Quando a maré inverte e a enchente se inicia, parte da água que saiu do estuário durante a vazante volta a entrar. No caso dos estuários estratificados, o gradiente de densidade reforça o papel do atrito no leito e a enchente inicia-se pelo fundo. No caso de estuários bem misturados e com fortes velocidades de vazante, a enchente inicia-se preferencialmente pelas zonas laterais entre o jacto de vazante e a costa. Este mecanismo de transição de vazante/enchente é o que predomina nos principais estuários portugueses (INAG, 2003). Nos estuários em que se formam baías, a água descarregada em cada maré é identificável pela sua forma de *lente*. Essas plumas vão-se misturando umas com as outras e com a água da baía, antes de entrarem na circulação costeira global (caso dos estuários do Tejo e do Sado, em Portugal). Este efeito pode ocorrer noutros estuários, na ausência da corrente litoral.

Na embocadura (não contraída) de estuários dominados pela acção da maré é possível identificar zonas com características hidrodinâmicas distintas:

- zona que não afecta a circulação estuarina nem é afectada por ela;
- zona onde predomina a corrente de vazante, sendo afectada pelo estuário;
- zona onde predomina o escoamento de enchente, não sendo afectada pelo estuário, mas que pode influenciar a circulação estuarina;
- zona de mistura, com importantes oscilações da salinidade durante um ciclo de maré, que é afectada pelo estuário e que o pode afectar.

O escoamento estuarino resultante corresponde ao movimento advectivo da água para a zona costeira, durante um ou vários ciclos de maré. Esse escoamento só corresponde ao caudal fluvial se as restantes fontes forem negligenciáveis, caso contrário é necessário proceder a um balanço hídrico com as outras fontes (águas subterrâneas, drenagem superficial e urbana).

No caso do transporte advectivo ser preponderante, as correntes de maré podem ser utilizadas para determinar o fluxo líquido. As variações de caudal, ao longo dum ciclo de maré, assemelham-se a duas meias sinusóides (Figura 2.13), que podem ser traduzidas analiticamente pelas expressões:

$$Q_v = q_v \cdot \text{sen} \left[\frac{\pi(t - \theta)}{T_v} \right] \quad \text{com} \quad \theta \leq t \leq \theta + T_v \quad (2.23)$$

$$Q_e = q_e \cdot \text{sen} \left[\pi + \frac{\pi(t - \theta - T_v)}{T_e} \right] \quad \text{com} \quad \theta + T_v \leq t \leq \theta + T_v + T_e \quad (2.24)$$

em que,

- Q_v, Q_e são os caudais médios durante a vazante e a enchente [$m^3 s^{-1}$];
- q_v, q_e são os caudais máximos durante a vazante e a enchente [$m^3 s^{-1}$];
- T_v, T_e são as durações (períodos) da vazante e da enchente [s];
- θ é o atraso de fase [s].

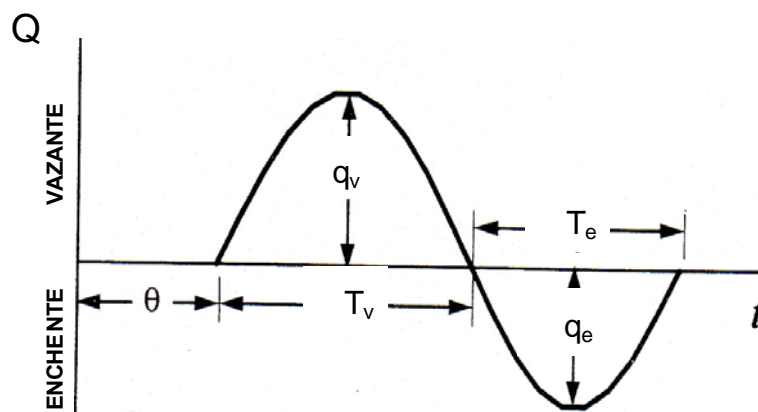


Figura 2.13 – Evolução do caudal num estuário durante um ciclo de maré

O caudal médio (Q_n) poderá ser obtido pelo quociente entre a soma dos integrais definidos das equações 2.25 e 2.26 e o período da maré, resultando a seguinte equação (Chapra, 1997):

$$Q_n = \frac{2}{\pi} \cdot \frac{q_v T_v - q_e T_e}{T_v + T_e} \quad (2.25)$$

A análise bidimensional do transporte de massa em estuários pode ser efectuada segundo dois critérios, decorrentes do tipo de circulação dominante:

- verticalmente homogénea, característica dos estuários bem misturados, em que prevalece o efeito das irregularidades do canal relativamente ao efeito do gradiente de densidades;
- lateralmente homogénea, característica dos estuários parcialmente estratificados, em que prevalece o efeito da intrusão salina.

No caso dos estuários estratificados (total ou parcialmente) o gradiente de densidades e a grandeza do caudal fluvial determinam uma circulação bidimensional (2-DV) complexa (Figura 2.14), analisada com detalhe por vários autores (Postma, 1967; Officer, 1983), devido à inversão do sentido do escoamento nas camadas inferiores (cunha salina), onde a água é mais densa, mais salina e apresenta menor temperatura.

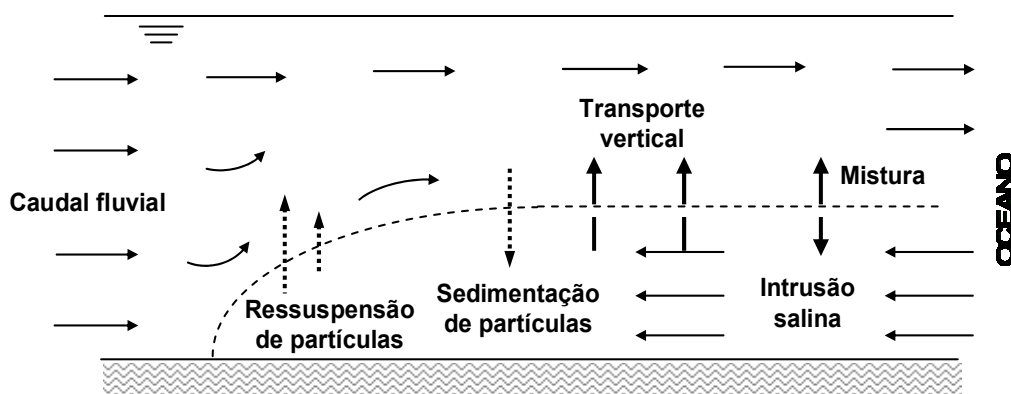


Figura 2.14 – Escoamento bidimensional (2-DV) em estuários

A estratificação vertical tem um efeito significativo na qualidade das águas estuarinas, nomeadamente na distribuição do oxigénio dissolvido, nos ciclos de nutrientes e na localização das zonas de turvação máxima geradas (por ressuspensão de sedimentos) na proximidade do limite da intrusão salina. Face à complexidade deste fenómeno, os estudos analíticos limitam-se, por vezes, à consideração de efeitos isolados sobre a dispersão de poluentes, tais como as oscilações de maré e a mistura vertical induzida por correntes residuais.

Os processos físicos nas lagoas costeiras têm como principais influências o vento, a maré e a morfologia, sendo o efeito do caudal fluvial menos relevante. Nestes sistemas, os factores morfométricos mais importantes são: as relações entre a largura, o comprimento e a profundidade; a batimetria; e a dimensão da ligação com o oceano, que controla as trocas entre as duas massas hídricas com influência nas taxas de renovação da água e nos tempos de residência dos seus constituintes.

Nestes sistemas de águas pouco profundas o efeito do atrito no leito pode reflectir-se nas correntes superficiais. As baixas profundidades desenvolvem correntes residuais em todos os ciclos de maré. Daí que a circulação nas lagoas costeiras apresente acentuadas variações espaciais e temporais. As conexões com o oceano e a maré determinam o padrão de circulação no interior da lagoa, sendo o vento responsável pela manutenção dessa circulação. A intensidade das correntes é proporcional à velocidade do vento e as flutuações da altura da água são proporcionais ao quadrado da velocidade do vento e inversamente proporcionais à profundidade do canal.

Quando existem múltiplas conexões com o oceano é frequente ocorrer um atraso de fase na propagação da maré, originando uma circulação desigual nos canais de ligação. Tal facto, se associado a efeitos consonantes do vento e da maré, tenderá a diminuir os tempos de residência na lagoa podendo mesmo ocorrer uma situação em que o movimento da água nas conexões se processa simultaneamente com sentidos contrários (Yanez-Araccibia e Day, 1982).

2.3.3 DISPERSÃO LONGITUDINAL

O estudo da hidrodinâmica e dispersão de descargas poluentes em sistemas fluviais assume particular relevância no estabelecimento de esquemas de gestão integrada da água numa bacia hidrográfica, visando a protecção dos ecossistemas aquáticos e tendo em consideração os usos aí existentes.

Todavia, a variação espacial e temporal da qualidade das águas estuarinas, induzida pela estratificação e reversibilidade do sentido do escoamento, torna a sua caracterização complexa, sendo necessário introduzir, na maioria dos casos, algumas simplificações:

- a consideração do estuário como sistema unidimensional, quando há predomínio do gradiente longitudinal duma substância específica;
- a caracterização da qualidade da água através de valores médios da concentração das substâncias, num dado número de ciclos de maré,
- a consideração do caudal, da área da secção transversal e dos coeficientes de decaimento das substâncias com valores constantes em cada trecho;
- a consideração do escoamento em regime permanente.

Estas simplificações estão na base da modelação matemática da qualidade das águas estuarinas, em termos unidimensionais, através da aplicação do método das diferenças finitas, em que se procede à subdivisão do sistema real numa série de trechos *homogéneos*, para os quais se estabelece uma equação de balanço de massa e se assume que aí os gradientes das concentrações de cada substância são pouco significativos. Este procedimento justifica-se no caso de estuários bem misturados e em que a profundidade varia essencialmente no sentido longitudinal, quando se pretendem, apenas, análises de âmbito global de fenómenos com grandes escalas temporais.

O conhecimento dos parâmetros capazes de traduzir as características dispersivas num trecho fluvial é indispensável para a previsão da evolução e distribuição da concentração duma determinada substância. A utilização de marcadores conservativos permite obter dados de campo necessários à calibração e validação de modelos de qualidade da água, que, simulando o comportamento dos sistemas em diferentes cenários, geram informação preciosa sobre a evolução da concentração e os tempos de passagem dos poluentes, permitindo um conhecimento mais alargado sobre as características dispersivas do meio hídrico em estudo (Duarte *et al.*, 1999).

Os estuários pouco profundos comportam-se geralmente como reactores bem misturados, sendo os efeitos da advecção e da difusão/dispersão muito significativos. A importância relativa desses mecanismos pode ser avaliada através da análise dimensional da seguinte equação longitudinal (1D) de *advecção-dispersão-reacção*, aplicada a substâncias cujo decaimento pode ser traduzido por cinéticas de primeira ordem:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -U \frac{\partial c}{\partial x} + E \cdot \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - k \cdot c \quad (2.26)$$

Para esse efeito, podem definir-se três parâmetros adimensionais de modo a conferir à equação (2.26) a seguinte expressão adimensional:

$$c^* = \frac{c}{c_0}, \quad x^* = \frac{k \cdot x}{U}, \quad t^* = k \cdot t \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial c^*}{\partial t^*} = \eta_e \cdot \frac{\partial^2 c^*}{\partial x^{*2}} - \frac{\partial c^*}{\partial x^*} - c^* \quad \text{com} \quad \eta_e = \frac{k \cdot E}{U^2} \quad (2.28)$$

em que,

- E é o coeficiente de dispersão [$m^2 s^{-1}$];
- U é a velocidade média do escoamento [$m s^{-1}$];
- η_e é o número (ou coeficiente) de estuário, que traduz uma relação entre características dispersivas e advectivas;
- k é o coeficiente de decaimento duma substância com cinética de primeira ordem [s^{-1}].

Na Tabela 2.10 apresenta-se o critério proposto por Chapra (1997) para avaliar a predominância dos mecanismos de transporte de substâncias não conservativas em estuários bem misturados.

Tabela 2.10 – Mecanismos de transporte predominantes em estuários bem misturados

Número de estuário	Mecanismo predominante
$\eta_e > 10$	Difusão / Dispersão
$0,1 < \eta_e < 10$	Advecção e Difusão / Dispersão
$\eta_e < 0,1$	Advecção

O coeficiente de dispersão é um coeficiente de mistura, que incorpora as oscilações da propagação da maré, e os efeitos dos gradientes de densidade e das componentes transversal e vertical do vector velocidade. Este coeficiente de dispersão pode ser usado com um indicador geral da eficácia dos fenómenos de mistura.

A dimensão das secções transversais do estuário é determinante da sua contribuição para o processo de dispersão. No caso de estuários estreitos, ou seja, com larguras inferiores a 500 m (Smith, 1980), a tensão transversal é o mecanismo que controla a mistura transversal e o coeficiente de dispersão aumenta com o quadrado da largura da secção. Em sistemas suficientemente largos (largura superior a 1 km), o tempo para se efectuar a mistura transversal é significativo relativamente ao período da maré, pelo que as condições hidrodinâmicas alteram-se antes de se completar a mistura, atenuando o crescimento do coeficiente de dispersão em função da largura do estuário.

Nos pontos seguintes descrevem-se alguns dos procedimentos mais usuais para a determinação do valor médio do coeficiente de dispersão num estuário, admitindo-se nalguns casos como constantes as suas características hidrogeométricas, em função do regime de escoamento considerado.

2.3.3.1 UTILIZAÇÃO DE EXPRESSÕES EMPÍRICAS

No caso de estudos com grandes escalas temporais, em que se recorre normalmente a parâmetros médios da maré, é frequente calcular o valor do coeficiente de dispersão através da utilização de expressões empíricas ou semi-empíricas, fazendo intervir, em cada trecho, a velocidade média, a largura, a profundidade e a velocidade de atrito no fundo.

Uma das expressões mais utilizadas em sistemas fluviais foi apresentada por Fisher *et al.* (1979), também referida por Tchobanoglous e Burton (1991), sendo expressa por:

$$E = 0.011 \times \frac{U^2 \cdot B^2}{H \cdot u^*} \quad \text{com} \quad u^* = \sqrt{g \cdot H \cdot s} \quad (2.29)$$

em que,

- U é a velocidade média na secção [$m \text{ s}^{-1}$];
- B é a largura superficial da secção [m];
- H é a profundidade média na secção [m];
- u^* é a velocidade de atrito no fundo [$m \text{ s}^{-1}$];
- s é o declive do trecho.

2.3.3.2 UTILIZAÇÃO DA SALINIDADE COMO TRAÇADOR

A solução da equação unidimensional de balanço de massa aplicada a substâncias conservativas, neste caso à salinidade, num dado intervalo de tempo, pode ser expressa por:

$$S = S_0 \times e^{\left(\frac{Ux}{E}\right)} \quad (2.30)$$

ou,

$$\ln \frac{S}{S_0} = \frac{U}{E} \cdot x \quad (2.31)$$

donde resulta,

$$E = \frac{U \cdot (x - x_0)}{\ln\left(\frac{S}{S_0}\right)} \quad (2.32)$$

em que,

S_0 , S são as salinidades na secção inicial (x_0) e na final (x) [psu].

Embora se possam considerar trechos de estuário com geometria e hidrologia semelhantes, em termos globais isso não acontece.

Para atender a estes casos, Chapra (1997) desenvolveu um modelo que utiliza valores da salinidade em diferentes secções, mas com igual espaçamento, para estimar o valor do coeficiente de dispersão em cada trecho homogéneo.

2.3.3.3 UTILIZAÇÃO DUM CORANTE COMO TRAÇADOR

Quando se pretende visualizar os fenómenos de diluição, dispersão e propagação de descargas pontuais de poluentes é frequente o recurso a ensaios com substâncias corantes fluorescentes (por exemplo, rodamina WT).

A massa de corante a descarregar deverá ser estimada com base na concentração máxima que se deseja medir e no volume de água mobilizado na propagação do corante (Duarte *et al.*, 2000).

O espalhamento da nuvem de corante ao longo do tempo, avaliado através da variação temporal da fluorescência da massa hídrica recolhida nas estações de amostragem, permite determinar o coeficiente de dispersão, através da seguinte equação implícita:

$$C_t = \frac{M}{A \cdot \sqrt{2\pi} \cdot \sigma_x} \times e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{U \cdot t - x}{\sigma_x} \right)^2} \quad \text{com} \quad \sigma_x = \sqrt{2E \cdot t} \quad (2.33)$$

em que,

- C_t é a concentração do corante no instante t [$g \cdot m^{-3}$];
- M é a massa de corante descarregada [g];
- A é a área da secção transversal [m^2].

2.3.3.4 UTILIZAÇÃO DOS PRINCÍPIOS DA HIDRODINÂMICA

Lung e O'Connor (1984) desenvolveram um método analítico, baseado nas equações hidrodinâmicas e no conhecimento da distribuição longitudinal e vertical da salinidade, o qual permite estimar a velocidade horizontal média na massa líquida (assumindo-a constante na direcção transversal), definindo-se, então, um plano em que o movimento resultante é nulo e que determina a superfície fronteira entre estratos com sentidos de escoamento contrários.

Com base no conhecimento preliminar do modo de circulação da água no estuário e na utilização da equação de transporte de massa (com parâmetros obtidos por expressões empíricas) é possível calcular a concentração média de sal em cada uma das camadas.

A comparação entre os resultados desse cálculo e a distribuição original da salinidade permite iniciar um processo iterativo, em que as sucessivas aproximações àquela distribuição geram um conjunto consistente de parâmetros de transporte, válidos apenas para essas condições de maré e de caudal fluvial. Park e James (1984) apresentaram um modelo para previsão da dispersão longitudinal em escoamentos oscilatórios não homogêneos. Em termos qualitativos, a aplicação desse modelo a um estuário estratificado permitiu extrair as seguintes conclusões:

- o fluxo dispersivo é essencialmente determinado pelas distribuições instantâneas da velocidade e da salinidade, não se verificando a proporcionalidade desse fluxo com o gradiente de concentração, dada a insuficiência de tempo para a adaptação daqueles dois perfis;
- a dispersão longitudinal cresce com o aumento dos caudais fluviais e decresce com a diminuição do gradiente transversal de salinidade;
- o coeficiente de dispersão pode ser obtido a partir de dados de campo relativos aos valores da velocidade e da salinidade superficiais, à configuração dos perfis e à diferença de salinidade na vertical;
- os valores mais elevados do coeficiente de dispersão verificam-se a montante (devido à descarga do caudal fluvial), são mínimos na zona central do estuário e voltam a aumentar gradualmente na direcção da embocadura, devido à circulação gravitacional e ao gradiente de densidades.

Guymer e West (1992) referem que os principais factores responsáveis pela variação espacial do coeficiente de dispersão eram a configuração do canal e a meandrização do sistema estuarino, quer pela assimetria da secção transversal ao longo de extensos trechos curvos (favorecendo a dispersão transversal), quer pelos escoamentos secundários gerados nos trechos curtos de reduzida curvatura.

2.3.4 TEMPO DE RESIDÊNCIA

Uma variedade de termos tem sido utilizada para caracterizar as escalas temporais dos processos de transporte e de eliminação de substâncias afluentes às águas estuarinas, geralmente de forma inconsistente e por vezes imprecisa. Constata-se que o mesmo termo é utilizado com definições distintas e que termos diferentes correspondem à mesma definição.

Esta situação resulta, em parte, de haver uma ligação entre a definição do *tempo de residência* (TR) e o método escolhido para a sua quantificação. Com a síntese a seguir apresentada pretende-se contribuir para uma aplicação mais consensual dessa terminologia, de modo a evitar más interpretações e/ou comparações de dados incorrectas.

A compreensão do conceito de *tempo de residência* é particularmente importante para estimar não apenas a resposta dos meios hídricos ao seu enriquecimento em nutrientes, mas também o desfasamento temporal entre a implementação de medidas de gestão e a recuperação desses sistemas (Dettmann, 2001).

2.3.4.1 DEFINIÇÕES

O *tempo de retenção* ou *tempo de exportação* corresponde ao período de tempo médio que um dado volume de água permanece no estuário. Esta definição pode ser aplicada num âmbito mais restrito, ao considerar esse volume relativo apenas aos caudais fluviais (Bowden, 1967; Officer, 1976; Fischer *et al.*, 1979), ou, num âmbito mais global, como o volume de água marinha e fluvial que aflui ao estuário durante a enchente e que tende a ser removida durante a vazante (Dyer, 1997).

O *tempo de residência* traduz o tempo médio que uma substância conservativa (em suspensão ou dissolvida) permanece no interior do estuário, antes de ser transportada para o oceano (Takeoka, 1984).

Este conceito tem sido apresentado, por vários autores, numa forma mais restrita, referindo-se especificamente ao:

- i) tempo necessário para que a massa total duma substância conservativa homogeneamente distribuída no estuário se reduza do

factor e^{-1} , isto é, 0,368 (van de Kreeke, 1988). Este período corresponde ao que Prandle (1984) e Gillibrand (2001) designaram por *tempo de retorno* e por *tempo de troca*, respectivamente;

- ii) tempo necessário para que uma partícula se desloque da sua posição no estuário até à sua fronteira de jusante (Prandle, 1984), depende do local, da duração e do instante do ciclo de maré em que ocorre a sua descarga (Oliveira e Baptista, 1997);
- iii) tempo médio para que toda a massa de água presente no estuário, ou num dado trecho, permaneça nesse domínio (Wang *et al.*, 2004).

O *tempo de renovação* corresponde ao período de tempo necessário para substituir uma dada percentagem do volume de água no estuário por igual volume de água marinha e fluvial (Pritchard, 1960).

Bolin e Rodhe (1973) referem o *tempo de percurso* como o intervalo de tempo que decorre entre a entrada e a saída duma partícula num estuário.

De acordo com todos conceitos atrás referidos, os valores do tempo de exportação e do tempo de residência podem diferir já que o tempo de percurso da água fluvial pode exceder (rio afluente à extremidade oposta à da embocadura) ou ser inferior (rio afluindo na proximidade da embocadura) ao tempo médio de percurso das partículas presentes nas restantes zonas do estuário.

A aproximação dos valores do tempo de residência e do tempo de retenção estará sempre dependente não só da localização, multiplicidade e regulação das descargas fluviais, mas também da batimetria e da estratificação salina destes sistemas.

Neste trabalho entendeu-se que se deveria adoptar o termo *tempo de retenção* quando nos referimos à permanência da água doce no sistema estuarino, não só porque os caudais fluviais constituem uma das condições de

fronteira, mas, sobretudo, pela sua importância na análise de estuários sujeitos a eutrofização, já que a grande maioria dos nutrientes provém das descarregas fluviais. O termo *tempo de residência* foi, neste estudo, objecto duma ampliação do conceito traduzindo o tempo necessário para que a massa inicial duma dada substância, conservativa ou não conservativa, presente no estuário atinja um valor residual, tendo em consideração a possibilidade de reentrada no sistema dessa substância devido à acção da maré.

Aparentemente, às substâncias não conservativas (com decaimento) corresponderia um menor tempo de residência, tornando as águas estuarinas menos vulneráveis à eutrofização, e que pode, em parte, justificar a sua não consideração nas definições propostas, ao longo dos anos, por vários autores.

Contudo, se considerarmos que a sua *eliminação* no interior do sistema aquático pode ser apenas temporária (por exemplo, a retenção nos sedimentos), dando-se mais tarde a sua libertação para a coluna de água (caso do fósforo), estamos perante um prolongamento e não uma diminuição no respectivo tempo de residência.

Daí a necessidade de analisar este parâmetro, característico das condições de transporte e dispersão nos estuários, em termos anuais ou plurianuais, considerando a sua variação espacial como uma das principais razões para a possibilidade de ocorrerem diferentes estados tróficos e/ou gradientes de eutrofização distintos, num mesmo sistema.

A sensibilidade da variação espacial e dos valores do tempo de residência aos diferentes factores que as influenciam é um dos contributos que o presente trabalho pretende dar, ao realçar a importância das características hidrodinâmicas, muitas vezes subestimada em abordagens menos integradas, que recorrem, duma forma conveniente mas muito simplista, a um tempo de residência único para um determinado estuário, para facilitar e fundamentar as análises comparativas com outros estuários.

2.3.4.2 FACTORES COM INFLUÊNCIA NO TEMPO DE RESIDÊNCIA

Os valores do tempo de residência num dado estuário podem ser influenciados por qualquer um dos factores (já referidos) que afectam o movimento dessa massa hídrica – caudal fluvial, maré, vento, mistura, estratificação e topografia do sistema – conferindo-lhe um carácter dinâmico.

A variabilidade destes factores tem implicações quer na definição das escalas temporais mais apropriadas, quer na representatividade das medições efectuadas.

O tempo de retenção, associado aos caudais fluviais, afecta significativamente a concentração e o tempo de residência dos nutrientes, bem como as quantidades de nutrientes que são consumidas em processos ocorridos no interior do estuário ou exportadas para as águas costeiras adjacentes (Nixon *et al.*, 1996).

A maré pode ser o principal factor a influenciar o tempo de residência ao controlar as volumosas trocas de água entre o estuário e o oceano, que são influenciadas quer pela amplitude e frequência (diurna ou semidiurna) da maré, quer pela profundidade do estuário, que também condiciona a variação espacial do tempo de residência (Duarte *et al.*, 2001).

A direcção do vento, mais do que a intensidade, pode influenciar a circulação nas lagoas costeiras e em estuários pequenos e pouco profundos, através da alteração da respectiva estrutura salina, tendo ocorrido situações em que este factor aumenta sensivelmente o tempo de retenção nesses sistemas (Geyer, 1997).

Os valores do tempo de residência das substâncias nas águas estuarinas são também influenciados pela natureza desses constituintes e pelas características das respectivas descargas, nomeadamente do local, da

duração, do seu tipo (difusa, pontual, permanente, intermitente, acidental) e do instante em que ocorre relativamente ao ciclo de maré (Duarte e Vieira, 2004).

As características hidrodinâmicas das águas costeiras adjacentes à embocadura do estuário e a preponderância no estuário do escoamento fluvial (comum em situações prolongadas com caudais de cheia) têm particular influência na ocorrência ou não de reentrada das partículas duma dada substância (Oliveira e Baptista, 1997), o que, a verificar-se, pode aumentar consideravelmente os respectivos valores do tempos de residência.

2.3.4.3 MÉTODOS DE CÁLCULO

Tradicionalmente são adoptados métodos empíricos e computacionais para a determinação do tempo de retenção e do tempo de residência da água no estuário, verificando-se nos últimos anos algumas abordagens que utilizam a capacidade crescente dos modelos numéricos para estimarem o tempo de residência de substâncias conservativas, através da analogia com a distribuição e dinâmica de marcadores (água doce, sal, rodamina *WT*).

Métodos empíricos

Dyer (1997) apresenta uma síntese de fórmulas empíricas adoptadas no cálculo do *tempo de retenção* (T_r): o método do prisma de maré; o método da fracção da água doce e métodos do prisma de maré modificado, inicialmente resultantes da segmentação dos estuários (Dyer, 1973).

O método do prisma de maré, em que admita uma mistura completa, conduz geralmente a uma subestimação grosseira do tempo de retenção (Zimmerman, 1988), que é obtido pela equação:

$$T_r = \frac{(V + P) \times T_m}{P} \quad (2.34)$$

em que,

- V é o volume de água no estuário na baixa-mar; [m^3];
 P é o prisma de maré [m^3];
 T_m é o período da maré [h].

O mesmo acontece com o conceito mais restrito do tempo de retenção, que aqui se optou por designar como *tempo de retenção fluvial* (Tr_f), correspondente ao tempo necessário para substituir o volume de água doce existente no estuário (V_f), considerando uma corrente de vazante com um caudal igual ao fluvial (Q_f) (Fischer *et al.*, 1979):

$$Tr_f = \frac{V_f}{Q_f} \quad (2.35)$$

O método da fracção de água doce calcula o tempo de retenção através duma ponderação de salinidades (Pilson, 1985) dada pela expressão:

$$Tr = \frac{(S_o - S_m) \times V}{S_o \times Q_f} \quad (2.36)$$

em que,

- S_o é a salinidade da água marinha [psu];
 S_m é a salinidade média do estuário [psu].

Sendo a salinidade média do estuário (massa total de sal por unidade de volume) uma grandeza considerada, por vezes, com alguma ambiguidade, nomeadamente quando resulta da média de um conjunto de medições efectuadas em campanhas de amostragem (sendo a sua representatividade questionável), Officer e Kester (1991) propuseram a seguinte expressão:

$$Tr = \frac{1}{Q_f} \int \frac{(S_o - S)}{S_o} dV \quad (2.37)$$

em que,

- S é a salinidade medida em diferentes volumes do estuário [psu].

O método do prisma de maré foi modificado por Luketina (1998) para o cálculo do tempo de residência, associado à substância *água*, passando a incorporar um factor de retorno de caudal para contabilizar a parcela do prisma de maré que não chega a sair do estuário durante a vazante e o efeito da exportação do caudal fluvial:

$$TR = \frac{(V + P) \times T_m}{(1 - b) \times P + Q_f \times T_m / 2} \quad (2.38)$$

em que,

- b é o factor de retorno de caudal;
- Q_f é o caudal fluvial [m³.s⁻¹].

Wang *et al.* (2004) propuseram um método de cálculo do tempo de residência baseado nos resultados das experiências com marcadores conservativos injectados durante a preia-mar.

A distribuição das concentrações dessas substâncias é medida após um ou vários ciclos de maré, de modo a que a maior parte do marcador tenha deixado o sistema, permitindo calcular, por integração, a massa de substância presente no estuário num dado intervalo de tempo. O tempo de residência é calculado através da equação:

$$TR = \frac{1}{M(0)} \int_0^{\infty} t \cdot \left[-\frac{dM(t)}{dt} \right] \cdot dt \quad (2.39)$$

em que,

- M(0) é a massa total da substância no estuário no instante inicial [g];
- M(t) é a massa total da substância que permanece no estuário no instante *t* [g];
- t é o tempo, expresso na escala temporal mais adequada.

Métodos computacionais

A integração, num dado domínio, da variação espaço-temporal da salinidade utilizando modelos matemáticos (analíticos ou *tipo caixa*) veio aumentar o rigor na determinação do tempo de residência (Jay, 1994).

Nos modelos *tipo caixa* faz-se uma segmentação do sistema estuarino, admite-se a mistura completa em cada trecho e calculam-se as trocas por advecção e difusão entre trechos adjacentes. Ao incorporarem os dados relativos à distribuição da salinidade, os efeitos da maré e do vento são implicitamente considerados, permitindo determinar a variação espacial de diferentes parâmetros de qualidade da água (Hagy *et al.*, 2000).

Contudo, estas novas formulações, apesar de mais robustas, conduzem, ainda, a um valor único do tempo de residência para todo o sistema estuarino, facto que não permite caracterizar a variabilidade deste parâmetro à escala de cada sub-região.

Para contornar esta limitação, utilizam-se modelos numéricos de qualidade da água, que permitem, através da simulação do movimento da água e da dinâmica dos seus constituintes, estimar a influência dos vários factores na variação espacial e temporal do tempo de residência, evidenciar a diferença de comportamento das partículas em suspensão, relativamente à água que as transporta, e considerar a existência de múltiplas entradas de caudal fluvial e de fontes difusas.

Os métodos computacionais aplicados podem utilizar modelos de partículas (Dimou e Adams, 1989; Hofmann *et al.*, 1991) ou modelos de transporte (Wu e Tsanis, 1994), cuja descrição pode ser consultada em Brooks *et al.* (1999).

2.3.4.4 IMPORTÂNCIA NA GESTÃO DE PROCESSOS DE EUTROFIZAÇÃO

O tempo de residência é reconhecidamente aceite como um importante indicador da hidrodinâmica estuarina (Delesalle e Sournia, 1992) e um parâmetro útil para representar a escala temporal dos processos físicos de transporte (advecção e mistura), utilizada na sua comparação com as escalas temporais dos processos biogeoquímicos.

Os efeitos das descargas poluentes nos estuários serão mais nefastos quando a sua assimilação e/ou degradação ocorre num intervalo de tempo inferior aos respectivos tempos de residência. Jay *et al.* (1997) utilizam o tempo de residência como uma variável independente ao analisar vários dos processos bioquímicos que podem ocorrer nos estuários.

A produção primária associada ao fitoplâncton flutuante será menor se a escala temporal do seu crescimento for superior à do tempo de residência dos nutrientes, podendo inibir o desenvolvimento de florescências algais mesmo em sistemas sujeitos a uma elevada carga de nutrientes. O incremento da produção primária num estuário está, na maioria das vezes, associado ao aumento do tempo de permanência das descargas de fontes poluidoras nas águas estuarinas (Howarth, 2000).

Dettmann (2001) usa o tempo de residência da água e um coeficiente de decaimento numa cinética de primeira ordem para estabelecer um modelo biparamétrico ilustrativo da contribuição relativa dos processos físicos e dos processos biogeoquímicos na dinâmica estuarina, evidenciando que as perdas de azoto no interior de um estuário variam em função do respectivo tempo de retenção.

Esse modelo foi aplicado no cálculo das fracções médias anuais de azoto total, descarregado pela bacia hidrográfica, que é exportado e que é

desnitrificado no sistema, relacionando-as com o tempo de retenção dos vários estuários analisados (Figura 2.15, adaptada de Dettmann, 2001).

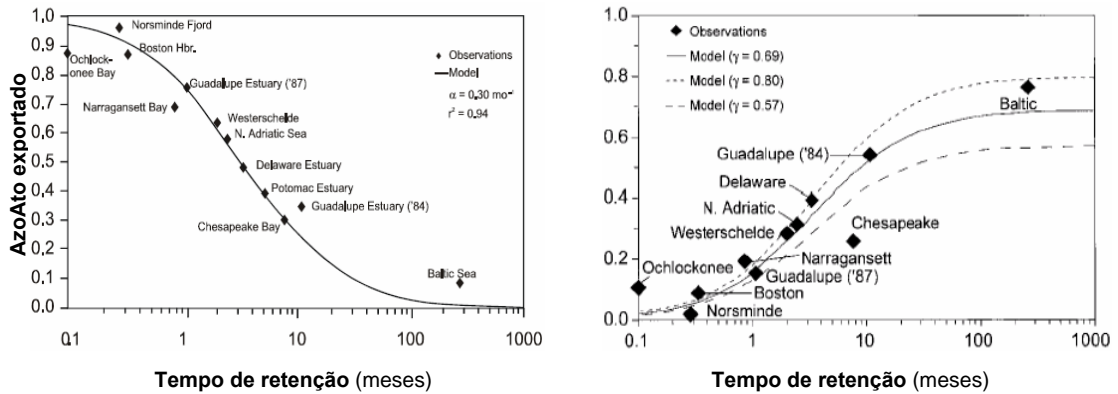


Figura 2.15 – Fração da carga de azoto exportado e desnitrificado vs. tempo de retenção

Neste trabalho pretende-se evidenciar a importância do tempo de residência de substâncias no interior dum sistema estuarino, analisando a sua variabilidade espaço-temporal em função da influência relativa dos factores atrás descritos.

A determinação dos valores dos tempos de residência em estuários e da sua influência na qualidade das águas estuarinas tem sido objecto de múltiplos estudos científicos, atribuindo-se-lhe um papel relevante na identificação das zonas de maior vulnerabilidade dos meios hídricos a processos de eutrofização.

2.4 PROCESSOS QUÍMICOS EM ESTUÁRIOS

Os processos químicos mais relevantes no estudo da qualidade das águas estuarinas estão relacionados com a sua capacidade de reter substâncias indesejáveis e/ou tóxicas, mitigando, desse modo, o impacto de descargas poluentes dos rios nas águas costeiras e a variação nas concentrações do oxigénio dissolvido.

Num estuário, a capacidade de retenção de um dado constituinte corresponde, exclusivamente, à fracção da carga poluente (associada ao escoamento fluvial) que é eliminada no seu interior, excluindo-se, neste balanço, as descargas directas e as interacções entre a coluna de água e os sedimentos estuarinos (Booij *et. al.*, 1992). Esta capacidade varia em função de cada poluente, dependendo dos processos que determinam o seu decaimento. Os dois principais grupos de poluentes que têm sido estudados nas últimas décadas são os metais pesados e os micropoluentes orgânicos, tais como os hidrocarbonetos policíclicos aromáticos (PAH's), os policlorobifenilos (PCB's), as dioxinas e os pesticidas.

Os três principais mecanismos de retenção de poluentes num estuário são: a sedimentação, e subsequente armazenamento na camada bêntica; a degradação (biológica, química ou fotolítica); e a volatilização.

A degradação e a volatilização afectam apenas os poluentes orgânicos, enquanto que a sedimentação afecta também os metais pesados, que ficam retidos nos sedimentos estuarinos, não sendo, por isso, uma perda efectiva, mas sim uma acumulação. Em algumas situações, como, por exemplo, no caso do fósforo, podem ocorrer condições ambientais que sazonalmente originam a libertação, pelos sedimentos, de compostos fosfatados para a coluna de água.

2.4.1 RETENÇÃO DE METAIS PESADOS E MICROPOLUENTES

Nos estuários, a capacidade de retenção de metais pesados e micropoluentes deve-se em grande parte à sedimentação da matéria particulada com capacidade para reter esses poluentes através processos de sorção (adsorção e dessorção).

Para se quantificar os metais pesados retidos, através deste mecanismo, é necessário determinar as fracções de poluente na matéria dissolvida ou coloidal (f_{dis}) e adsorvido na matéria particulada (f_{ads}), correspondentes à carga total transportada pelo rio à entrada do sistema estuarino.

De acordo com a teoria do equilíbrio da partição (Balls, 1988; Van Der Kooij *et al.*, 1991) essas fracções podem ser obtidas pelas expressões:

$$f_{dis} = 1 / (1 + K_d * SST) \quad (2.40)$$

$$f_{ads} = K_d * SST / (1 + K_d * SST) \quad (2.41)$$

em que,

K_d é coeficiente de distribuição [$L.g^{-1}$];

SST é a concentração de sólidos em suspensão [$g.L^{-1}$];

O coeficiente de distribuição corresponde ao quociente entre o conteúdo de poluente adsorvido na matéria particulada (em $\mu g.g^{-1}$) e a concentração de poluente dissolvido na água (em $\mu g.L^{-1}$).

O valor do coeficiente de distribuição depende de factores ambientais abióticos, tais como a salinidade, o pH , o potencial *redox* e a composição mineralógica da matéria em suspensão, ao contrário do que acontece com o coeficiente de partição para os compostos orgânicos.

O coeficiente de distribuição para cada tipo de metal pesado varia ao longo do estuário, diminuindo para jusante à medida que a salinidade aumenta (Baeyens *et al.*, 1998). Para uma mesma salinidade, o valor deste coeficiente aumenta para valores mais elevados do *pH*. A complexação destes metais com ligantes orgânicos e inorgânicos pode mantê-los na forma dissolvida impedindo a sua sedimentação.

Outro factor que afecta a adsorção de metais pesados é o crescimento algal, já que os produtores primários têm uma acção significativa na remoção de metais pesados dissolvidos, na zona jusante do estuário, durante os períodos de florescência macroalgal (Zwolsman e Van Eck, 1993).

Para se avaliar os micropoluentes orgânicos retidos por sedimentação, a carga total transportada pelo rio deverá ser subdividida em três categorias: a dissolvida (f_{dis}), a complexada (f_{com}) e a adsorvida (f_{ads}). A quantificação de cada uma dessas fracções pode ser obtida através das seguintes equações (Gschwend e Wu, 1985; Baker *et al.*, 1986):

$$f_{dis} = 1 / (1 + COD * X_{COD} * K_{CO} + COP * K_{CO}) \quad (2.42)$$

$$f_{com} = COD * X_{COD} * K_{CO} / (1 + COD * X_{COD} * K_{CO} + COP * K_{CO}) \quad (2.43)$$

$$f_{ads} = COP * K_{CO} / (1 + COD * X_{DOC} * K_{CO} + COP * K_{CO}) \quad (2.44)$$

em que,

- COD é a concentração de carbono orgânico dissolvido [$g.L^{-1}$];
- COP é a concentração de carbono orgânico particulado [$g.L^{-1}$];
- K_{CO} é o coeficiente de partição do carbono orgânico [$L.g^{-1}$];
- X_{COD} é a eficiência da adsorção do COD em relação ao COP.

Esta subdivisão é essencial pois cada fracção tem os seus próprios processos de remoção. A sedimentação só actua na parcela adsorvida, enquanto que as restantes são elimináveis por degradação e volatilização.

Tem-se verificado em vários estudos que não existe qualquer interacção entre as formas adsorvida e dissolvida dos contaminantes orgânicos durante o seu transporte, mesmo em estuários com tempos de retenção superiores a três meses.

Apesar das campanhas de amostragem em estuários não terem detectado quaisquer permutas que envolvam os poluentes orgânicos adsorvidos, as técnicas correntes de modelação deste fenómeno, baseada no equilíbrio químico, prevêm uma dessorção dos poluentes adsorvidos sempre que a concentração de poluente dissolvido diminui, devido à degradação ou volatilização.

Esta discrepância evidencia que a teoria do equilíbrio químico falha na previsão do decaimento de micropoluentes orgânicos em estuários. Atendendo a que o grau de equilíbrio químico nos estuários depende da escala temporal do processo de dessorção, em relação ao tempo de residência do poluente (Morris, 1990), essa discrepância pode ser justificada pelo facto das cinéticas de dessorção dos poluentes orgânicos serem muito lentas (alguns meses), não ocorrendo durante os respectivos tempos de residência no estuário.

2.4.2 DEGRADAÇÃO E VOLATILIZAÇÃO DE COMPOSTOS ORGÂNICOS

A degradação de compostos orgânicos pode ocorrer por diluição, fotólise, oxidação química e biodegradação. Nestes processos, os compostos sofrem alterações químicas ou desagregam-se dando origem a novas substâncias.

A volatilização é um processo em que os compostos orgânicos são transferidos através da superfície livre (interface água /ar) libertando-se para a atmosfera. No caso dos poluentes orgânicos dissolvidos, este processo pode ser descrito pela teoria do filme duplo (Liss e Slater, 1974) e pelas equações propostas por Southworth (1979).

Estes dois processos de remoção de poluentes orgânicos dissolvidos são geralmente descritos através de cinéticas de primeira ordem, do tipo:

$$dC / dt = -k_d C - k_v C \quad (2.45)$$

em que,

C é a concentração de poluente dissolvido [$g.L^{-1}$ ou $mole.L^{-1}$];

t é o tempo [d];

k_d é o coeficiente de degradação [d^{-1}];

k_v é o coeficiente de volatilização [d^{-1}].

O coeficiente de volatilização é proporcional ao coeficiente global de transferência de massa da fase líquida (k_L), dependendo por isso de parâmetros específicos do poluente (tais como, a constante da Lei de Henry e o peso molecular), da climatologia (temperatura e velocidade do vento) e das características do escoamento estuário (profundidade do estuário e intensidade da corrente). Definindo um coeficiente de decaimento global, como a soma dos coeficientes de degradação e de volatilização e integrando a equação 2.45, ao longo de toda a extensão do estuário, isto é, entre a fronteira de montante (início do gradiente de salinidade) e a de jusante (embocadura do estuário), pode-se estabelecer a seguinte relação entre as concentrações de poluente orgânico nessas secções:

$$C_j / C_m = e^{-k \cdot Tr} \quad (2.46)$$

em que,

k é o coeficiente de decaimento [d^{-1}];

Tr é o tempo de retenção [d];

C_j é a concentração de substância na secção de jusante (g/m^3);

C_m é a concentração de substância na secção de montante (g/m^3).

Segundo Morris (1990), o impacto destes processos de remoção num estuário pode ser rapidamente avaliado através da comparação entre o tempo de retenção e a semivida química de cada poluente (que é inversamente proporcional ao coeficiente de decaimento). Se esses tempos forem iguais, metade da concentração desse poluente dissolvido será eliminada no estuário e a outra metade será descarregada na zona costeira adjacente, podendo ou não retornar ao estuário.

A degradação afecta de modo distinto cada uma das categorias de micropoluentes orgânicos:

- os PAH's, em que a fotólise é mais importante que a biodegradação, podendo o coeficiente de decaimento ser estimado pelo método proposto por Schwarzenbach *et al.* (1993);
- os PCB's, em que a volatilização é preponderante (Achman *et al.*, 1993);
- as dioxinas policloreteradas, em que a fotólise é preponderante;
- os organofosfatos, em que a diluição e a fotólise apresentam elevadas taxas de decaimento, correspondentes a semividas químicas da ordem dos 1,5 a 4 dias;
- as triazinas (atrazina e simazina), em que a degradação química é o processo mais eficaz, apresentando, em águas estuarinas aeróbias, semividas químicas da ordem dos 12 e 20 dias, respectivamente.

A fracção complexada dos micropoluentes orgânicos (por exemplo, com o carbono orgânico dissolvido, COD) apresenta menores taxas de hidrólise e de volatilização e maior taxa de fotólise que a respectiva fracção dissolvida. Por outro lado, a dessorção daquela fracção é muito mais rápida do que a da fracção adsorvida, devido à presença do contaminante na superfície das moléculas de COD.

Na degradação de compostos orgânicos através de reacções *oxi-redox* há transferência de electrões entre as moléculas. As reacções deste tipo mais

frequentes nos sistemas aquáticos são as que descrevem a mineralização da matéria orgânica, em que o carbono é o principal doador de electrões a uma sequência receptores: o oxigénio dissolvido, o nitrato, os óxidos de ferro e de manganês e o sulfato.

A degradação de micropoluentes orgânicos raramente se processa através de reacções *oxi-redox* directas, em que há a participação do próprio poluente, que apenas são relevantes na presença de catiões bivalentes de crómio, cobre e mercúrio.

O mercúrio é um metal pesado altamente tóxico e, estando na sua forma inorgânica, pode ser facilmente convertido, por acção de bactérias metanogénicas (anaeróbias), em compostos muito nocivos para a saúde dos seres vivos.

Vários estuários apresentam concentrações muito mais elevadas de mercúrio na coluna de água do que nos sedimentos, o que pode resultar dessa bioconversão do mercúrio inorgânico, depositado na camada bêntica, para formas metiladas, que se libertam para a coluna de água. Esta situação não ocorre no caso do sulfato de mercúrio, que é inerte, não estando disponível para metilação mesmo em condições aeróbias (Baeyens *et al.*, 1998).

2.4.3 OXIGÉNIO DISSOLVIDO

A deficiência em oxigénio dissolvido (OD) tem um impacto significativo nos meios hídricos, por se tratar de um constituinte vital para o equilíbrio e a subsistência dos ecossistemas aquáticos. Segundo Diaz e Rosenberg (1995), a diminuição drástica nas concentrações de OD nas águas costeiras e estuarinas parece estar a aumentar à escala global, como consequência da actividade humana.

Na maioria dos estuários a concentração de OD é aceitável, mesmo quando os processos de respiração são dominantes em relação à produção fitoplanctónica, devido quer ao rearejamento atmosférico, quer à acção da maré que contribui para a entrada de massas hídricas ricas em oxigénio. Contudo, um menor hidrodinamismo e/ou uma excessiva carga orgânica podem originar condições de anoxia ou hipoxia, aumentando sensivelmente a vulnerabilidade das comunidades bênticas à predação (Holland *et al.*, 1987).

No balanço de oxigénio dissolvido num dado trecho intervêm como fontes o rearejamento e o crescimento do fitoplâncton, através da fotossíntese (por acção de microrganismos autotróficos fotossintéticos) e da assimilação (redução) de nitrato por bactérias heterotróficas. Os consumos de oxigénio devem-se fundamentalmente à respiração (incluindo a do fitoplâncton), à nitrificação e à oxidação de compostos carbonatados (CBO carbonácea). O carbono orgânico dissolvido é um das principais fontes de carbono e de energia para a actividade das bactérias, cujo metabolismo é, por sua vez, a principal causa de hipoxia.

As conseqüências mais nefastas da hipoxia surgem quando as camadas mais profundas se tornam anóxicas, originando múltiplas alterações biogeoquímicas, nomeadamente a libertação de fósforo pelos sedimentos, a formação de gás sulfídrico (altamente tóxico), a eliminação da maioria do zoobentos multicelular, a redução nos processos de *nitrificação-desnitrificação* e a modificação das solubilidades dos compostos metálicos, tornando alguns deles tóxicos. A presença de ácido sulfídrico em condições de hipoxia provoca uma sinergia desses efeitos, tornando-os ainda mais gravosos para as comunidades bênticas.

A ocorrência frequente de hipoxia nas águas estuarinas é um indicador seguro duma situação de intensa pressão, resultante do seu progressivo enriquecimento em nutrientes, devendo merecer uma intervenção imediata das entidades gestoras da qualidade da água nesses ecossistemas.

2.5 PROCESSOS DE EUTROFIZAÇÃO EM ESTUÁRIOS

2.5.1 DEFINIÇÃO

A eutrofização é um processo, não um estado trófico, em que as massas hídricas (lagos, rios, estuários, zonas costeiras) atingem elevadas concentrações de nutrientes, especialmente azoto e fósforo, promovendo o crescimento excessivo da produção primária³, nomeadamente ao nível das comunidades fitoplanctónicas e/ou macroalgais.

Este crescimento excessivo, normalmente designado por florescência (*bloom*) algal, provoca uma redução drástica do oxigénio dissolvido, podendo atingir situações de hipoxia ou mesmo de anoxia, face à competição entre microrganismos, conduzindo à mortalidade e decomposição das espécies mais sensíveis e à alteração (por vezes irreversível) da estrutura biológica desse ecossistema aquático, sempre com prejuízo da sua biodiversidade.

Nixon (1995) define a eutrofização de águas costeiras, de forma curta e simples, como *um aumento no abastecimento de matéria orgânica* (sic). Ao incluir, nesta definição, a produção de bactérias e a produção primária de vegetação aquática submersa, deixa de restringir esse conceito à excessiva produção primária pelágica e de o associar à origem desse *abastecimento* (águas interiores, fontes pontuais ou águas costeiras adjacentes). Trata-se duma definição que não confunde causas com efeitos, mas que não considera as alterações estruturais ou qualitativas provocadas pelo enriquecimento em nutrientes e torna difícil a sua avaliação do processo, já que os programas de monitorização destes meios hídricos raramente incluem todas as variáveis necessárias para estimar a entrada total de matéria orgânica no sistema.

³ Quantidade de nova matéria orgânica (ou energia armazenada) produzida por fotossíntese ou quimiossíntese.

Gray (1992) realça os efeitos directos do enriquecimento em nutrientes (azoto e fósforo) na produtividade primária, os efeitos secundários da não metabolização da matéria orgânica produzida e os efeitos últimos (extremos) associados ao crescimento de macroalgas, à redução de oxigénio dissolvido e à mortalidade das espécies.

Richardson e Jørgensen (1996) focam dois aspectos importantes: os efeitos associados ao enriquecimento em nutrientes e a necessária distinção entre causas naturais (incorporação de azoto atmosférico e erosão de solos contendo nutrientes) e causas antropogénicas devidas quer à lixiviação de terrenos agrícolas, campos de golfe e parques suburbanos, quer às descargas de ETAR's e de unidades industriais.

Na Directiva Comunitária, relativa ao Tratamento de Águas Residuais Urbanas, define-se eutrofização como *o enriquecimento da água em nutrientes, especialmente azoto e/ou fósforo, causando um acelerado crescimento de algas e outras plantas de maior porte e uma perturbação indesejável no balanço de organismos presentes na água* (EU, 1991). A definição de eutrofização dada pela OSPAR apenas acrescenta, à anterior, uma referência aos efeitos indesejáveis resultantes desse enriquecimento por acção antropogénica (OSPAR, 1998 e 2001).

Sintetizando, podemos definir a eutrofização das massas hídricas como um processo que as submete a uma excessiva carga de nutrientes e matéria orgânica, originando alterações na produção primária, na estrutura biológica e na sua capacidade de recuperação, conduzindo-as a um estado trófico superior.

2.5.2 CAUSAS

Os principais factores que originam processos de eutrofização não se restringem apenas à introdução de elevadas cargas de nutrientes através da bacia hidrográfica, da atmosfera ou das águas costeiras adjacentes, mas também à presença de elevadas concentrações de azoto inorgânico dissolvido (DIN) e de fósforo inorgânico dissolvido (DIP) e ao aumento da razão N:P durante os períodos de menores temperaturas e de maior pluviosidade.

Os principais nutrientes causadores da eutrofização são o azoto, nas formas de nitrato ou azoto amoniacal, e o fósforo, na forma de fosfato. No entanto, a descarga de compostos orgânicos de azoto e de fósforo, biodegradáveis, podem também desencadear processos de eutrofização, através da mineralização dessas substâncias por bactérias com capacidade para converter o fósforo orgânico em fosfato e o azoto orgânico em azoto amoniacal.

Existe um grande contraste no papel desempenhado pelo azoto e o fósforo, na limitação da produção primária nos diferentes meios hídricos (marinho e dulçaquícola). O nitrato é geralmente muito mais abundante em meio dulçaquícola do que no meio marinho, pelo que, nas águas interiores, o fósforo é geralmente o factor limitante. No meio marinho, o azoto é mais escasso, passando, nesse caso, a limitar a produção primária. Este facto confere ao teor em azoto de qualquer efluente uma importância fulcral para a gestão de zonas costeiras, uma vez que está intimamente ligado ao nível de produção primária nesses sistemas.

Foi demonstrado que o carbono, a sílica e o ferro também podem ser nutrientes limitantes do processo de eutrofização em ecossistemas marinhos (Sundareshwar *et al.*, 2003), mas na maioria dos casos a limitação do processo deve-se à disponibilidade de azoto ou de fósforo na coluna de água.

2.5.3 EFEITOS E CONSEQUÊNCIAS

Os efeitos da eutrofização das águas estuarinas podem ser de natureza biológica, química ou física, mas sempre com importantes consequências socio-económicas a nível local e regional.

Os principais efeitos deste processo reflectem-se na alteração da estrutura biológica do estuário, devida principalmente: ao aumento da produção primária; a elevados níveis de biomassa e de *clorofila-a*; à substituição de espécies na comunidade fitoplanctónica autóctone e de macroalgas com elevada longevidade por macroalgas oportunistas de baixa longevidade; e à progressiva redução da sua biodiversidade.

Os efeitos secundários têm particular impacto na composição química das águas estuarinas, sendo de destacar a diminuição do oxigénio dissolvido (OD) e o aumento de dióxido de carbono, como consequência da maior respiração e da menor actividade fotossintética.

Em termos físicos, o crescimento excessivo de microalgas em suspensão aumenta a turvação da água podendo originar a formação de espumas e a colmatação de filtros, quer nos sistemas de captação de água, quer nas Estações de Tratamento de Água (ETA's).

O aumento da turvação e a conseqüente diminuição da penetração da luz favorece a colonização dos fundos por macroalgas. Por sua vez, as florescências macroalgais podem obstruir, ainda que parcialmente, os canais (naturais ou artificiais) dificultando a sua navegabilidade e o seu uso para actividades de lazer. Verificando-se um estímulo ao desenvolvimento de macroalgas filamentosas, agrava-se a redução do oxigénio dissolvido na água e das espécies mais perenes, que servem normalmente de maternidade para os juvenis das espécies piscícolas.

Muitos dos efeitos da eutrofização, tais como as concentrações de nutrientes inorgânicos, fitoplâncton, clorofila-a e oxigénio dissolvido na camada bêntica, e das características hidrodinâmicas a ela associadas (escoamento fluvial, temperatura e salinidade) têm uma acentuada variação sazonal, permitindo prever a probabilidade de ocorrência de florescências algais.

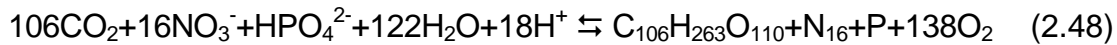
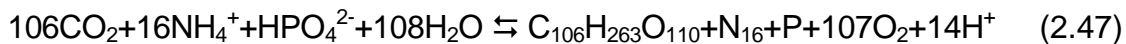
O aumento do risco da presença de toxinas nas águas estuarinas, associado à ocorrência de florescências algais, pode levar quer ao envenenamento das várias espécies que compõem esse ecossistema aquático, quer à suspensão do abastecimento público e das actividades de lazer, para salvaguarda da saúde pública, caso se produzam elevadas concentrações de substâncias indesejáveis ou tóxicas. A mortalidade de bivalves, crustáceos e peixes, devido à presença de toxinas e/ou à redução das concentrações de oxigénio dissolvido (resultante de processos como a eutrofização), tem graves implicações socio-económicas nas comunidades ribeirinhas com forte actividade nos sectores da pesca e da aquicultura.

A recuperação das áreas afectadas pela eutrofização e hipertrofização, além de morosa, pode ser irreversível, verificando-se sempre, como sequela, um empobrecimento das respectivas comunidades biológicas.

2.5.4 COMPOSIÇÃO DA BIOMASSA ALGAL

A cadeia trófica é, em conjunto com a disponibilidade de nutrientes, uma componente chave do estudo da eutrofização, já que a produção primária converte nutrientes orgânicos em matéria orgânica (celular), cuja decomposição permite reverter o processo.

Stumm e Morgan (1981) estabeleceram as seguintes reacções representativas do processo de fotossíntese/respiração, para as diferentes fontes de azoto inorgânico:



A partir da estequiometria destas reacções pode ser estabelecida uma relação geral entre as massas de nutrientes que compõe o tecido celular das algas ($\text{C}_{106} \text{H}_{263} \text{O}_{110} \text{N}_{16} \text{P}$), considerando o seu peso seco (isto é, após desidratação), que corresponde, geralmente, a cerca de 10% do seu peso total (Figura 2.16).

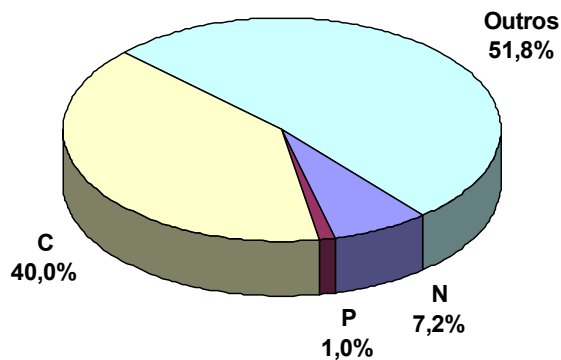


Figura 2.16 – Composição química da biomassa algal (peso seco)

A composição química de algumas espécies, como as diatomáceas pode apresentar proporções bastante diferentes da representada, já que, nesse caso, das, a quantidade de silício presente nos seus frústulos (revestimento vítreo das células) pode variar entre 20 e 50% do seu peso seco, implicando uma redução proporcional na abundância relativa dos restantes nutrientes.

A biomassa algal é geralmente quantificada através da concentração de *clorofila-a*, embora, por esta se tratar de um pigmento, alguns autores preconizam a utilização do indicador *carbono orgânico total* (COT) para a quantificação do fitoplâncton. A razão entre estes parâmetros varia entre 10 e 50 $\mu\text{g Chl} / \text{mg COT}$, verificando-se o valor menor nos meios aquáticos sujeitos a maior insolação (águas límpidas) e o valor maior nas massas hídricas com maior turvação, como acontece em sistemas sujeitos a processos de eutrofização.

2.5.5 INDICADORES DO ESTADO TRÓFICO

As variáveis a utilizar na caracterização do estado trófico dum meio hídrico devem permitir avaliar e prever o efeito do enriquecimento em nutrientes na produção primária desse sistema, em relação às suas condições de referência.

A produção primária refere-se à taxa de crescimento das comunidades fitoplanctónicas, geralmente avaliada através da utilização de carbono radioactivo (bicarbonato) como traçador da reacção de fotossíntese e que é sustentada pela medição de variáveis adicionais, tais como a biomassa (estimada pela *clorofila-a*), a radiação solar incidente, a concentração de nutrientes na coluna de água e a temperatura. O seu cálculo consiste na multiplicação da taxa de crescimento específica (crescimento padrão de cada célula) pela biomassa do fitoplâncton (quantidade de células), resultante do balanço entre os processos de crescimento (duplicação das células) e de perda (extinção, predação e transporte).

Os indicadores principais da elevação do estado trófico numa massa hídrica estão normalmente associados a duas variáveis causadoras de eutrofização, as concentrações de azoto total (TN) e de fósforo total (TP) na coluna de água, e a três variáveis relacionadas com a resposta do sistema a essa pressão: a turvação da água; o oxigénio dissolvido; e a biomassa algal, expressa em concentração de *clorofila-a*, no caso do fitoplâncton, ou como *peso seco livre de cinzas* (PSLC), no caso das macroalgas.

Outras variáveis, embora secundárias, podem ser importantes indicadores de eutrofização das zonas estuarinas, nomeadamente a distribuição e abundância da vegetação aquática submersa (SAV), a estrutura da macrofauna bêntica, a composição das espécies fitoplanctónicas (com reflexos na cadeia trófica) e a concentração de carbono orgânico total (COT).

Nos estuários, a concentração de nutrientes pode não estar intimamente correlacionada com uma ou mais das variáveis-resposta (concentração de fitoplâncton, hipoxia). Normalmente, a produtividade máxima de *clorofila-a* ocorre no final do Verão, enquanto que o máximo de biomassa se regista na Primavera (Malone *et al.*, 1996)

A previsão do impacto das cargas de nutrientes pode ser efectuada através de métodos empíricos de regressão, de análises estatísticas ou de modelos computacionais, de modo a incorporar o efeito das não-linearidades destes sistemas, resultantes da complexidade dos seus processos físicos (transporte e mistura).

Os gradientes de salinidade, associados à hidrodinâmica estuarina, condicionam decisivamente o tipo de comunidades biológicas sujeitas ao processo de eutrofização.

O conhecimento da intensidade do processo de desnitrificação é um contributo muito útil para a previsão da resposta dum estuário sujeito a eutrofização, porque, após esse processo, o azoto fica indisponível para as comunidades planctónicas, não favorecendo a produção primária estuarina.

Este facto e a grande sensibilidade dos sedimentos e das comunidades bênticas ao enriquecimento em nutrientes dos sistemas estuarinos e costeiros suscitaram um novo interesse na procura e estabelecimento de indicadores de eutrofização com base em critérios associados à concentração de carbono orgânico total (COT) e a parâmetros característicos dos processos bioquímicos que ocorrem nas camadas sedimentares. Por exemplo, para os estuários onde o efeito da maré é preponderante, foram definidos vários critérios indiciadores da ocorrência de um processo de eutrofização:

- fluxos bênticos de dióxido de carbono superiores a $100 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$;
- eficiência da desnitrificação inferior a 40%;
- camada bêntica com razões de produção/respiração inferiores a 0.34;

- razão COT / enxofre total inferior a 5, indicativa do predomínio da decomposição da matéria orgânica por redução de sulfatos nos sedimentos e da elevada produtividade na coluna de água;

A alteração do estado trófico numa massa hídrica, em geral, pode estar também associada a outros indicadores bióticos e abióticos, tais como: a alteração nas concentrações de citrolina, de pigmentos e de azoto no tecido celular das macroalgas; a alteração nos intervalos de variação diurna do *pH* e do oxigénio dissolvido; e a mudança na composição das espécies de diatomáceas.

2.5.6 FACTORES LIMITANTES DO CRESCIMENTO ALGAL

A produção primária é fundamentalmente limitada pelas disponibilidades de nutrientes e de luz solar, que favorecem a proliferação de biomassa aumentando a sedimentação de matéria orgânica e promovendo alteração nos ecossistemas pelágicos.

A presença de substâncias tóxicas nas águas estuarinas revela-se também, na prática, um inibidor eficaz das florescências macroalgas.

A descarga de águas residuais, considerada geralmente como fonte de nutrientes capaz de potenciar a ocorrência de florescências macroalgais, pode, em certos casos, inibir o seu crescimento, ao favorecer a proliferação e a fixação de espécies conquícolas (em suportes rochosos), ou ao promover interacções adversas entre as partículas em suspensão.

O crescimento algal é regulado, naturalmente, por perdas relacionadas com os processos de transporte (sedimentação e dispersão/difusão), a predação (morte) e as cinéticas da respiração, assimilação e excreção.

O estado trófico dos meios hídrico é influenciado pelos principais factores que condicionam o crescimento algal, nomeadamente as concentrações de nutrientes, a luz solar, a temperatura e a hidrodinâmica, quase sempre representada pelos tempos de retenção e/ou de residência. A distribuição da salinidade e a composição dos consumidores primários podem, também, ser relevantes para a definição das condições tróficas específicas dos ecossistemas estuarinos e costeiros.

2.5.6.1 LIMITAÇÃO PELOS NUTRIENTES

Os nutrientes inorgânicos são vitais para a manutenção dos ecossistemas aquáticos, já que o desenvolvimento celular requer sempre uma quantidade maior (macronutrientes) ou menor (micronutrientes) dessas substâncias. No primeiro grupo incluem-se substâncias como o carbono, o oxigénio, o azoto, o fósforo, o enxofre, o ferro e o silício, enquanto que, no segundo, surgem elementos como o manganês, o cobre e o zinco.

Na modelação da qualidade da água, e da eutrofização em particular, tem sido dada particular relevância à presença na coluna de água de quatro destes macronutrientes – carbono, azoto, fósforo e silício – pelo papel que podem desempenhar como factores limitantes do crescimento da biomassa algal.

A cinética da limitação por um qualquer destes nutrientes é normalmente traduzida por equações do tipo *Michaelis-Menten*, representada graficamente na Figura 2.17, onde também se indicam os valores característicos das respectivas constantes de semi-saturação.

Na maioria das situações o principal factor que afecta a taxa de incorporação de nutrientes é a concentração do nutriente limitante nesse meio hídrico, pois, de acordo com a teoria dos limites mínimos de Liebig, a limitação do crescimento está invariavelmente associado a uma concentração insuficiente de uma qualquer substância essencial.

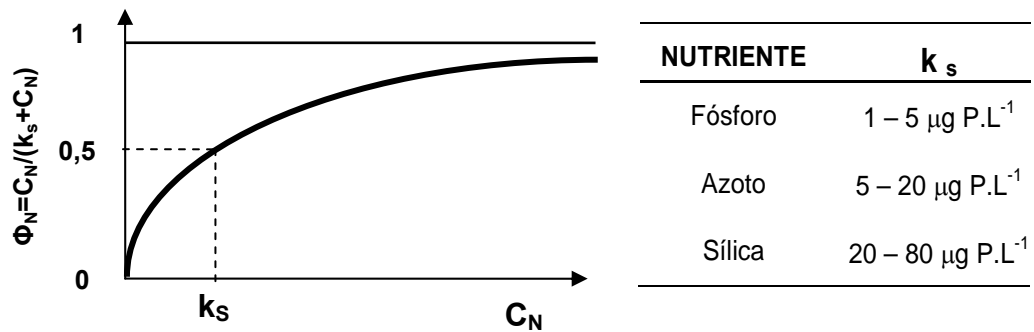


Figura 2.17 – Cinética de *Michaelis-Menten* e constantes de semi-saturação dos nutrientes (adaptado de Chapra, 1997)

Baseando-se nas relações estequiométricas da composição química do material celular, Redfield estabeleceu que em termos de crescimento do fitoplâncton a proporção *ótima*, entre as concentrações de azoto e fósforo inorgânico na forma dissolvida, deveria ser de 16:1. Desvios significativos desta relação indicam uma potencial limitação do crescimento fitoplanctónico primário por um desses nutrientes – pelo azoto, no caso de valores inferiores, e pelo fósforo, no caso de valores superiores – com consequências na dinâmica da cadeia trófica aquática. Na Figura 2.18 apresenta-se uma síntese dos principais processos que determinam a preponderância do azoto e do fósforo como nutrientes limitantes dos diversos sistemas hídricos (NRC, 2000).

A abundância de silicatos em relação ao azoto e ao fósforo intervêm no crescimento das diatomáceas como nutriente limitante, sendo as razões de Redfield ($Si:N$ e $Si:P$) iguais a 1:1 e a 16:1, respectivamente (Conley e Malone, 1992). A proporção de azoto disponível na coluna de água é afectada: pela razão $N:P$ na descarga de nutrientes; pelas taxas de conversão relativas à mineralização do azoto e do fósforo orgânicos presentes na coluna de água (sendo geralmente a do fósforo mais rápida); pela sedimentação diferenciada do azoto nos sistemas mais oligotróficos; pelo retorno preferencial do azoto ou do fósforo à coluna de água, provenientes dos sedimentos; e pela fixação de azoto atmosférico.

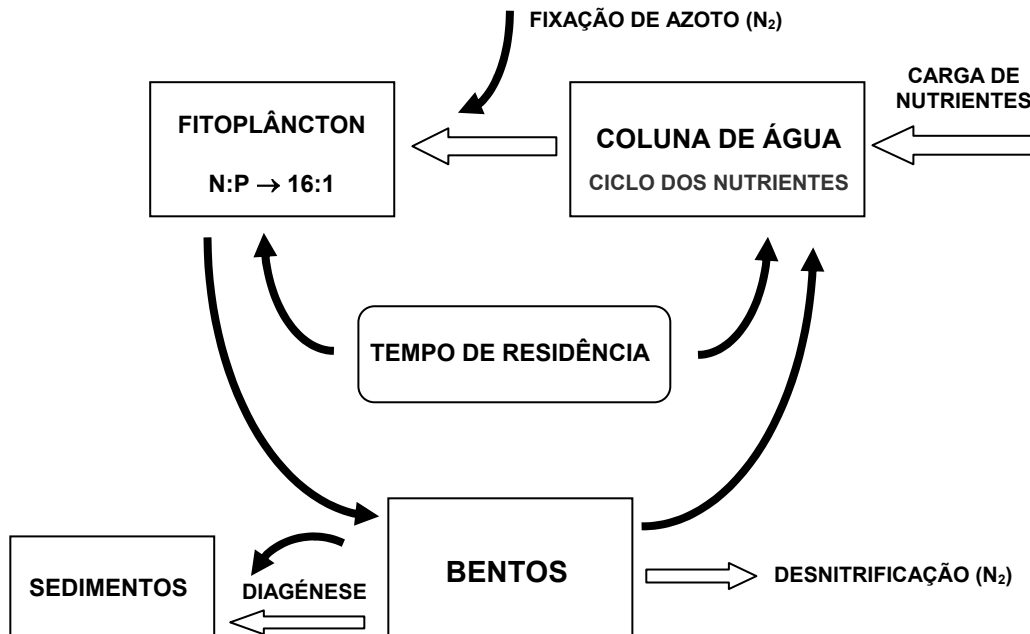


Figura 2.18 – Processos que determinam o nutriente mais limitante da produção primária em ecossistemas aquáticos

Nos sistemas marinhos, a fixação de azoto é, geralmente, menos eficiente do que nos sistemas dulçaquícolas, pelo que produz menores défices de azoto (Howarth, 1988).

O azoto é geralmente muito mais abundante em meio dulçaquícola que no meio marinho, onde é, na maioria das vezes, o factor limitante da produção primária, enquanto no meio dulçaquícola é geralmente o fósforo o elemento limitante. Além disso, nos sistemas fluviais, os sedimentos têm maior capacidade de retenção de fósforo, criando ligações mais estáveis, facto que implica uma libertação para a coluna de água proporcionalmente menor (Caraco *et al.*, 1990) da que ocorre nos sedimentos marinhos. Nestes, há uma remineralização (anual) do fósforo depositado, proporcional à concentração de sulfatos, originando a sua libertação para a coluna de água, com um máximo na estação mais quente, período em que se confirma a tendência de crescimento da concentração de fósforo nas águas estuarinas.

Logo, nos estuários com áreas consideráveis de elevada salinidade média o azoto tende a ser o nutriente limitante (Nixon *et al.*, 1996) pelo que os gestores da qualidade das águas estuarinas devem dar especial atenção ao azoto na elaboração de critérios de eutrofização.

Diversos estudos efectuados em estuários evidenciaram factos que corroboram essa necessidade, nomeadamente: a estimulação da produção primária teve sucesso sempre que se procedeu à adição de azoto, sendo a de fósforo insuficiente (Oviatt *et al.*, 1995); o aumento do fitoplâncton em águas receptoras de efluentes de ETAR's revelou-se estar mais relacionado com o azoto do que com o fósforo (Elmgren e Larsson, 1997); e a alteração da composição das espécies macroalgais, ao longo de décadas, correlaciona-se melhor com a evolução das cargas de azoto do que com as de fósforo (Rosenberg *et al.*, 1990).

Contudo, a maioria dos estuários situados em regiões temperadas apresenta uma alternância sazonal do nutriente limitante: o fósforo, durante o Inverno e a Primavera, e o azoto no Verão e no Outono (Fisher *et al.*, 1992), sendo por isso necessário estabelecer critérios para ambos, dependentes das condições sazonais e locais do ecossistema (Conley, 2000).

O predomínio do azoto ou do fósforo como factor limitante do crescimento algal nas águas estuarinas pode ser explicado, na maioria dos casos, pela ponderação de três aspectos relativos à biogeoquímica destes nutrientes: as taxas de fixação de azoto atmosférico; a transformação do fósforo nos sedimentos e a desnitrificação.

No crescimento algal podemos, em teoria, considerar que: a taxa de incorporação de nutrientes aumenta hiperbolicamente com o aumento de nutrientes no meio; a quantidade de nutrientes nas células da planta está linearmente relacionada com a taxa de incorporação de nutrientes; e a taxa de crescimento varia hiperbolicamente com a reserva interna de nutrientes.

O critério relativo à *disponibilidade* dum nutriente, no seu ciclo de vida, refere-se à possibilidade de, nessa forma, ser ou não assimilável pelas plantas.

Carbono

Como nutriente, o carbono está essencialmente disponível na forma inorgânica dissolvida e raramente se assume como factor limitante da produção primária (Figura 2.19), excepto na actividade fotossintética de algumas algas, mas tem grande influência na sucessão de espécies fitoplanctónicas em sistemas eutrofizados

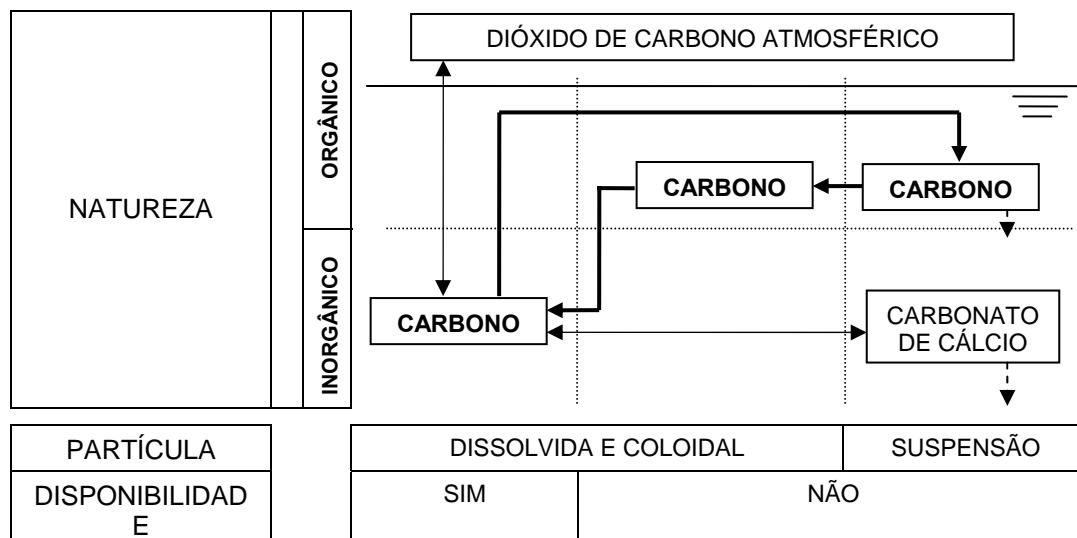


Figura 2.19 – Ciclo do carbono em águas naturais (adaptada de Chapra, 1997)

Na modelação matemática da qualidade da água o carbono assume particular relevo não apenas como nutriente e por ser o maior constituinte dos compostos orgânicos, mas também como poluente associado a fenómenos de desoxigenação dos meios hídricos (devido à degradação de matéria orgânica) e a reacções preferenciais da matéria orgânica com muitas substâncias tóxicas ou com elementos (como o cloro) potenciadores da formação de compostos tóxicos (p. ex., os trihalometanos).

Azoto

O azoto é geralmente o factor limitante da produção primária na maioria dos sistemas estuarinos, excepto nos casos em que as fontes de poluição difusa são de tal modo significativas que o fósforo passe a ser o nutriente limitante. Daí a importância da modelação matemática, na simulação de processos de eutrofização, ao permitir analisar cada sistema individualmente, atendendo às suas especificidades.

Nos ecossistemas aquáticos o azoto está essencialmente disponível nas suas formas inorgânicas resultantes da dinâmica dum ciclo (Figura 2.20) em que ocorrem diferentes processos bioquímicos, destacando-se:

- a assimilação de azoto amoniacal e nitratos pelo fitoplâncton;
- a amonificação, que corresponde à transformação do azoto orgânico em amoníaco ou ião amónio, envolvendo mecanismos como a decomposição bacteriana e a excreção pelo zooplâncton;
- a nitrificação, em que se processa a oxidação biológica do azoto amoniacal transformando-o em nitrito e nitrato por acção de bactérias aeróbias autotróficas (*nitrosomonas e nitrobacter*);
- a desnitrificação, em que se dá a conversão dos nitratos em azoto livre por acção de bactérias anaeróbias heterotróficas;
- a fixação do azoto atmosférico por microrganismos, como os heterocistos, que, possuindo essa vantagem competitiva em relação à maioria das espécies fitoplanctónicas, podem tornar dominantes.

Comparativamente com o fósforo, o azoto tem uma fase gasosa e os seus compostos inorgânicos são menos adsorvidos pelos sedimentos, surgindo na camada benthica apenas por sedimentação.

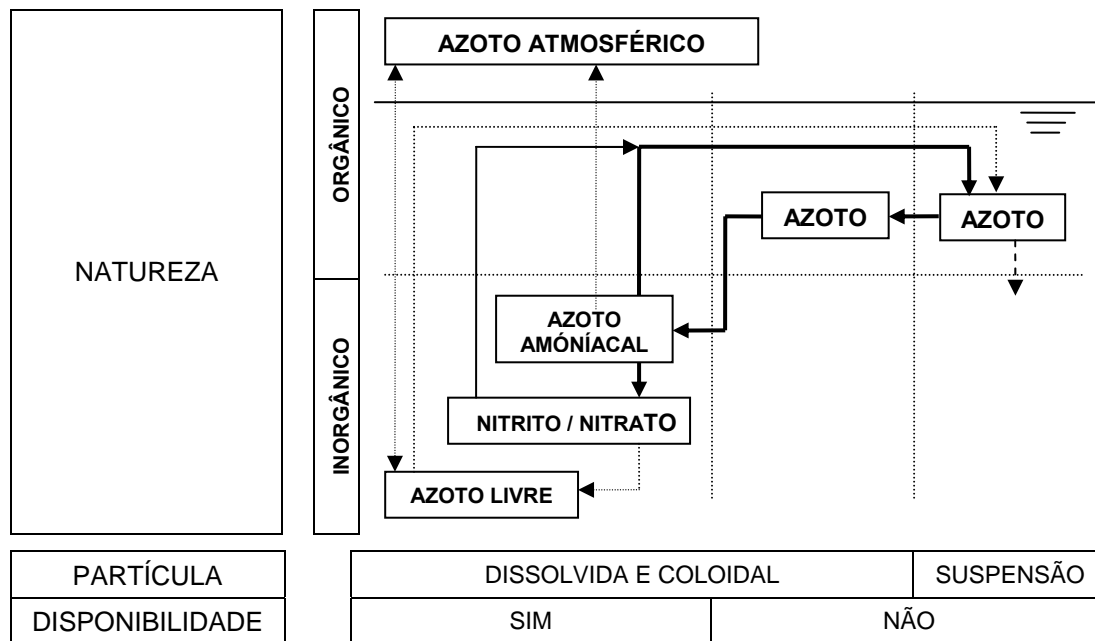


Figura 2.20 – Ciclo do azoto nos ecossistemas aquáticos (adaptada de Chapra, 1997)

Fósforo

O fósforo é um elemento essencial nos sistemas genéticos ao permitir a transferência e o armazenamento de energia nas células. Nas águas naturais é normalmente escasso por não ser muito abundante na crosta terrestre, por não existir na forma gasosa (incluindo na atmosfera) e pela baixa solubilidade dos fosfatos minerais. Além disso, a forte adsorção dos fosfatos pelos sedimentos (na presença de oxigénio) intensifica a sua remoção da coluna de água.

A eutrofização tem sido muitas vezes avaliada através da quantidade de fósforo total. Todavia, é de salientar que o fósforo só está disponível na sua forma inorgânica solúvel, ou seja, como ortofosfato – $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-} e PO_4^{3-} (Figura 2.21). O fósforo orgânico particulado corresponde ao existente nos seres vivos e nos detritos orgânicos, resultando a sua forma solúvel e coloidal da decomposição da fracção particulada. O fósforo inorgânico particulado engloba os fosfatos minerais, os ortofosfatos adsorvidos e os fosfatos aprisionados em precipitados (carbonato de cálcio e hidróxidos metálicos).

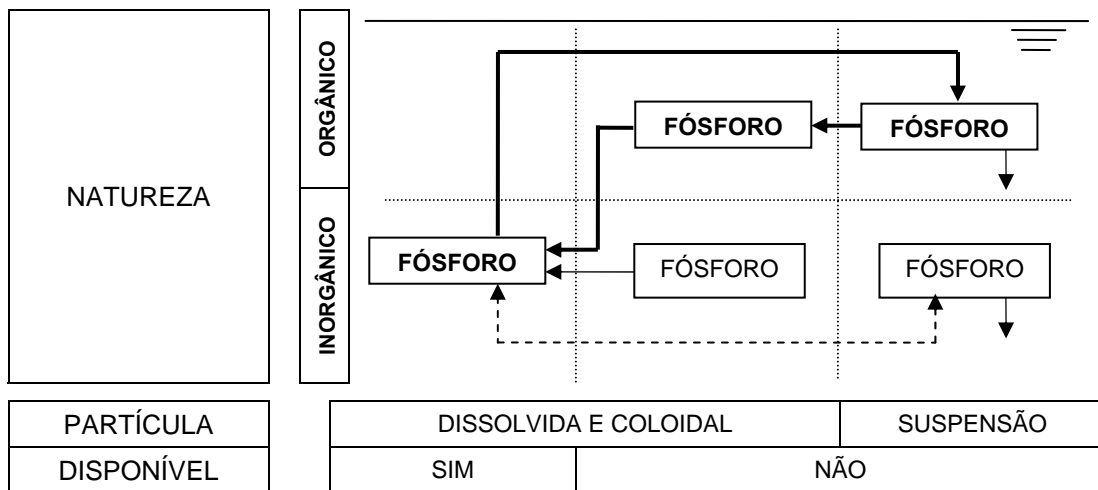


Figura 2.21 – Ciclo do fósforo em águas naturais (adaptada de Chapra, 1997)

Silício

O nutriente silício influencia significativamente a dinâmica do fitoplâncton por ser o maior elemento estrutural nos frústulos que envolvem as células das diatomáceas. O silício está geralmente disponível na forma inorgânica dissolvida (como hidróxido de silício).

A maioria dos modelos de eutrofização tem negligenciado a simulação da concentração deste nutriente, sendo de assinalar o trabalho de Scavia (1980) que considera o silício em duas formas: a disponível e a indisponível para as diatomáceas.

2.5.5.2 LIMITAÇÃO PELA LUZ, TEMPERATURA E SALINIDADE

A luminosidade tem um papel fundamental na produtividade primária dos ecossistemas aquáticos, sendo essencial no desenvolvimento de modelos de eutrofização, para simular e estimar a produção fitoplanctónica (Behrenfeld e Falkowski, 1997) e a vegetação aquática submersa.

Muitos dos conceitos da ecologia dos meios aquáticos (profundidade da zona eufótica, migração do zoobentos, profundidade de mistura) baseiam-se no gradiente de luminosidade (Huisman, 1999).

O efeito da intensidade luminosa (I) no crescimento algal resulta da combinação de três factores principais (Figura 22): a variação diurna da luz à superfície, caracterizável por uma meia sinusóide (duração igual à do fotoperíodo e intensidade média igual a $2/3$ do seu valor máximo); a atenuação da intensidade luminosa com a profundidade, habitualmente descrita por uma cinética de primeira ordem (*lei de Beer-Lambert*), com o coeficiente de extinção a depender dos efeitos da clorofila-a, da água, das partículas dissolvidas e da matéria particulada não algal (dominante nas zonas de turvação máxima); e a influência da luz nas taxas de crescimento, em que se verifica uma inibição do crescimento da maioria das espécies para luminosidades elevadas.

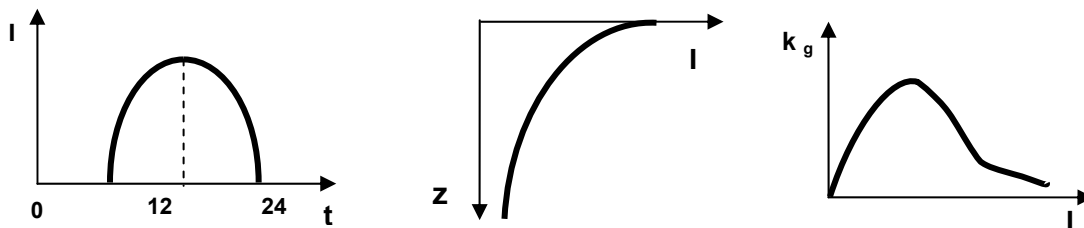


Figura 2.22 – Influência da luz no crescimento algal (adaptada de Chapra, 1997)

Nos estuários com elevadas concentrações sólidos em suspensão (superiores a 1 g.L^{-1}), o ambiente luminoso pode ser o principal factor de controlo da produção primária (Cloern, 1987). A luminosidade influencia também a distribuição espacial do fitoplâncton, ocorrendo, geralmente, a sua concentração máxima a montante das zonas de turvação máxima.

O coeficiente de extinção da luz apresenta uma grande variação sazonal nas águas estuarinas, com valores que excedem frequentemente $0,1 \text{ m}^{-1}$. A determinação deste coeficiente pode ser efectuada multiplicando o inverso da profundidade de Secchi (em metros) por uma constante de correcção (geralmente $1,45$) que deverá ser adaptada a cada estuário.

Actualmente, caso se pretendam medições mais rigorosas, é possível utilizar equipamentos mais sofisticados (medidores de fluxo espectral dos fótons).

O efeito da variação da temperatura no crescimento algal verifica-se sempre em conjunto com o da estratificação densimétrica. A variação brusca de temperatura influencia a taxa dos processos de metabolização biológica, podendo inibir a natural capacidade de adaptação de algumas espécies às mudanças térmicas graduais que ocorrem sazonalmente nos meios hídricos.

A modelação do efeito da temperatura nas taxas de crescimento das várias espécies de algas (variação linear ou exponencial) pode ser efectuada considerando o conjunto da população, ou cada uma das espécies dominantes, individualmente (Figura 2.23).

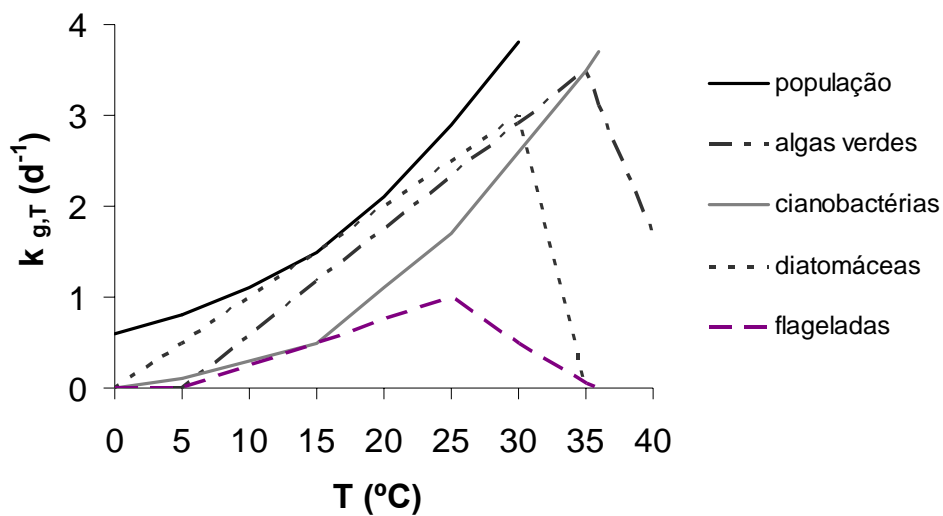


Figura 2.23 – Influência da temperatura no crescimento algal (adaptada de Chapra, 1997)

As espécies apresentam uma taxa de crescimento máxima para valores específicos da temperatura, diferentes das restantes espécies, que declina para valores mais elevados, com excepção das cianobactérias para valores plausíveis da temperatura das águas estuarinas.

As mudanças climáticas estão a provocar um aumento progressivo da temperatura média das águas marinhas, podendo nas próximas décadas atingir-se uma situação-limite na adaptabilidade das plantas aquáticas estuarinas, dando origem a retracções significativas das áreas colonizadas por prados marinhos e outras espécies autóctones.

O efeito da salinidade está intimamente associado ao hidrodinamismo do estuário, pois a extensão dos processos de mistura resulta, como já se disse, da interacção das duas massas hídricas, a marinha e a fluvial. Se, por um lado, a estratificação das águas estuarinas favorece o desenvolvimento do fitoplâncton, pelo facto de as células permanecerem mais facilmente na zona fótica, por outro lado, ela está associada à ocorrência de elevados caudais fluviais que, ao reduzirem os tempos de retenção, vão limitar o crescimento fitoplanctónico.

O aumento da salinidade constitui geralmente uma barreira ao crescimento do fitoplâncton transportado pelos caudais fluviais, devido à mortalidade provocada pela tensão osmótica, embora algumas espécies apresentem alguma tolerância à salinidade (Schuchardt e Schirmer, 1991).

Cada uma das espécies de macroalgas oportunistas, responsáveis pela ocorrência de florescências nas áreas mais salinas do estuário, tem o seu crescimento máximo para intervalos de salinidade específicos. No caso da *Enteromorpha* sp., que representa mais de 85% da totalidade das macroalgas verdes, o seu crescimento depende das afluições de água doce ao sistema durante o início da Primavera, sendo substancialmente favorecido para valores da salinidade entre 17 e 22‰ (Martins *et al.*, 2000).

2.5.5.3 LIMITAÇÃO PELAS CONDIÇÕES HIDRODINÂMICAS

Os processos físicos que ocorrem nos sistemas estuarinos podem atenuar ou agravar, significativamente, os efeitos negativos dos processos de eutrofização no nesses ecossistemas.

Vários estudos têm comprovado o papel dos caudais fluviais e das características da maré na regulação da produção primária, através de mecanismos que influenciam vários processos químicos e biológicos. (Pennock e Sharp 1994; Harding e Perry 1997; Cloern, 1996, Sin *et al.*, 1999), permitindo actuar no controlo das condições ambientais que potenciam a ocorrência de florescências algais (Mallin *et al.*, 1993)

A variação do tempo de residência dos nutrientes, além de influenciar decisivamente as taxas de crescimento algal, como já foi referido, dá um precioso contributo para a definição da escala temporal mais adequada a utilizar na definição das condições de referência, crucial para o desenvolvimento de critérios de eutrofização consistentes, baseados em concentrações críticas de nutrientes nas águas estuarinas.

2.5.7 FLORESCÊNCIAS ALGAIS

As florescências algais podem ocorrer como consequência do excessivo crescimento das comunidades fitológicas presentes quer na coluna de água quer na camada bêntica (fitobentos).

O fitobentos marinho é composto por vários produtores primários aquáticos que vivem no interior ou na superfície dos sedimentos e dos rochedos, surgindo em zonas intermareais ou sublitorais pouco profundas com luminosidade suficiente para permitir o seu crescimento. Atendendo à

dimensão das espécies, distinguem-se duas grandes categorias: a do microfitobentos e a das macrófitas.

O microfitobentos corresponde ao conjunto de algas microscópicas e de bactérias fotossintéticas que vivem entre as partículas dos sedimentos das zonas de sapal ou costeiras, sendo predominantemente unicelulares. Nas zonas estuarinas, esta categoria é maioritariamente composta por diatomáceas e dinoflagelados, mas, no caso de sistemas sujeitos a processos de eutrofização, podem surgir áreas em que predominam as cianobactérias, unicelulares ou filamentosas.

Os microrganismos bênticos fotossintéticos, presentes nas áreas intermareais, contribuem para mais de metade da produção primária total nas águas costeiras e estuarinas, servindo de alimento a outros organismos, ajudam a estabilizar os sedimentos (ao excretarem matéria orgânica) e interferem nos ciclos dos vários nutrientes.

As plantas aquáticas englobam não só as macrófitas, mas também outras algas de menor porte (*Nitella* e *Chara*). As macrófitas podem ser decompostas em dois grandes grupos: as macroalgas (algas multicelulares) e os prados marinhos, podendo estes estar total ou parcialmente imersos. As plantas marinhas com floração, que surgem em cotas superiores às das áreas de sapal, são consideradas macrófitas, mas não estão associadas à eutrofização.

As macroalgas são essencialmente constituídas por três grupos de algas: vermelhas, castanhas e verdes, sendo frequente considerar algumas das cianobactérias, nomeadamente as azul-esverdeadas (*blue-green*), como pertencentes às comunidades macroalgais (Fletcher, 1996).

A maioria das macroalgas surge agarrada a superfícies, à semelhança do que acontece com os prados marinhos. Este grupo apresenta, geralmente, uma diversidade de espécies muito inferior à das macroalgas.

Nos estuários em regiões com climas temperados, as florescências algais típicas, em que predominam as diatomáceas, ocorrem no início da Primavera, quando o escoamento fluvial transporta adequadas quantidades de nutrientes (N, P, Si) e se verifica um aumento significativo quer do tempo de insolação, quer da temperatura da água.

No entanto, o desenvolvimento duma florescência requer a conjugação dessas ocorrências com outras condições associadas à dinâmica do ecossistema, nomeadamente:

- tempos de exportação e/ou dispersão de nutrientes presentes na coluna de água superiores ao tempo de duplicação das células (produção de biomassa);
- taxas de predação biológica, relativas ao consumo de fitoplâncton, inferiores ao tempo de duplicação das células.

2.5.7.1 FLORESCÊNCIAS FITOPLACTÓNICAS

As florescências fitoplanctónicas (que podem também incluir espécies microfitobênticas) são frequentes em ecossistemas eutrofizados, ocorrendo especialmente em locais com velocidades de escoamento baixas e concentração de nutrientes (carbono, azoto, fósforo e sílica) elevada, após períodos de elevada temperatura e insolação prolongada.

Nestas situações, a comunidade fitoplanctónica é quase sempre dominada pelas cianobactérias (Premazzi e Volterra, 1993), facto, que, aliado à sua potencial toxicidade, justifica o destaque que aqui lhe é conferido.

As cianobactérias, também designadas por algas azuis ou cianófitas, são organismos procarióticos fotossintéticos pertencentes ao fitoplâncton dulçaquícola, embora também apresentem características típicas de bactéria.

As florescências de cianobactérias podem ocorrer desde o final da Primavera até ao final do Verão, tendo consequências particularmente nefastas para a biodiversidade do meio aquático e a saúde pública, na fase final do seu desenvolvimento, quando se verifica o seu colapso devido ao esgotamento dos nutrientes, abaixamento da temperatura e diminuição da intensidade e duração da luminosidade (Vasconcelos, 1994).

As cianobactérias fazem parte do fitoplâncton natural, tendo, estas bactérias, uma elevada importância em termos económicos, pois são uma fonte de compostos biomédicos como antivíricos, antibióticos, antitumores e antifúngicos (Sivonen e Jones, 1999).

A detecção visual de uma florescência de cianobactérias é relativamente fácil, já que confere à água uma cor verde intensa, quer estas se encontrem distribuídas na massa hídrica ou nas camadas superficiais, o que acontece em condições atmosféricas estáveis (ausência de vento e chuva), devido à sua capacidade de flutuar em direcção à superfície utilizando vacúolos gasosos. Porém, a especiação das cianobactérias requer a utilização dum microscópio óptico. Nas águas doces portuguesas os principais géneros de cianobactérias são: a *Anabaena*, o *Microcystis*, a *Aphanizomenon* e a *Oscillatoria*.

As florescências fitoplanctónicas são mais frequentes em águas interiores, reduzindo drasticamente a sua transparência (20 a 50 cm), mas podem também surgir em águas estuarinas e costeiras (Figura 2.24), geralmente mais sujeitas a florescências macroalgais.

Os principais riscos para o ambiente decorrentes da proliferação e decaimento das cianobactérias são a desoxigenação do meio hídrico, a alteração das características organolépticas da água, bem como a produção e libertação de toxinas.



Figura 2.24 – Florescência de *Microcystis aeruginosa* no estuário do rio Minho

Alguns géneros de cianobactérias (como a *Anabaena* e a *Oscillatoria*) produzem e libertam compostos aromáticos voláteis (como a geosmina), que, não sendo tóxicos, podem conferir à água odores e sabores, comprometendo normalmente a sua utilização para consumo humano.

O efeito mais grave das florescências de cianobactérias é a produção de toxinas, que ocorre em certas situações ainda não muito bem conhecidas, e a sua libertação para a água quando da morte dessas células (por processos naturais ou durante o tratamento da água. Na Tabela 2.11 apresenta-se uma síntese dos principais efeitos das toxinas produzidas por cianobactérias.

A ingestão acidental de elevadas doses de toxinas pode levar a intoxicações agudas, conduzindo a um quadro clínico do tipo gastroenterite (provocando diarreia, náuseas, vômitos, cólicas abdominais e febre) ou do tipo hepatite (anorexia, astenia, vômitos e hepatomegalia). A ingestão continuada de baixas doses de toxinas pode originar alterações hepáticas crónicas e o desenvolvimento de tumores, devido ao mecanismo de actuação citoquímico das hepatotoxinas (Carmichael e Falconer, 1993).

Tabela 2.11 – Tipos de toxinas produzidas pelos principais géneros de cianobactérias

CIANOACTÉRIA	TOXINA PRODUZIDA	EFEITOS
<i>Anabaena</i> e <i>Oscillatoria</i>	Neurotoxinas	Morte por paralisia dos músculos (e consequente paragem respiratória).
	Hepatotoxinas	Morte por hemorragia intra-hepática e choque hipovolémico (destruição da estrutura interna do fígado).
	Irritante ao contacto	Dermatites tipo urticariforme, conjutivite e rinite.
<i>Aphanizomenon</i>	Neurotoxinas	Morte por paralisia dos músculos (e consequente paragem respiratória).
	Irritante ao contacto	Dermatites tipo urticariforme, conjutivite e rinite.
<i>Microcystis</i>	Hepatotoxinas	Morte por hemorragia intrahepática e choque hipovolémico (destruição da estrutura do fígado).
	Irritante ao contacto	Dermatites tipo urticariforme, conjutivite e rinite.

A avaliação da toxicidade das cianobactérias pode ser efectuada através de bioensaios (em mamíferos ou invertebrados), como processo expedito que reflecte o efeito real das toxinas nos ecossistemas), ou de métodos químicos, como a cromatografia líquida de alta precisão (HPLC), para quantificar o valor absoluto da concentração (ainda que vestigial) de cada toxina.

Vários países têm encarado a presença de cianobactérias tóxicas nos meios hídricos como um problema ambiental grave, com repercussões preocupantes na saúde pública, desenvolvendo programas de vigilância da qualidade da água (bruta e de consumo) com acções adequadas aos diferentes níveis da concentração celular de cianobactérias. Na Tabela 2.12 apresenta-se um programa de vigilância estabelecido pelas autoridades australianas.

O papel das cianobactérias com elementos das comunidades microfitobênticas é ainda desconhecido (Underwood *et al.*, 1999). No entanto, sabe-se que as diatomáceas, presentes nas camadas bênticas, têm vantagens competitivas na fixação de azoto, facto que não deve ser negligenciado na análise dos processos de eutrofização.

Tabela 2.12 – Programa de vigilância da qualidade da água para as cianobactérias

FASE	CIANOACTÉRIAS (Células /mL)	ACÇÕES
1	500 - 2000	Detectar a presença de espumas e alteração de cheiros e sabores Quantificar cianobactérias
2	2000 - 15000	Avaliar a presença de cianobactérias tóxicas Quantificar cianobactérias Realizar bioensaios Precauções no tratamento de água
3	> 15000	Avaliar a eficácia da ETA e eventual suspensão do abastecimento Quantificar cianobactérias Monitorizar as toxinas na água (HPLC)

No caso dos sistemas estuarinos, a natureza dos sedimentos é importante na determinação da estrutura e função da comunidade microfitobêntica, a qual tem uma comprovada influência nos fluxos de nutrientes e na respectiva actividade bacteriana.

Os sedimentos finos coesivos, geralmente ricos em matéria orgânica, estão associados a elevadas concentrações de nutrientes. Pelo contrário, as camadas arenosas são pobres em nutrientes, surgindo nutrientes limitantes em função da sua abundância relativa, pelo que o seu progressivo enriquecimento em nutrientes vai estimular significativamente a fotossíntese e a produção primária.

Quando as microalgas bênticas se encontram em suspensão, por exemplo, como resultado da ocorrência de velocidades das correntes superiores ao valor crítico de erosão, passam a incorporar o fitoplâncton, sendo então contabilizadas na produção primária como biomassa.

2.5.7.2 FLORESCÊNCIAS MACROALGAIS

As macroalgas são, maioritariamente, plantas vasculares que apresentam uma dimensão superior à das algas, podendo, por isso, ser visualizadas sem auxílio de microscópio.

As autóctones crescem na coluna de água ou nos sapais podendo estar a flutuar à superfície sem qualquer fixação no leito ou enraizadas nos sedimentos (submersas ou emersas).

As macroalgas vermelhas estão ausentes das zonas centrais e fluviais dos estuários, sendo com frequência substituídas por florescências macroscópicas de algumas espécies de microalgas, nomeadamente, as diatomáceas multicelulares e as xantófitas (*Vaucheria* sp.).

A eutrofização das águas estuarinas pode ter efeitos antagónicos nos dois principais grupos de macrófitas: estimula o crescimento das macroalgas verdes – *Chaetomorpha*, *Cladophora*, *Enteromorpha* e *Ulva* (Figura 2.25), mas promove o declínio dos prados marinhos de *Zostera noltii*.



Figura 2.25 – Macroalgas verdes (*Ulva* sp.)

Segundo McGlathery (2001), a substituição de espécies, comum em processos de eutrofização nos estuários, está associada a factores como:

- a diminuição de luminosidade, motivada pelo crescimento maciço de fitoplâncton e outros organismos sobre a sua própria folhagem;
- a presença de concentrações de azoto amoniacal nas massas algais com efeitos tóxicos para esta espécie;
- a ocorrência de níveis de sulfuretos nos sedimentos bênticos inibidores da fotossíntese nos prados marinhos.

Este desequilíbrio no ecossistema vai originar outras perturbações estruturais em várias comunidades do ecossistema aquático: nos invertebrados (Dolbeth *et al.*, 2003; Cardoso *et al.*, 2002), nos peixes (Bonsdorff *et al.*, 1997) e nalgumas espécies de aves lacustres (Patterson, 2001; Cabral *et al.*, 1999).

A colonização de novas áreas (de sapal ou rochosas) processa-se por etapas, verificando-se sempre um aumento na dimensão e complexidade das macroalgas que aí se vão fixando, numa sucessão de espécies com características contrastantes (Tabela 2.13), que se inicia (especialmente sob condições físicas extremas) com as chamadas *macroalgas oportunistas*, devido à sua morfologia simples e ao seu crescimento rápido.

Tabela 2.13 – Características das macroalgas e sucessão das suas espécies

CARACTERÍSTICAS	SUCESSÃO	
	INICIAS	TARDIAS
Espécie	Algas verdes	Algas vermelhas e prados marinhos
Morfologia	simples	complexa
Dimensão	menor	maior
Taxa de crescimento	rápida	lenta
Longevidade	curta	longa
Reprodução	todo o ano	sazonal

Nos climas temperados, as florescências macroalgais são fenómenos que ocorrem na Primavera e no Verão, sendo essencialmente controladas pela disponibilidade de nutrientes (na coluna de água ou a partir dos sedimentos), predação (para baixas concentrações de azoto) e transporte (caso ocorram velocidades de escoamento significativas).

Durante o Inverno, as espécies oportunistas estão em baixas quantidades ou mesmo ausentes das zonas intermareais, podendo sobreviver, ligadas aos sedimentos e conchas presentes na camada bêntica, através de processos biológicos (descritos por diversos autores: Schories *et al.*, 2000; Taylor *et al.*, 2001; Lotze *et al.*, 2000) e bioquímicos, em que ocorre uma competição entre espécies e a progressiva substituição das mais perenes (fucóides) pelas oportunistas, de morfologia foliosa e filamentosa (Berger *et al.*, 2003; Bergstrom *et al.*, 2003). Estas necessitam, para o seu crescimento, de uma quantidade de azoto trinta vezes superior à das espécies de desenvolvimento mais lento, com uma taxa de assimilação que pode ser seis vezes superior à das fucóides, que são dominantes em áreas não eutrofizadas pela sua capacidade de assimilar o azoto presente em baixas concentrações (Pedersen e Borum, 1997).

As florescências macroalgais contribuem para a desoxigenação do meio hídrico, tornando-o na maioria dos casos anóxico. Com o aumento da turvação na coluna de água e da fracção silto-argilosa na camada bêntica, intensifica-se a mineralização dos compostos azotados e a consequente libertação de azoto amoniacal nas camadas sedimentares subjacentes à biomassa algal, passando estas a comportar-se como reservatórios de nutrientes que sustentam o desenvolvimento das algas oportunistas (Astill e Lavery, 2001).

A variabilidade na ocorrência das florescências, em relação à quantidade de nutrientes presente na coluna de água, veio alertar para a necessidade de se investigar sempre mais do que uma causa, bem como as respectivas interacções (Lowthion *et al.*, 1985).

A hidrodinâmica estuarina, resultante dos fenómenos hidrológicos e da regulação de caudais, começa a ser considerada uma das principais causas dos processos de eutrofização, muitos dos quais não justificáveis apenas pela variação da concentração de nutrientes na coluna de água (Malta e Verschuure, 1997). A variação interanual das florescências tem acentuado a necessidade de se considerar não só o efeito das características hidrográficas dos sistemas estuarinos (Lavery *et al.*, 1991), mas também os importantes efeitos da maré e do vento nas lagoas costeiras (Malta *et al.*, 2002).

A importância do regime hidrodinâmico está também relacionada com a sedimentabilidade e a deposição dos nutrientes. A presença destes na forma particulada, está na base do despoletar de muitas florescências (Valiella *et al.*, 1997), embora não seja suficiente para garantir a sua sustentabilidade sazonal e a ocorrência de picos de biomassa durante o Verão, justificados normalmente com a provável libertação de nutrientes a partir dos sedimentos (Trimmer *et al.*, 2000). Sundback *et al.* (2003) constataram que o contributo dessa fonte de nutrientes pode atingir, nos estuários, valores de 55 a 100%, no caso do azoto, e de 30 a 70% para o fósforo.

Em futuras campanhas de monitorização da qualidade ecológica das águas estuarinas deverá ser dada mais atenção ao importante papel das comunidades microfitobênticas na estabilização dos sedimentos e à sua potencial reacção positiva ao enriquecimento em nutrientes.

As florescências tendem a ser dominadas por uma única das várias espécies que vão proliferando em simultâneo (Lotze e Schramm, 2000), podendo haver domínio de diferentes espécies, geralmente com taxas semelhantes de assimilação de nutrientes, em diferentes locais da zona intermareal, ou, nos mesmos locais, mas em períodos distintos (Nelson *et al.*, 2003).

2.5.8 VULNERABILIDADE À EUTROFIZAÇÃO DAS ÁGUAS ESTUARINAS

Numa publicação recente do National Research Council (NRC, 2000) dos EUA foram sintetizados os factores considerados relevantes para caracterizar a susceptibilidade dos estuários ao enriquecimento em nutrientes. Destes, têm sido destacados, pela sua maior influência, os seguintes:

- i. volume de água no sistema, por afectar significativamente a sua capacidade de diluição e de assimilação das cargas de nutrientes afluentes. Logo, será mais adequado usar a carga volúmica de nutrientes em cada local do estuário como indicador dessa capacidade, em detrimento do valor absoluto dessas cargas, o que implica um conhecimento dos volumes médios de água em cada uma das áreas onde ocorrem as descargas mais significativas;
- ii. tempo de residência no estuário, que, como já se referiu, influencia a variação temporal e espacial da concentração de nutrientes no meio hídrico, bem como o período em que estão disponíveis para assimilação pelos produtores primários;
- iii. mistura vertical e grau de estratificação salina, verificando-se que os sistemas estratificados são mais propensos à ocorrência de hipoxia, do que os bem misturados. A estratificação além de limitar a oxigenação, por rearejamento, das camadas mais profundas, também favorece a retenção dos nutrientes na zona fótica, tornando-o mais acessível para as comunidades fitoplanctónicas;
- iv. distribuição espacial da profundidade, resultante da batimetria e da hipsometria do estuário;
- v. razão entre a carga de nutrientes e a área do estuário, cuja determinação em diferentes sub-regiões permite um mapeamento de fluxos de nutrientes e uma avaliação da sua variação temporal;

- vi. biomassa algal (concentração de *clorofila-a*, atenuação da luz solar através dos prados marinhos, ou resíduo seco volátil);
- vii. operação criteriosa de estruturas hidráulicas com influência na hidrodinâmica das águas estuarinas.

As estratégias de gestão para regulação e remediação dos efeitos dos processos de eutrofização em sistemas estuarinos têm privilegiado a articulação de três tipos medidas com repercussões temporais distintas (Bettinetti *et al.*, 1996; Valiella *et al.*, 1997): a redução das descargas de nutrientes e de matéria orgânica (efeito a longo prazo); a modificação da hidrodinâmica estuarina (efeito a médio prazo); e a remoção do excesso de biomassa algal, com o objectivo de mitigar a desoxigenação das águas estuarinas e de proteger as actividades económicas ligadas à piscicultura e aquicultura (efeito a curto prazo, actuando-se apenas nas consequências resultantes do processo de eutrofização (Cellina *et al.*, 2002).

A limitação das cargas de nutrientes é uma tarefa crucial e imprescindível para a reversibilidade dos processos de eutrofização. Todavia, a sua execução, além de demorada e dispendiosa, não garante uma recuperação integral da biodiversidade dos ecossistemas e raramente produz efeitos imediatos. Efectivamente, a remineralização dos nutrientes contidos nos sedimentos pode continuar a sustentar a ocorrência de florescência algais, tornando infrutífera, a curto prazo, essas medidas de gestão.

As medidas de médio prazo implicam uma interdisciplinaridade na abordagem dos processos de eutrofização, alterando a tradicional perspectiva biológica, face à necessária avaliação do impacto das alterações da hidrodinâmica no controlo da disponibilidade temporal e espacial de nutrientes. O presente trabalho pretende dar um pequeno contributo para esse novo paradigma de intervenção no âmbito da gestão integrada de sistemas estuarinos.

CAPÍTULO 3

MODELOS DE QUALIDADE DA ÁGUA EM ESTUÁRIOS

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

No presente capítulo procede-se a uma síntese da aplicação de modelos matemáticos ao estudo dos diferentes processos (físicos, químicos e biológicos) que podem ocorrer nos meios hídricos e à descrição geral dos programas de cálculo (características e potencialidades) utilizados neste trabalho, que teve como um dos seus objectivos a modelação integrada da hidrodinâmica e da qualidade da água em zonas estuarinas (águas pouco profundas). Foi dado especial relevo à modelação dos principais processos bioquímicos associados à produção primária nos ecossistemas, e que incorporam os modelos de eutrofização, tendo sempre em consideração a diversidade de escalas espaço-temporais desses processos.

A modelação física de estuários, apesar de muito útil para descrever os efeitos de algumas alterações físicas e geomorfológicas, tem sido progressivamente abandonada, quer por imperativos económicos, quer por não traduzir satisfatoriamente as questões de qualidade da água, face à dificuldade de aí se reproduzir a complexidade da biogeoquímica dum *habitat* estuarino.

Os principais inconvenientes dos modelos numéricos são a necessidade de adoptar hipóteses simplificativas na formulação matemática dos processos e a dificuldade em equacionar adequadamente alguns dos fenómenos físicos e bioquímicos que ocorrem nos sistemas hídricos (por não existirem ainda soluções analíticas ou numéricas para os traduzir).

Apesar de apresentarem vantagens sobre os modelos físicos, em termos de custos e de celeridade na obtenção de resultados, os modelos numéricos não devem ser apenas encarados como uma alternativa, mas também como um complemento dos modelos físicos ou de outras abordagens dos fenómenos, nunca excluindo ou menosprezando esses contributos, especialmente quando servem de base ao projecto e à execução de obras fluviais ou marítimas.

A aceitação e a interpretação dos resultados de simulações numéricas, bem como as consequentes extrapolações para o protótipo, podem ser imprudentes caso não se proceda a uma prévia análise crítica desses valores e a uma desejável validação com outros métodos de análise.

O sucesso na aplicação de um modelo numérico depende, entre outros factores, da facilidade de integração num ambiente comum de diferentes tipos de programas com capacidade para executarem tarefas distintas. A crescente acessibilidade a mais e melhores recursos hidrodinâmicos justifica que a concepção e o desenvolvimento de um modelo adaptado a um sistema natural sejam sempre precedidos de uma pesquisa criteriosa, visando a inventariação e selecção dos recursos disponíveis. Deste modo, consegue-se, muitas vezes, não só uma economia apreciável no esforço associado à construção de raiz de um modelo, mas também uma maior eficácia resultante da utilização de ferramentas informáticas com maiores capacidades (Pinho, 2000).

Com o crescente desenvolvimento das potencialidades do cálculo automático e dos métodos numéricos, a modelação matemática dos sistemas estuarinos assume-se como uma ferramenta preciosa, quer na minimização de custos para obtenção de dados (optimizando o número e tipo de campanhas de amostragem), quer na avaliação e previsão dos efeitos das intervenções inerentes à gestão da qualidade das águas estuarinas.

3.2 MODELAÇÃO NUMÉRICA

3.2.1 ASPECTOS GERAIS DA CONSTRUÇÃO DE MODELOS

A construção de um modelo matemático deverá seguir uma metodologia baseada numa sequência de etapas (Figura 3.1), de modo a conseguir-se obter resultados com suficiente fiabilidade.

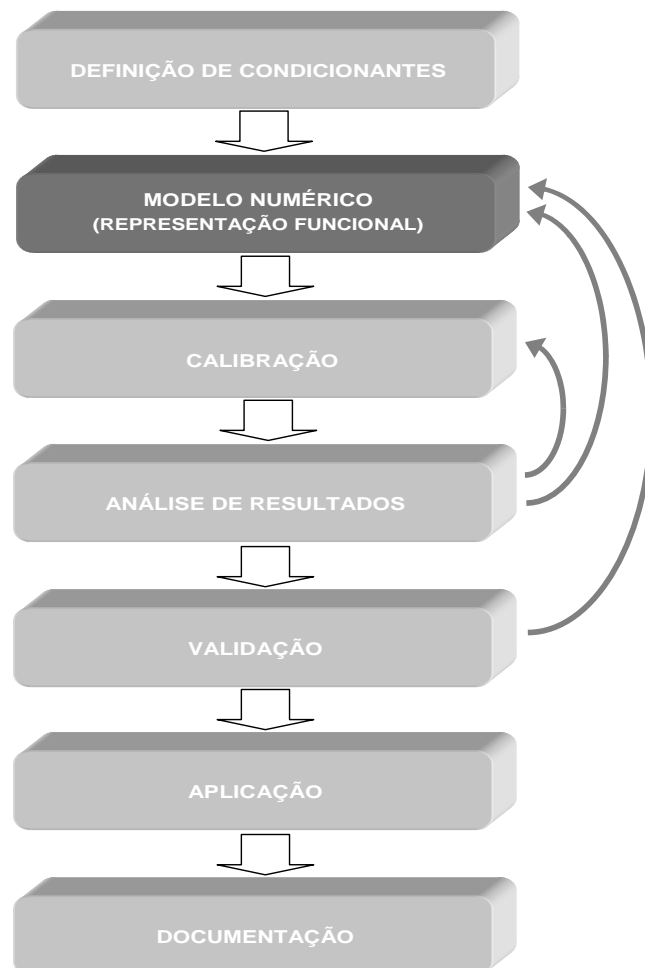


Figura 3.1 – Esquema geral da construção dum modelo matemático

Essas etapas não devem ser assumidas com um carácter puramente sequencial, mas sim enquadradas num processo iterativo de permanente ajuste às situações e processos a modelar.

A construção de um modelo inicia-se com a identificação do problema a analisar, seguindo-se a definição dos condicionalismos que irão afectar o seu desenvolvimento subsequente. Nesta etapa preliminar faz-se uma ponderação de factores como: a disponibilidade de informação e de recursos para o desenvolvimento e implementação do modelo; a especificação das variáveis do modelo; e a selecção dos destinatários preferenciais do modelo e a definição dos objectivos desses potenciais utilizadores.

A extensão e natureza do problema determinarão a selecção de subsistemas a modelar (aquífero, canal, rio, estuário, oceano) e a definição dos diversos objectivos da sua aplicação (planeamento, gestão, investigação, projecto).

O modelo numérico, propriamente dito, pressupõe não só uma conceptualização dos fenómenos responsáveis pela alteração dos parâmetros seleccionadas para caracterizar cada um dos subsistemas e a relevância das suas interacções com os outros subsistemas, mas também uma representação funcional do comportamento das variáveis do sistema. Trata-se de um processo iterativo, em que as hipóteses de representação funcional são sucessivamente confrontadas com os dados experimentais disponíveis, até à sua adequação.

Esta etapa necessita de um conhecimento profundo da interactividade entre três módulos fundamentais: a formulação matemática, com as equações que representam as leis gerais dos processos; a implementação de técnicas numéricas, que permitam resolver essas equações; e a elaboração de uma estrutura computacional (programa) que permita obter, automaticamente, as soluções das equações já discretizadas (Anderson, 1995).

Como ponto de partida é usual adoptar as equações gerais de balanço de massa e de energia entre secções específicas do sistema em análise, e, só depois, formular as hipóteses simplificativas, com base nas características cinéticas e conservativas das substâncias a modelar, obtidas quer através dos dados de campo disponíveis, quer pelo conhecimento experimental anterior. A partir da validação das hipóteses simplificativas e do conhecimento de correlações entre parâmetros (baseado em modelos parciais) é possível estabelecer a estrutura funcional para o modelo, através das equações matemáticas mais adequadas à descrição do comportamento do sistema.

Os métodos de resolução das equações matemáticas dependem das características dessas equações. Se considerarmos o sistema em estado estacionário, isto é, em que os parâmetros geométricos e hidrodinâmicos da massa líquida são constantes no tempo, as equações são algébricas, tornando fácil a sua resolução por um processo analítico. Se pretendermos descrever o sistema numa forma dinâmica, as equações são diferenciais, lineares ou não, de acordo com a natureza das interacções dos processos modelados. No caso de não serem linearizáveis, impõem-se uma resolução por métodos numéricos, recorrendo-se ao cálculo automático para se obter soluções aproximadas, a partir do conhecimento dos valores num conjunto discreto de elementos. Caso a descrição do sistema inviabilize as hipóteses simplificativas adoptadas, impõe-se uma análise mais complexa desse sistema, baseada na evolução espaço-temporal dos parâmetros de qualidade, visualizável através do recurso a tecnologias multimédia e de realidade virtual.

No desenvolvimento desta etapa estabelece-se a dimensionalidade mais adequada aos objectivos a atingir, bem como as técnicas de estudo (previsão, simulação, optimização), a natureza da informação (determinística ou estocástica) e a estrutura do modelo. Se a análise for unidimensional, o sistema de equações de balanço resultante poderá ser resolvido pelo método das diferenças finitas.

Nos estudos pluridimensionais, a resolução do sistema de equações resultante deverá ser efectuada pelo método dos elementos finitos ou pelo método dos elementos fronteira.

A calibração dum modelo consiste no ajuste dos seus parâmetros, visando a aproximação dos valores previstos pelo modelo aos dados de campo disponíveis. A comparação dos resultados do modelo com as condições observadas no sistema real não deverá basear-se numa mera avaliação subjectiva (visual) dos valores em confronto.

A calibração pode efectuar-se através da fixação de valores dos parâmetros baseada nas seguintes fontes de informação (Duarte, 1997):

- informação bibliográfica, quando esses parâmetros já foram amplamente estudados e consensualmente admitidos como constantes em diferentes sistemas;
- determinações experimentais, quando se pretende obter parâmetros específicos de determinados processos, tendo sempre em consideração que, ao individualizarmos os fenómenos em estudo, podemos estar a eliminar as interacções existentes entre eles, restringindo desse modo a complexidade do sistema;
- recurso a correlações, para obter os valores dos parâmetros em função das variáveis do sistema (constante de rearejamento, variação das constantes cinéticas com a temperatura), permitindo, assim, a simulação dum maior número de condições;
- recurso a critérios de optimização, estabelecidos em sub-rotinas do programa de cálculo, de modo a seleccionar o conjunto de valores dos parâmetros que melhor satisfaz o critério de calibração. Porém, a sua aplicação a modelos mais complexos pode originar tempos de computação demasiado elevados, sendo necessário utilizar critérios de optimização (por exemplo, a técnica do *filtro de Kalman*). Trata-se

de uma técnica de aquisição de dados que permite integrar e combinar, no cálculo automático, os dados observados e os resultados da simulação, de modo a minimizar a incerteza na estimativa dos parâmetros;

- utilização de sistemas periciais, que são programas de cálculo automático, concebidos para apoio à decisão, capazes de resolver com eficiência eventuais contradições na estimativa dos parâmetros resultantes da aplicação de técnicas heurísticas a grandes volumes de dados de campo. Depois de quantificar a discrepância entre os valores medidos e os calculados, através de um qualquer critério de avaliação, o programa é capaz de gerar, iterativamente, a melhor combinação de parâmetros para o critério definido.

A etapa de calibração termina quando se obtém um conjunto de parâmetros que conferem o melhor ajuste possível dos resultados obtidos no modelo aos dados observados.

Quando o ajuste final não descreve satisfatoriamente a evolução dos indicadores de qualidade, é necessário proceder a uma análise de resultados, baseada em critérios objectivos, tais como: medidas de erro (erro relativo, desvio padrão ou o desvio padrão da média, coeficiente de variação ou o erro percentual); testes estatísticos (teste *t-student*, teste de *Kolmogorov-Smirnov*) que implicam procedimentos criteriosos na recolha dos dados experimentais (Duarte, 1997).

A validação dum modelo consiste na comparação de novos dados experimentais com os valores previstos através da simulação dessas novas condições de funcionamento. Pretende-se, nesta fase, avaliar a capacidade do modelo em descrever a realidade em situações diferentes das utilizadas na calibração, de modo a definir a amplitude da sua aplicabilidade ao sistema modelado.

No caso de se verificarem discrepâncias entre os novos valores observados e os resultantes da simulação, não é lícito recalibrar o modelo através de novo ajuste dos parâmetros. Torna-se, sim, pertinente reconsiderar a conceptualização do modelo e as equações matemáticas estabelecidas para descrever os fenómenos estudados.

Na aplicação de um modelo, já calibrado e validado, devem ser ponderadas as restrições inerentes, não só às simplificações estabelecidas nas várias etapas da sua construção, mas também às decorrentes da própria dinâmica do sistema modelado, que pode implicar, no futuro, a recalibração do modelo.

A aplicação dum modelo só deverá efectuar-se nos casos em que os valores dos parâmetros se situem dentro dos intervalos de variação em que o modelo foi validado.

3.2.2 CLASSIFICAÇÃO DOS MODELOS

Os modelos numéricos aplicáveis aos sistemas fluviais são geralmente classificados em função dos processos que descrevem e/ou da dimensionalidade do escoamento dominante – unidimensional, bidimensional ou tridimensional, que é influenciado quer da morfologia do domínio, quer do grau de estratificação do meio hídrico.

3.2.2.1 MODELOS HIDRODINÂMICOS

Os modelos hidrodinâmicos (ou hidráulicos) proporcionam uma descrição matemática dos processos de circulação, mistura e estratificação (densimétrica) num meio hídrico, que influenciam a qualidade da água e o transporte de poluentes no seu interior. Esses modelos calculam as soluções numéricas das equações de conservação da quantidade de movimento e de

conservação da massa líquida, considerando os principais efeitos dinâmicos nesse sistema (maré, escoamento fluvial, vento, mistura, difusão turbulenta), para prever o movimento da massa hídrica.

Para simular a variação da altura da água, do campo de velocidades, da salinidade e da temperatura, estes modelos necessitam de informação sobre: a geometria, batimetria e morfologia do canal; as condições de fronteira; as entradas e captações de caudais; dados meteorológicos (precipitação, temperatura e pressão); profundidades de mistura; e regimes de exploração de aproveitamentos hidráulicos e/ou estruturas de retenção.

Os modelos hidrodinâmicos servem de base à determinação de balanços de massa dos constituintes do meio hídrico e podem ser usados para simular as variações na composição e na distribuição de vários tipos de *habitat* sujeitos a diferentes regimes de escoamento.

Estes modelos podem estar associados (interna ou externamente) a modelos de qualidade da água, que incorporam um número de equações de transporte equivalente ao dos constituintes a analisar, ou evoluir para os chamados *modelos morfodinâmicos* (que incluem a fase sólida) quando se adicionam equações de dinâmica sedimentar e de conservação de sedimentos, utilizados para descrever o transporte de sedimentos considerando as tensões tangenciais turbulentas geradas na camada limite e os balanços térmicos.

Nos modelos hidrodinâmicos podemos ter três dimensões e o tempo como variável independente. Atendendo à sua dimensão espacial, os modelos hidrodinâmicos podem ser classificados como (Figura 3.2):

- unidimensionais: 1D-H (longitudinal) e 1D-V (vertical);
- bidimensionais: 2D-H (longitudinal–lateral) e 2D-V (longitudinal–vertical);
- *quasi*-tridimensionais: *quasi*-3D ou 2,5 D-H;
- tridimensionais: 3D.

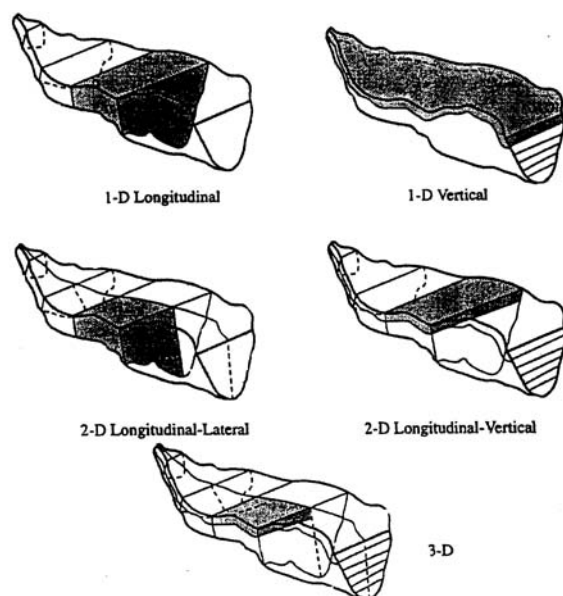


Figura 3.2 – Dimensão espacial dos modelos (adaptada de Martin e McCutcheon, 1999)

Nos modelos unidimensionais $1D-H$ despreza-se a componente da velocidade na direcção perpendicular à do escoamento e a estratificação, resultando um perfil de velocidade verticalmente uniforme, enquanto que os modelos $1D-V$ descrevem apenas a estratificação do escoamento, não dando informação sobre o movimento nas direcções horizontais. A aplicação dos primeiros é usual em rios e os segundos são muito úteis no estudo da qualidade da água em albufeiras.

Nos modelos $2D-H$ faz-se a integração vertical das equações da quantidade de movimento (nas direcções horizontais), assumindo a hipótese de hidrostática, resultando perfis verticais da velocidade uniformes nessas duas direcções. Os modelos $2D-V$ consideram a estratificação no plano vertical, mas não reproduzem qualquer variação na direcção transversal.

Os modelos *quase-3D* calculam as componentes da velocidade nas três direcções, assumindo que a pressão tem uma variação hidrostática, ou seja, desprezando as acelerações verticais do escoamento.

Nas aplicações práticas correntes e em sistemas pouco profundos esta simplificação é geralmente irrelevante face a todas as outras incertezas inerentes à aplicação dum modelo matemático (Antunes do Carmo, 2002).

Os modelos 3D resolvem as equações de *Navier-Stokes* nas três direcções, estando a sua utilização em domínios vastos ainda dependente das limitações computacionais.

Normalmente os argumentos para a utilização duma formulação 2D relacionam-se com a estratificação vertical, a dimensão do sistema e a natureza da análise pretendida (Millet, 1989). A escala de resolução necessária depende dos processos biológicos analisados e da morfologia do sistema. Millet (1989) mostrou que a distribuição da granulometria dos sedimentos, quando acumulados durante longos períodos podem ser correlacionados com escalas de tempo anuais em termos de comportamento hidráulico, mas a abundância de plâncton é geralmente transitória.

Os estuários pouco profundos devem ser geralmente modelados como um sistema horizontal bidimensional, excepto nos casos em que a sua elevada profundidade e/ou estratificação justifique o seu tratamento como corpos tridimensionais.

Em estuários profundos e estratificados, em que é importante o comportamento da cunha salina, justifica-se a utilização de modelos *quase*-3D ou 2D-V (no caso de serem estreitos).

Na análise dos efeitos da agitação no interior de portos e estuários (por acção do vento) poderá ser necessário recorrer a modelos de ondas baseados na teoria linear ou em equações não lineares do tipo *Boussinesq*.

Na Tabela 3.1 apresenta-se uma síntese das principais características dos modelos hidrodinâmicos mais utilizados na modelação de sistemas estuarinos e costeiros (adaptado de Limno-Tech, 2002).

Tabela 3.1 – Modelos hidrodinâmicos (sistemas estuarinos e costeiros)

MODELO	Autoria	Dimensão/tipo¹	Regime
CE-QUAL-W2	USAE-WES	2D-V ; DF (qualidade)	Não permanente
CH3D-WES	USAE-WES	3D (qualidade/eutrofização)	Não permanente
CORMIX	USEPA	3D ; zona de mistura	Permanente
DELFT2D / 3D	Delft Hydraulics	2D-H / 3D ; EF (qualidade/eutrofização)	Não permanente
DYNHYD5	USEPA/CEAM	1D ; DF	Não permanente
ECOMSED	HydroQual, Inc.	3D ; DF (transporte de sedimentos)	Não permanente
EFDC	Virgina Institute MS	2D-H / 3D , DF (qualidade/eutrofização)	Não permanente
HEM2D / 3D	Virgina Institute MS	2D-H / 3D , DF (eutrofização)	Não permanente
MIKE-21 / 3	DHI	2D / 3D ; DF (qualidade/eutrofização)	Não permanente
MOHID2D / 3D	Maretec	2D-H/3D ; DF	Não permanente
POM	Princeton University	3D ; DF	Não permanente
RMA2/10	USAE-WES-HL	2D-H / 3D ; EF	Não permanente
TELEMAC2D / 3D	EDF-DRD/SOGREAH	2D-H / 3D ; EF	Não permanente

¹ DF, diferenças finitas; EF, elementos finitos.

3.2.2.2 MODELOS HIDROLÓGICOS

Os modelos hidrológicos são úteis na avaliação e gestão dos recursos hídricos numa dada bacia hidrográfica, pois, ao simularem a formação de linhas de água e o escoamento da água e das substâncias por ela transportadas até aos diversos meios hídricos, permitem quantificar, em cada sub-bacia, as respectivas contribuições totais (superficiais e sub-superficiais) de caudal, sedimentos, nutrientes e outros constituintes relevantes para a avaliação da qualidade das águas receptoras.

A utilização destes modelos requer informação sobre dados hidrometeorológicos, tais como a precipitação, a evapotranspiração, a insolação, a temperatura e a humidade atmosféricas, sobre as características da bacia hidrográfica, nomeadamente, os usos, a cobertura vegetal e as propriedades (composição e permeabilidade) do solo e sobre a presença de estruturas hidráulicas de retenção e de ETAR's.

A indisponibilidade deste tipo de dados pode condicionar a aplicação de modelos mais complexos e rigorosos, que incluem os processos de infiltração, escoamento, erosão, diluição de poluentes e as interacções entre águas superficiais e subterrâneas, sendo necessário recorrer a modelos mais simples, baseados apenas em relações empíricas.

A hidrologia duma bacia hidrográfica inclui, embora indirectamente, a componente das águas subterrâneas na avaliação das disponibilidades hídricas. Daí que os modelos de águas subterrâneas, utilizados para avaliar a percolação de poluentes nos solos (saturados ou não) e correspondente transporte de poluentes por migração e interacção destas águas com as superficiais, possam ser integrados nos modelos hidrológicos. Efectivamente, o escoamento das águas subterrâneas é influenciado pelo escoamento superficial e pela sua infiltração no solo e a sua captação (exploração) pode originar uma diminuição dos níveis de água nos sistemas fluviais.

Podendo, um modelo hidrológico, ser concebido como uma célula com entradas de água provenientes do oceano, da rede fluvial e da atmosfera, é conveniente efectuar a distinção entre modelos hidrológicos e modelos hidrodinâmicos.

Os modelos hidrológicos permitem prever os valores médios do tempo de retenção da água no estuário, a acumulação de água devida à circulação residual e outros parâmetros necessários para estimar a entrada de nutrientes no sistema.

No caso de sistemas com características semelhantes às das lagoas costeiras, em que o tempo de retenção desempenha um papel preponderante na previsão do efeito das cargas de nutrientes no estado trófico do sistema, os modelos hidrodinâmicos, ao permitirem prever a distribuição de velocidades no interior do sistema, são indispensáveis para responder a muitas das questões que interessam à compreensão dos processos biológicos que aí podem ocorrer.

Por outro lado, a quantidade e a qualidade dos dados necessários para a calibração e validação dum modelo hidrodinâmico é muito superior à requerida por um modelo hidrológico, mas só assim é possível obter a informação necessária para se compreender, por exemplo, de que modo a produção de biomassa pode variar dentro desse sistema lagunar.

3.2.2.3 MODELOS DE QUALIDADE DA ÁGUA

Os modelos de qualidade das águas superficiais pretendem descrever os fenómenos que, ao alterarem os constituintes da água, nomeadamente os adoptados como indicadores da sua qualidade, produzem perturbações nos ecossistemas aquáticos (mortalidade das espécies mais sensíveis, ocorrência de cheiros e sabores, libertação de toxinas), por vezes com impactos na saúde humana.

Esta categoria de modelos pode incluir um ou mais módulos, em função das variáveis ou processos que se pretendem analisar: oxigénio dissolvido, nutrientes, produção primária, transporte e decaimento de microrganismos patogénicos ou de substâncias indesejáveis e tóxicas. Pretende-se, com a sua aplicação, um melhor conhecimento das respostas dos meios hídricos às descargas de poluentes, dos mecanismos de causa e efeito (eutrofização) e dos impactos, desses poluentes, nas comunidades biológicas, com o intuito de preservar os ecossistemas que estão sujeitos a essas perturbações.

A partir dos resultados da modelação (interna ou externa) dos processos físicos (diluição, advecção e difusão) simulam os processos químicos e biológicos que se pretendem analisar. Para isso, necessitam de uma calibração adequada dos parâmetros do modelo, da definição criteriosa da escala temporal dos fenómenos e do conhecimento das condições de fronteira e das condições iniciais (ou de referência).

Os modelos de eutrofização são utilizados para simular a produção, transformação e decaimento da biomassa fitoplanctónica e/ou macroalgal (produção primária) que podem ocorrer como resposta às alterações na concentração de nutrientes, na temperatura e na luminosidade (insolação). Estes modelos podem também ser associados a modelos de bioacumulação na cadeia trófica, para prever o principal contaminante presente em cada espécie.

Os resultados da simulação de processos de eutrofização podem ser utilizados como dados de entrada em modelos de transporte e decaimento de contaminantes hidrofóbicos, em que estão integradas dinâmicas relativas a fenómenos de adsorção.

3.2.2.4 MODELOS ECOLÓGICOS

Esta categoria de modelos, que é um dos objectivos e propósitos assumidos pela DQA em vigor na União Europeia.

Os modelos ecológicos e toxicológicos englobam uma variedade metodologias e técnicas de avaliação do estado ecológico dos sistemas aquáticos, incluem a classificação das espécies e dos vários tipos de *habitat*, de acordo com diversos sistemas de indicadores, e visam simular o efeito das acções perturbadoras (*stress*) na estrutura dum *habitat* e na sua biodiversidade (comunidades ou populações biológicas).

As alterações hidráulicas e hidrológicas afectam significativamente as condições ambientais do sistema (caudais afluentes, profundidade da água, velocidades, temperatura, oxigenação, área superficial e a vegetação), pelo que o seu efeito deverá, também, ser considerado numa avaliação integrada do estado ecológico dos sistemas aquáticos.

As componentes e interacções dos ecossistemas aquáticos mais afectadas por modificações quer na quantidade e qualidade da água, quer na dinâmica dos sedimentos são:

- o *habitat*, a população e as taxas de crescimento das espécies;
- a produção e diversidade da flora;
- a toxicidade aguda e crónica verificada em algumas espécies;
- a estrutura da cadeia trófica e as relações de predação;
- os ciclos dos vários nutrientes;
- a bioacumulação de contaminantes (em bivalves e moluscos).

Alguns modelos de avaliação de impacto ambiental foram desenvolvidos para avaliar o efeito da variação do caudal fluvial nos ecossistemas aquáticos. Por exemplo, o IFIM (*Instream Flow Incremental Methodology*) é uma ferramenta de gestão dos recursos piscícolas baseada na avaliação do impacto do regime hidrodinâmico no *habitat* de cada uma das espécies, através da definição de valores mínimos dos caudais afluentes que asseguram a sustentabilidade das espécies.

Na Tabela 3.2 apresenta-se uma síntese das principais características dos modelos de qualidade da água e ecológicos mais utilizados na avaliação de impactos ecológicos em sistemas estuarinos e costeiros (adaptada de Limno-Tech, 2002).

Tabela 3.2 – Modelos de qualidade da água e ecológicos (sistemas estuarinos e costeiros)

MODELO	Autoria	Dimensão	Aplicação
AQUATOX	USEPA	2D	ecossistemas
CE-QUAL-W2	USAE-WES	2D-V	qualidade da água
CH3D-ICM	USAE-WES	3D	eutrofização
WAQ-DELFTS3D	Delft Hydraulics	3D	qualidade da água eutrofização
ECOFATE	Simon Fraser University, Canadá	2 D	ecossistemas
EUTRO5	USEPA	1D a 3D	eutrofização
HUDTOX	USEPA	3D	qualidade da água (poluentes tóxicos)
MIKE-21-WQ/3-WQ	DHI	2D / 3D	qualidade da água eutrofização
MOHID2D/3D	Maretec	2D-H / 3D	qualidade da água
NEUTRO	NUS - PORL	3D	qualidade da água eutrofização
POM-UMQ	Princeton University / Universidade do Minho	3D	qualidade da água
SAGEM	USEPA	3D	ecossistemas
RMA4/11 / RMA4-UMQ	USAE-WES-HL / Universidade do Minho	2D-H / 3D	qualidade da água
WASP5 / 6	USEPA	1D a 3D	qualidade da água
WASTOX	USEPA / CEAM	2D-H/3D ; EF	qualidade da água (poluentes tóxicos)

A gestão integrada dos ecossistemas estuarinos requer sempre uma análise de cenários complexa a que nenhum modelo, por si só, consegue globalmente corresponder. Daí, a percepção crescente da necessária interligação entre as diferentes categorias de modelos (Figura 3.3), incluindo os relativos às águas subterrâneas, desejavelmente enquadrada por um sistema de suporte à decisão desenvolvido para esse meio hídrico.

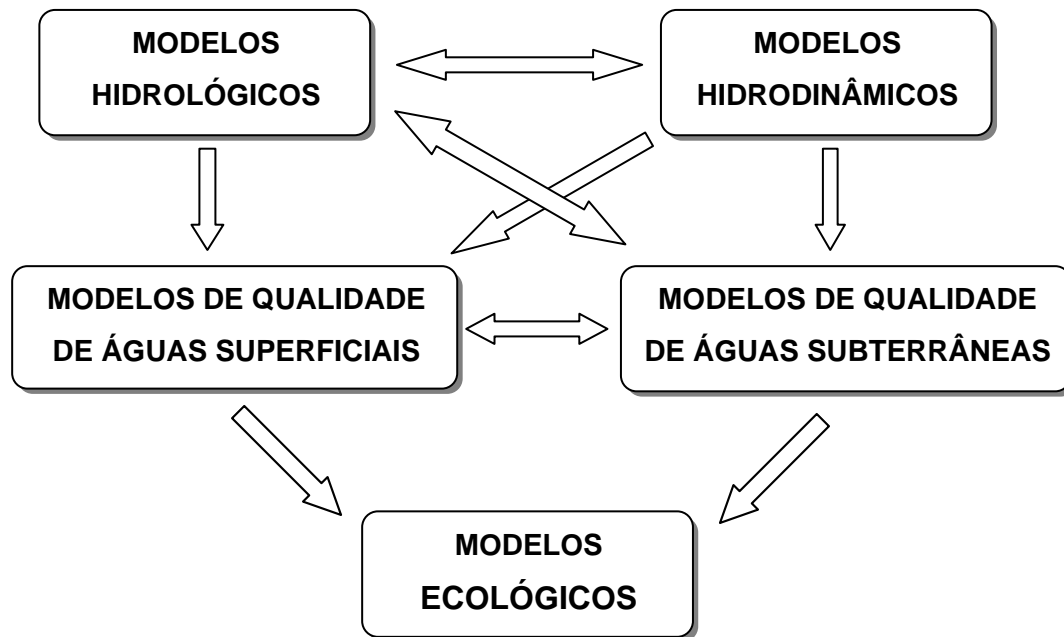


Figura 3.3 – Interconectividade entre as várias categorias de modelos

3.2.3 FERRAMENTAS DE PRÉ E PÓS-PROCESSAMENTO

As tarefas de preparação de dados e de visualização de resultados da modelação são geralmente efectuadas recorrendo a ferramentas informáticas de pré e pós-processamento. Neste trabalho, utilizaram-se os programas *Arcview* (ESRI) e *Surface Modelling System (SMS)* (BOSS SMS, 1996).

Como pré-processador, o *SMS* permite a utilização directa de informação cartográfica digitalizada através da sua importação em formato *dxf* e a geração de malhas para diversos programas de cálculo (módulos relativos à hidrodinâmica, transporte sedimentar e qualidade da água). As condições a impor nas fronteiras abertas, correspondentes a simulações de regimes permanentes ou variáveis, são introduzidas utilizando-se uma *interface* gráfica disponível neste programa.

Como pós-processador dos resultados obtidos na modelação, o SMS permite a representação espacial de campos escalares e vectoriais e a apresentação da evolução temporal de variáveis escalares (incluindo componentes das velocidades) sob a forma gráfica. Além disso, é possível definir novas variáveis, para todo o domínio, calculadas com base nos valores de outras grandezas já consideradas.

Este programa permite também a produção de animações, que se revelam muito úteis na análise de escoamentos em regime variável, através, por exemplo, da visualização das linhas de corrente e das áreas intermareais.

Os dados obtidos a partir das campanhas de amostragem e a informação relevante produzida na modelação dos sistemas pode ser integrada, de forma estruturada, em Sistemas de Informação (Geográfica e Ambiental).

A representação espacial de uma determinada variável implica sempre a utilização de uma transformação do tipo *ponto-para-área*, já que os dados se referem a pontos (locais de amostragem) e os resultados da modelação aos nós da malha adoptada para a discretização espacial do sistema.

Esta transformação deverá ser biunívoca para permitir o estabelecimento, por exemplo, das condições iniciais a utilizar numa determinada simulação. Os métodos de conversão de entidades pontuais em polígonos baseiam-se em transformações com interpolação e sem interpolação (Bonham-Carter, 1994).

A representação espacial de dados ou resultados pode ser realizada recorrendo-se a um método (sem interpolação) baseado na definição de polígonos de *Thissen*, associando a esses valores *pontuais* uma determinada área de influência.

A metodologia de integração da informação geo-referenciada relativa a modelos hidrodinâmicos e de qualidade da água, proposta por Pinho (2000), apresenta as seguintes fases principais:

- consideração de um valor único da variável no interior de cada um dos elementos da malha de elementos finitos (igual à média dos valores nodais desse elemento), ou das células da malha de diferenças finitas. A geometria dos elementos é organizada num ficheiro em formato *dxf*, a partir dos ficheiros de geometria das malhas utilizadas nos modelos;
- criação de temas do tipo polígono (no ambiente *SIG*) a partir das entidades gráficas organizadas em formato *dxf*;
- organização em bases de dados dos resultados mais relevantes da modelação do sistema;
- associação entre os temas *SIG* e as bases de dados que contêm a informação obtida com os modelos numéricos.

Uma das grandes potencialidades dos *SIG* reside na sua capacidade de organização e análise de diferentes tipos de informação numa plataforma comum, permitindo o cruzamento de informação em análises multicritério.

3.2.4 GERAÇÃO DE MALHAS

A geração de uma malha visa a discretização espacial de um domínio geométrico em formas simples (triângulos e quadriláteros, em duas dimensões, ou tetraedros e hexaedros, em três dimensões), sendo imprescindíveis na resolução numérica de sistemas de equações de derivadas parciais, associados, por exemplo, à conceptualização de muitos dos fenómenos e processos que condicionam a qualidade das águas estuarinas.

Uma das tarefas iniciais do desenvolvimento e aplicação de um modelo hidrodinâmico consiste na discretização do domínio (bidimensional ou tridimensional) do sistema a modelar, que pode ser simples ou múltiplo (com

fronteiras internas) e apresentar fronteiras rectas ou curvas, incorporando ou não ilhas no seu interior.

Uma malha em que todos os vértices interiores são topologicamente similares considera-se *estruturada*, enquanto que numa *malha não estruturada* os seus vértices apresentam um conjunto local arbitrário de vértices vizinhos. Uma *malha estruturada por blocos* ou *malha híbrida* é formada por um número reduzido de malhas estruturadas, organizadas numa configuração de forma não estruturada.

As malhas não estruturadas, apesar de menos simples, apresentam maiores facilidades em termos de adaptabilidade (aumento/diminuição de resolução baseadas numa malha inicial), ajustando-se melhor (do que as estruturadas) a domínios complexos, como é o caso dos estuários ou das albufeiras. As malhas híbridas conjugam as vantagens dos dois tipos de malhas anteriores, mas a sua geração não é ainda possível através de processos totalmente automáticos.

As malhas bidimensionais estruturadas são geralmente constituídas por quadriláteros, enquanto que nas não estruturadas é comum utilizarem-se triângulos. Porém, não existe nenhuma razão geométrica para que tal aconteça, já é sempre possível subdividir os elementos da malha de forma a converter triângulos em quadriláteros e vice-versa.

A forma dos elementos presentes numa malha condiciona fortemente o desempenho dos métodos numéricos utilizados na resolução das equações que regem um determinado fenómeno. Deve evitar-se a geração de elementos com valores elevados da *relação de forma* (razão entre as suas dimensões máxima e mínima), pois podem conduzir a matrizes mal condicionadas, aumentando a velocidade de processamento e diminuindo a fiabilidade das aplicações numéricas utilizadas. Além disso, mesmo admitindo que o método

de resolução numérica utilizado permita obter soluções exactas, valores elevados de relações de forma poderão conduzir a erros de interpolação.

As malhas de elementos finitos a utilizar na modelação da hidrodinâmica de zonas estuarinas não devem apresentar elementos (triângulos ou quadriláteros) distorcidos e ângulos internos inferiores a 20°.

Das várias técnicas de geração de malhas bidimensionais triangulares, a *triangulação de Delaunay* é a mais conhecida. A *triangulação forçada de Delaunay* de um domínio plano definido pela sua fronteira (linha poligonal planar) é similar à triangulação de Delaunay, com a condição adicional de que todos os segmentos da fronteira são forçados a pertencer, como lados, à triangulação.

Existem muitos algoritmos para a realização de triangulações de Delaunay, existindo uma grande paridade, em termos de desempenho, entre três desses algoritmos: o *incremental insertion algorithm*, o *divide-and-conquer algorithm* e o *plane-sweep algorithm*.

Shewchuck (1995) desenvolveu o programa *TRIANGLE* que inclui aplicações dos algoritmos anteriores e de um quarto algoritmo para refinamento de malhas triangulares (Ruppert, 1995).

Este algoritmo apresenta quatro etapas principais: numa primeira etapa efectua a triangulação de Delaunay dos vértices da fronteira do domínio, na segunda etapa procede à triangulação forçada de Delaunay, na terceira etapa procede à eliminação dos triângulos pertencentes a ilhas e/ou concavidades do domínio, na quarta fase efectua o refinamento da malha, através da inserção de vértices adicionais, até que se verifiquem as restrições impostas para o ângulo interior mínimo e a área máxima de cada um dos triângulos da malha.

A metodologia a adoptar para a geração de malhas de elementos finitos a utilizar na modelação de sistemas estuarinos e costeiros, apresenta as quatro fases principais apresentadas na Figura 3.4.

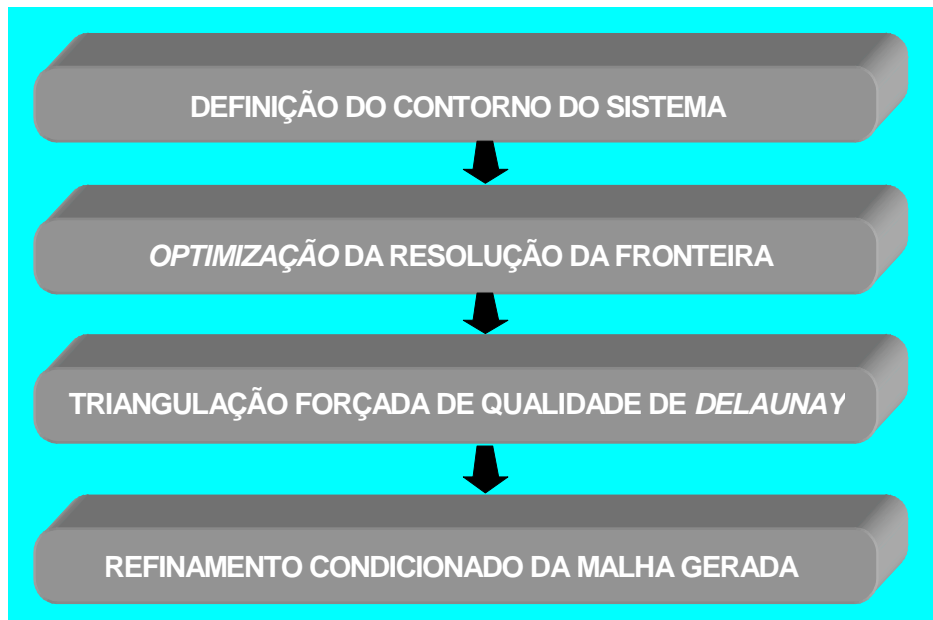


Figura 3.4 – Processo de geração duma malha de elementos finitos (adaptada de Pinho, 2000)

A execução de um modelo baseado no *MEF* inicia-se com a delimitação (e eventual simplificação geométrica) do domínio a modelar, devendo ser estabelecidas duas propriedades do modelo numérico: o número (ou área) e a forma dos elementos da malha. Estas propriedades devem ser estabelecidas de acordo com as capacidades do *hardware/software* utilizados e com a resolução espacial requerida.

Quando se utiliza a triangulação *forçada de Delaunay*, o número total de elementos está também relacionado com a resolução da fronteira do domínio, pelo que uma resolução elevada da fronteira poligonal implicará num refinamento excessivo junto da referida fronteira e conseqüentemente num número elevado de elementos.

A distância média entre vértices da linha poligonal que constitui a fronteira poderá ser estimada admitindo-se que a malha será constituída por triângulos equiláteros com áreas iguais.

O procedimento geral, garantindo a geração de uma malha de elementos com um ângulo interior mínimo e uma área máxima, é muitas vezes substituído pela geração de uma malha com variações espaciais (refinamentos locais) do tamanho dos seus elementos, de acordo com os gradientes locais da variável a modelar e da própria batimetria (nomeadamente, nas áreas de sapal).

O objectivo geral na quarta e última fase do processo de geração da malha é o de definir uma função espacial de controlo do tamanho máximo dos elementos baseada num critério geral (profundidade média, gradientes da velocidade, gradientes da concentrações de poluentes, distância a um ponto fixo no interior do domínio etc.), para posterior refinamento, da malha inicial, utilizando uma restrição de área máxima.

3.3 MODELOS HIDRODINÂMICOS

3.3.1 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DOS MODELOS 2D-H

Para os escoamentos típicos de sistemas estuarinos com águas pouco profundas e desprezando-se o efeito das ondas de superfície, as componentes verticais da velocidade média são geralmente muito pequenas. Nessa situação, as acelerações verticais e as tensões tangenciais poderão ser desprezadas, por comparação com o efeito da gravidade e com o gradiente vertical de pressões.

As formulações matemáticas de modelos 2D-H, aplicadas a águas pouco profundas, resultam da integração, segundo a vertical (entre um ponto genérico à profundidade h e a superfície livre à cota $z = \eta$, Figura 3.5), das equações de conservação da massa de água (eq. 3.1) e da quantidade de movimento (eq. 3.2 e 3.3), de modo a eliminar os termos em que consta a componente vertical da velocidade e a obter um sistema de equações que poderá ser resolvido em termos das componentes horizontais da velocidade e dos níveis em cada ponto. Para proceder a essa integração, é necessário estabelecer as condições de fronteira (B) à superfície e no fundo.

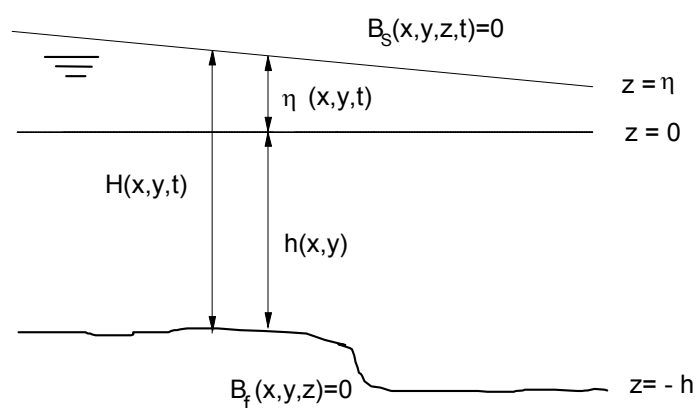


Figura 3.5 – Atura de água numa secção numa zona estuarina

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(HU)}{\partial x} + \frac{\partial(HV)}{\partial y} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial(HU)}{\partial t} + \frac{\partial(HU^2)}{\partial x} + \frac{\partial(HUV)}{\partial y} - HfV = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho} + H\varepsilon_x \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial(HV)}{\partial t} + \frac{\partial(HUV)}{\partial x} + \frac{\partial(HV^2)}{\partial y} - HfU = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho} + H\varepsilon_y \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) \quad (3.3)$$

onde,

- η é a elevação da superfície livre, acima do nível de referência [m];
- U, V são as componentes médias, na vertical, do vector velocidade nas direcções horizontais [$m s^{-1}$];
- H é a altura da água (profundidade) nesse local [m];
- t é o tempo [s];
- f é o parâmetro de *Coriollis* [s^{-1}];
- ρ é a massa específica da água [$kg.m^{-3}$];
- τ_x, τ_y são as componentes da tensão de corte no fundo nas direcções horizontais [Pa];
- $\varepsilon_x, \varepsilon_y$ são os coeficientes médios de mistura turbulenta (viscosidade de Eddy) nas direcções horizontais [$m^2 s^{-1}$].

A altura de água na secção resulta da soma da profundidade média do local em relação ao nível de referência (h) com o valor da elevação da superfície livre (η). O parâmetro de *Coriollis* pode ser calculado pela expressão:

$$f = 2\Omega \times \text{sen } \phi \quad (3.4)$$

onde,

- Ω é a velocidade angular de rotação da Terra ($7,292 \times 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$);
- ϕ é a latitude do local.

As velocidades médias verticais (U e V) podem ser obtidos pelas equações:

$$U = \frac{1}{(\eta + h)} \int_{-h}^{\eta} u \cdot dz \quad (3.5)$$

$$V = \frac{1}{(\eta + h)} \int_{-h}^{\eta} v \cdot dz \quad (3.6)$$

Quando se pretende considerar a variação vertical do perfil das velocidades, deve-se adoptar funções de distribuição, ϕ_u e ϕ_v , de acordo com as seguintes relações:

$$u = U \cdot [1 + \phi_u(z, t)] \quad (3.7)$$

$$v = V \cdot [1 + \phi_v(z, t)] \quad (3.8)$$

em que se verifica a seguinte propriedade:

$$\int_{-h}^{\eta} \phi_u(z, t) dz = \int_{-h}^{\eta} \phi_v(z, t) dz = 0 \quad (3.9)$$

As tensões de corte no fundo podem ser obtidas através das equações:

$$\tau_x = \rho \cdot c_f \cdot U \cdot \sqrt{U^2 + V^2} \quad (3.10)$$

$$\tau_y = \rho \cdot c_f \cdot V \cdot \sqrt{U^2 + V^2} \quad (3.11)$$

com o valor do coeficiente de atrito no fundo (c_f) dado por:

$$c_f = \frac{g \cdot n^2}{H^{1/3}} \quad (3.12)$$

onde,

n é o coeficiente de rugosidade de Manning [$s \cdot m^{-1/3}$].

Na aplicação prática dos modelos é usual considerarem-se coeficientes médios segundo a vertical (ε_x e ε_y), podendo, na generalidade dos casos, ser

considerados invariáveis no espaço e iguais segundo cada uma das direcções. A influência destes termos é em geral reduzida, tendo no entanto a propriedade de melhorar a estabilidade da solução, quando as equações são resolvidas por métodos numéricos. Este efeito deve ser tido em consideração, quando se analisam soluções obtidas numericamente, averiguando-se se não contêm erros numéricos associados a valores excessivos dos coeficientes de difusividade.

Os termos apresentados nas equações 3.2 e 3.3 referem-se à aceleração local, aceleração advectiva, aceleração de *Coriolis*, gradiente de pressão devido à elevação da superfície livre, tensão de corte no fundo e difusão turbulenta da quantidade de movimento.

Deverão ser acrescentados, a esta formulação das equações da quantidade de movimento, os termos relativos aos efeitos das acções locais da pressão atmosférica e do vento, quando estes fenómenos meteorológicos influenciarem, significativamente, o hidrodinamismo do sistema estuarino. No caso da acção do vento, teríamos na superfície livre:

$$\tau_{sx(\eta)} = \rho_a \cdot k_f \cdot W_v^2 \cos \varphi \quad \text{e} \quad \tau_{sy(\eta)} = \rho_a \cdot k_f \cdot W_v^2 \sin \varphi \quad (3.13)$$

onde,

- W_v é a velocidade do vento [$m s^{-1}$];
- ρ_a é a massa volúmica do ar [$kg m^{-3}$];
- k_f é um coeficiente de forma;
- φ é a direcção (preferencial) do vento [rad].

A análise de vários casos de estudo mostra que o valor do coeficiente de forma cresce com o aumento da velocidade do vento.

3.3.2 PROPAGAÇÃO DA MARÉ

Sendo a maré um movimento oscilatório de elevado período das massas hídricas existentes à superfície da Terra, o estudo dos efeitos hidrodinâmicos resultantes da onda de maré num estuário pode ser efectuado recorrendo a teorias de ondas longas.

A formulação de *Saint-Venant* baseia-se nas hipóteses de um escoamento rectilíneo com uma distribuição hidrostática de pressões, da incompressibilidade do fluido e de um perfil vertical uniforme das velocidades horizontais.

As condições de validade desta teoria verificam-se no caso da propagação da onda de maré num estuário de batimetria irregular e com secções transversais eventualmente variáveis no tempo, pelo facto de serem desprezáveis os efeitos não lineares devidos às grandes amplitudes da velocidade e às acelerações verticais associadas ao processo de geração dessa onda.

Numa situação em que as condições de fronteira originem a formação de uma onda estacionária, a sobrelevação da superfície livre (η) e a velocidade da massa hídrica podem ser representadas pelas expressões:

$$\eta = \sum_{i=1}^n A_i * \cos(\omega_i \cdot (t - \phi_i)) * \cos(k_i \cdot (x_i - x_0)) \quad (3.14)$$

$$U = \sum_{i=1}^n A_i \sqrt{\frac{g}{h_0}} \text{sen}(\omega_i \cdot (t - \phi_i)) * \text{sen}(k_i \cdot (x_i - x_0)) \quad (3.15)$$

em que,

A_i é a amplitude correspondente a cada um dos harmónicos [m];

ω_i é a frequência angular ($2\pi/T_i$) de cada um dos harmónicos [s^{-1}];

- k_i é o número de onda ($2\pi/L_i$) de cada um dos harmônicos [m^{-1}];
 T_i é o período correspondente a cada um dos harmônicos [s];
 L_i é o comprimento de onda de cada um dos harmônicos [m];
 h_0, x_0 são a profundidade e distância de referência [m];
 ϕ_i é o atraso de fase de cada um dos harmônicos.

A densidade das águas marinhas é, como já se referiu, uma função de três variáveis de estado: salinidade, temperatura e pressão. A influência desta última pode no entanto ser desprezada na análise de sistemas estuarinos (face à previsão numa profundidade inferior a 500 m).

O *Delft Hydraulics Laboratory* utiliza, em aplicações práticas, uma equação simplificada quando as variações de temperatura não são significativas (o que ocorre com frequência em estuários pouco profundos):

$$\rho \text{ (kg/m}^3\text{)} - 1000 = 0,75 \times S \text{ (‰)} \quad (3.16)$$

Nos sistemas estuarinos, o sinal da maré é uma das condições de fronteira essenciais para o estudo dos processos físicos e a modelação das características hidrodinâmicas desses meios hídricos.

As observações das elevações da superfície livre oceânica, através de instrumentos de medição colocados a bordo de satélites, permitem uma quantificação, suficientemente rigorosa, das elevações a impor na fronteira aberta do modelo dum sistema estuarino.

O programa *SR95* (JPL, 1996) utiliza a informação dessas observações para quantificar as elevações da superfície oceânica, durante o período de 1960 a 2020, em qualquer ponto do planeta, a partir do conhecimento da sua latitude e longitude. A título de exemplo, apresenta-se a geração do sinal de maré (síntese harmónica) ao largo da Figueira da Foz, em Setembro de 2002 (Figura 3.6).

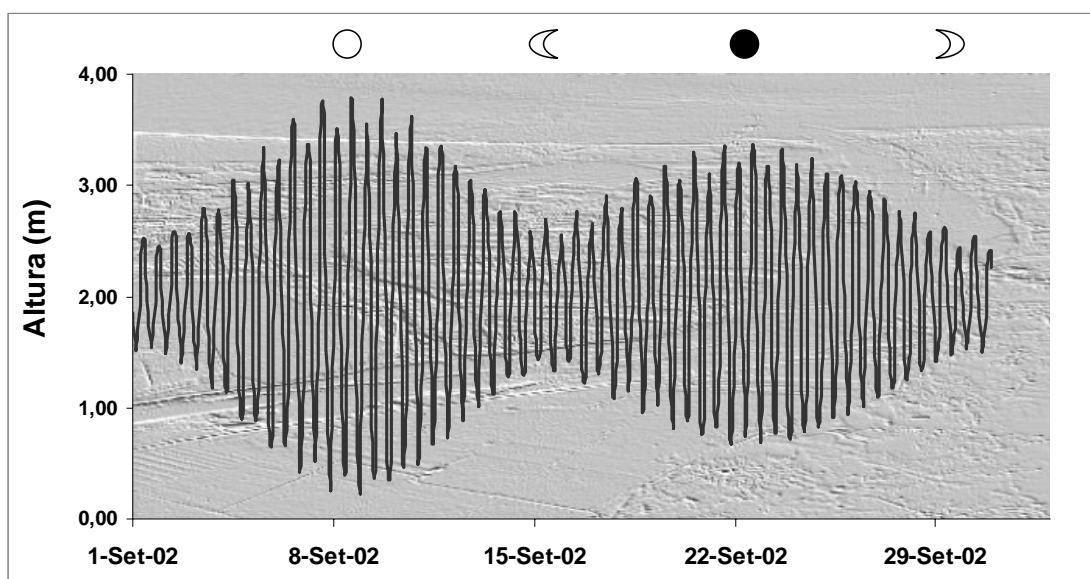


Figura 3.6 – Síntese harmônica da maré na Figueira da Foz (Setembro, 2002)

3.3.3 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA RMA2

O sistema *TABS* foi desenvolvido pela *US Army Corps of Engineers – Waterways Experiment Station Hydraulics Laboratory (WES-HL, 1996)* para modelar a hidrodinâmica e a qualidade da água em sistemas fluviais (lênticos e lóticos), sendo constituído por três modelos distintos:

- *RMA2*, que é um modelo hidrodinâmico unidimensional e bidimensional (*2D-H*) para calcular alturas de água em cada ponto e velocidades médias (na vertical) do escoamento;
- *RMA4*, que é um modelo de qualidade da água unidimensional e bidimensional (*2D-H*) para simular o transporte de constituintes na água;
- *SED2D*, que é um modelo bidimensional para simular o transporte de sedimentos.

O programa *RMA2 (Resource Management Associates)* efectua a resolução numérica da formulação de *Reynolds* das equações de

Navier-Stokes, aplicadas a escoamentos turbulentos, pelo método dos elementos finitos (MEF), utilizando a técnica dos resíduos pesados de *Galerkin*, e permite a obtenção de soluções em regime permanente ou variável, com o estabelecimento de condições de fronteira variáveis ao longo do tempo.

As soluções são obtidas num determinado número de instantes, nos pontos nodais da malha de elementos finitos. As funções de forma são quadráticas, no cálculo das velocidades, e lineares para a determinação da profundidade (ou elevação da superfície livre). A integração espacial é efectuada pelo método de *Gauss*.

A discretização espacial de domínios de geometria complexa torna-se mais simples no caso de utilização conjunta de diferentes tipos de elementos. O programa *RMA2* apresenta esta possibilidade permitindo a utilização simultânea de elementos triangulares e quadrangulares numa mesma malha.

As derivadas temporais são discretizadas por uma aproximação, não linear, de diferenças finitas. O método é totalmente implícito, sendo os sistemas de equações resolvidos pelo método de *Newton-Raphson*. Nas águas estuarinas os intervalos de tempo a considerar devem ser da ordem das dezenas de minutos, de modo a reproduzir com algum rigor o efeito da propagação da maré (inversão do sentido das correntes).

O atrito na fronteira sólida é traduzido pelas equações de *Manning-Strickler* ou do tipo *Chézy*. As características turbulentas do escoamento são definidas através dos coeficientes de viscosidade de Eddy (mistura turbulenta).

Este programa de cálculo tem sido aplicado com frequência na modelação da hidrodinâmica (circulação e transporte) de massas hídricas que envolvem ilhas e apresentam vastas áreas de sapal. As suas principais capacidades são:

- identificação dos erros na geometria do sistema;

- simulação da ocorrência de situações de *cobre e descobre* no interior da malha, de modo a reproduzir a profundidade nas áreas de sapal;
- consideração dos efeitos do vento e de rotação da Terra (*Coriolis*);
- definição manual ou por cálculo automático (dinâmico) dos coeficientes de atrito e de turbulência, em função da profundidade;
- modelação de diferentes estruturas de controlo do caudal;
- definição duma grande variedade de condições de fronteira: componentes da velocidade num nó; elevação da superfície livre num nó ou alinhamento; descarga num nó, alinhamento ou elemento; direcção e velocidade do vento num nó ou elemento; tipo de material (rugosidade) num elemento;
- discretização espacial com diferentes tipos de elementos numa mesma malha: unidimensionais (linhas); unidimensionais especiais (de transição, de ligação e de controlo de estruturas); e bidimensionais (triângulos ou quadriláteros, cujos lados podem ser lineares ou parabólicos).

Apresenta, como principal limitação, a impossibilidade de modelar escoamentos super-críticos, devido ao método numérico utilizado na resolução das equações, pelo que não é aplicável a escoamentos (no campo próximo) onde os vórtices, as vibrações e as acelerações verticais são determinantes no comportamento hidrodinâmico dessa massa hídrica. Além disso, tratando-se dum modelo bidimensional no plano horizontal, assume, obrigatoriamente, uma distribuição vertical de pressões do tipo hidrostático (fluido verticalmente homogéneo).

Para escoamentos mais complexos, onde as variações verticais das variáveis são importantes e a batimetria é muito irregular, podem ser utilizados modelos multidimensionais de elementos finitos, como, por exemplo, o modelo *TABS-MDS* (anteriormente designado por *RMA10-WES*). No entanto, este

modelo apenas se encontra actualmente disponível para utilização interna no *WES-HL*.

O programa *RMA2* proporciona duas formas distintas (em alternativa ou combinadas) de simular o fenómeno de *cobre e descobre* que se verifica, por acção da maré, nas áreas de sapal (características em sistemas estuarinos): por eliminação do elemento (quando considerado seco) e por consideração da porosidade dos elementos na zona de sapal (Roig, 1995).

Quando utilizada isoladamente, a técnica de *eliminação do elemento* vai considerar como *seco* qualquer elemento que apresente, em qualquer dos seus nós, uma profundidade inferior à de um valor de referência (fixado pelo modelador), só voltando a considerá-lo como *inundado* quando a profundidade voltar a exceder o valor de referência, em todos os seus nós.

A conservação da massa é garantida com a transferência desse volume de água para os elementos inundados adjacentes. Para que esta transferência não origine instabilidade numérica, a malha deve ser refinada na proximidade das áreas intermareais, de modo a evitar grandes desníveis entre os nós dum mesmo elemento (minimização dos volumes transferidos).

As vantagens desta técnica são a redução do tempo de computação (eliminando equações a resolver) e a visualização bastante realista desse fenómeno.

A principal desvantagem reside na elevada probabilidade de ocorrerem divergências numéricas, resultante da consideração de um único valor de referência para a totalidade da malha, especialmente quando se verificam as seguintes situações: fronteiras irregulares entre as áreas molhada e seca e com elevados gradientes topográficos nos nós da malha; extensas áreas que se tornam inundadas ou secas, durante um certo intervalo de tempo; e a formação de poças no interior do domínio.

O método baseado na consideração da *porosidade do sapal* permite que, nesses elementos, haja uma transição gradual entre um estado inundado e seco. Esta técnica reduz a capacidade do elemento em *perder* água, passando este a comportar-se como uma esponja, facto que melhora o rigor do cálculo das variáveis nas fronteiras das áreas pantanosas.

O volume de água residual nos elementos parcialmente inundados é calculado por integração, na vertical, duma função (curva) que traduz a variação da área (superficial) molhada, associada a cada nó desse elemento, com a profundidade, definindo-se assim uma submalha com a variação batimétrica na vizinhança desse nó. Os dados necessários para uma definição rigorosa desta curva não são normalmente conhecidos, pelo que se recorre a funções aproximadas de fácil integração. Os elementos encontram-se parcialmente inundados até que todos os nós a ele associados fiquem secos. Estes elementos voltam a ser considerados no domínio alagado, pelo processo de cálculo logo que pelo menos um dos seus nós seja inundado. Quando todos os nós atingirem uma profundidade de água previamente definida, o elemento adquire novamente a sua capacidade total de armazenar uma parcela da massa de água do sistema.

Este método proporciona soluções numéricas mais estáveis, permite gerar malhas com menor número de elementos (ao evitar refinamentos nos maiores gradientes batimétricos) e fornecer uma reprodução mais adequada da hidrodinâmica estuarina nas áreas intermareais.

3.3.4 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA *DUFLOW*

O programa *DUFLOW* permite resolver as equações diferenciais de derivadas parciais que traduzem as leis de conservação de massa e de quantidade de movimento, na sua forma unidimensional (direcção do eixo longitudinal do canal), pelo método das diferenças finitas (MDF).

Este programa permite, assim, descrever um escoamento com superfície livre em regime variado e simular uma grande variedade de situações, tais como a propagação de ondas de maré e de ondas de cheia em sistemas fluviais, a operação de sistemas de irrigação e de drenagem, podendo ser introduzidos, no sistema a modelar, vários tipos de estruturas hidráulicas (descarregadores, galerias, sifões e estações de bombagem).

A componente do *DUFLOW* relativa à qualidade permite resolver (pelo método das diferenças finitas) a equação de transporte de massa, expressa na forma unidimensional (na direcção do escoamento). Esta equação descreve a variação concentração de um constituinte num sistema, em função do tempo e do espaço, considerando uma parcela relativa à sua produção, que inclui todos os processos físicos, químicos e biológicos a que esse constituinte está sujeito.

A descrição dos processos pode ser alterada pelo modelador, possibilitando a formulação de diferentes cinéticas para os vários processos determinantes da qualidade da água. Permite, por isso, efectuar a modelação das variáveis de estado consideradas relevantes para um determinado problema, sendo o próprio utilizador a definir o seu número e as relações que se estabelecem entre elas.

A discretização, em ordem ao espaço e ao tempo, das equações que traduzem matematicamente as leis da conservação da massa e da quantidade de movimento é efectuada pelo *método de Preissman* ou *dos quatro pontos*. Neste método, consideram-se trechos finitos de comprimento Δx (entre os nós x_i e x_{i+1}) e intervalos de tempo Δt (entre os instantes $t^{(n)}$ e $t^{(n+1)}$). A discretização da altura de água no nó x_i e no instante $(t+\theta \times \Delta t)$ poderá ser expressa por:

$$H_{i+1}^{(n+1)} = (1 - \theta) \cdot H_i^{(n)} + \theta \cdot H_i^{(n+1)} \quad (3.17)$$

e a meio trecho, no instante $t^{(n)}$, por:

$$H_{i+1/2}^{(n)} = \frac{H_{i+1}^{(n)} + H_i^{(n)}}{2} \quad (3.18)$$

Estas expressões aproximam-se dos valores das derivadas no ponto de coordenadas $(x_{i+1/2}, t^{(n+\theta)})$. Os valores relativos ao instante $t^{(n+\theta)}$ são obtidos por cálculo automático através dum processo iterativo.

A definição das secções transversais de sistemas fluviais, os respectivos parâmetros hidráulicos e os coeficientes de resistência podem ser definidos em função da altura de água na secção. Os trechos do sistema a modelar podem apresentar comprimentos distintos.

As condições iniciais requeridas são os valores do nível da água na secção e dos caudais em cada trecho, que podem ser definidos através de registos existentes, dos resultados do modelo em anteriores simulações ou de valores considerados plausíveis.

As condições de fronteira podem ser especificadas de diferentes modos:

- valores constantes de caudais, níveis de água ou concentrações numa dada secção, ou definidos por séries temporais ou séries de *Fourier*,
- curvas de vazão das estruturas de controlo do escoamento;
- introdução de caudais exteriores ao sistema ou resultantes das escorrências na bacia drenada, gerados automaticamente através duma relação simples com a precipitação.

Em cada trecho, é possível definir uma variável de estado para o leito do canal de modo a considerar uma interacção entre a coluna de água e os sedimentos.

A hidrodinâmica e a qualidade podem ser calculadas em simultâneo ou separadas nessas simulações, desde que o da qualidade seja múltiplo do da hidrodinâmica. Permite, ainda, a simulação isolada dos processos bioquímicos no sistema, eliminando, assim, a contribuição do efeito de transporte para esses processos e considerar interacções entre a coluna de água e os sedimentos.

Neste modelo existem algumas limitações importantes inerentes às equações e métodos numéricos que utiliza: as equações aplicam-se apenas a escoamentos unidimensionais de massas hídricas não estratificadas, já que a densidade é considerada constante ao longo do sistema e as linhas de corrente devem ser aproximadamente paralelas ao eixo do canal.

Atendendo às suas capacidades de modelar, em simultâneo, quantidade e qualidade da água, este modelo permite uma análise integrada de problemas de qualidade da água, sendo uma ferramenta muito útil na avaliação preliminar de processos complexos e quando se dispõe de pouca informação sobre o sistema a modelar.

3.3.5 CALIBRAÇÃO DO MODELO

A calibração de modelos hidrodinâmicos aplicados a sistemas estuarinos e costeiros visa o ajustamento dos resultados obtidos na simulação aos valores observados em campanhas de amostragem ou registados pelos sistemas de monitorização.

Geralmente, os parâmetros de calibração seleccionados para efectuar esse ajuste são os coeficientes de viscosidade turbulenta (nas direcções consideradas) e os coeficientes (*Chézy*, *Manning*, *Strickler*, ...) adoptados para caracterizar a rugosidade da fronteira sólida do sistema. O efeito da variação destes parâmetros na evolução da elevação da superfície livre num dado local pode traduzir-se numa amplificação da elevação observada e/ou num desfasamento temporal em relação a essa elevação (Figura 3.7).

O aumento do coeficiente de Chézy, correspondente a uma redução das perdas de energia por atrito na fronteira sólida, origina um acréscimo na amplitude da elevação da superfície livre e a uma diminuição do seu desfasamento temporal.

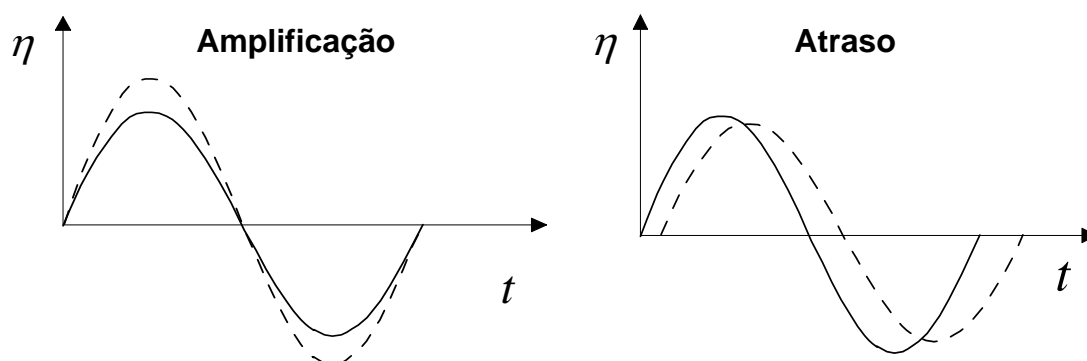


Figura 3.7 – Efeito dos parâmetros de calibração na elevação da superfície livre

O aumento dos coeficientes de viscosidade turbulenta (ϵ_i) diminui a amplitude da elevação da superfície livre e tem pouca influência no atraso da onda. Para baixas profundidades o efeito do coeficiente de atrito é preponderante, verificando-se o contrário em sistemas mais profundos (zonas costeiras).

Nos modelos bidimensionais, a necessária integração da componente da velocidade na direcção não considerada coloca algumas dificuldades na calibração desta grandeza, pois raramente há dados suficientes para uma correcta definição do respectivo perfil, de modo a estimar o erro médio obtido no modelo. Actualmente, são já comuns alguns processos de calibração inversa, sendo de referir o desenvolvimento de técnicas de determinação da batimetria de sistemas de fundo móvel (caso dos estuários) a partir dos resultados da modelação. A dinâmica destes sistemas torna particularmente relevante o conhecimento das cotas topográficas nos locais de amostragem nas datas das respectivas campanhas, o que, em Portugal, raramente é possível. Aliás, neste estudo, os dados da batimetria do estuário do rio Mondego, recolhidos nas várias fontes de informação, além de escassos e desactualizados, apresentavam nos vários trechos, divergências significativas, pelo que só a comparação entre os resultados do modelo e as medições efectuadas permitiu uma melhor definição da batimetria do trecho fluvial.

3.4 MODELOS DE QUALIDADE DA ÁGUA

3.4.1 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA

Para a modelação conjunta da hidrodinâmica e da qualidade da água em sistemas estuarinos é indispensável o desenvolvimento de uma estrutura comum que permita a resolução quer das equações que regem os processos físicos associados ao escoamento (equação da continuidade e equações de conservação da quantidade de movimento), quer das equações de transporte de massa, que permitem caracterizar a distribuição dinâmica de variáveis seleccionadas (para cada processo) como indicadores do estado de qualidade da água (equações de *advecção-difusão-reacção* de constituintes da água).

Se, relativamente às primeiras, as formulações matemáticas existentes são aceites de forma quase unânime (excepto nos aspectos relacionados com a modelação da turbulência e a teoria do caos associada à mecânica dos fractais), a modelação dos processos biogeoquímicos apresenta-se muito menos consensual, dadas as simplificações efectuadas, sobretudo no que se refere à caracterização das reacções, para as quais não se conhecem ainda leis universais que as definam. Assim, no estado actual de conhecimentos, o estabelecimento das leis que regem os processos a que determinadas substâncias estarão sujeitas em meio hídrico, deverá ser sempre questionada e se possível comprovada, com base em dados de campo disponíveis ou através de estudos desenvolvidos propositadamente com esse fim (Pinho, 2000).

No caso dos modelos de transporte de substâncias conservativas, é usual utilizar a equação de *advecção-difusão*, que pode ser expressa, na sua forma bidimensional (integrada na vertical), do seguinte modo:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + U \frac{\partial c}{\partial x} + V \frac{\partial c}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) = P \quad (3.19)$$

em que,

- $c(x,y,t)$ é a concentração média (vertical) da substância [g/m^3];
- $U(x,y,t)$ é a componente média (vertical) da velocidade na direcção x [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$];
- $V(x,y,t)$ é a componente média (vertical) da velocidade na direcção y [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$];
- D_x, D_y são os coeficientes de difusão nas direcções x e y [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$];
- P é a quantidade de substância que entra ou sai do domínio [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$].

No caso de substâncias não conservativas, deduz-se, no segundo membro, a quantidade de substância que reagiu nesse período, segundo cinéticas comprovadas experimentalmente e com parâmetros a calibrar para o sistema em estudo.

O modelo de transporte necessita, como dados de entrada, das elevações e das velocidades calculadas pelo modelo hidrodinâmico. Os coeficientes de difusão devem ter valores adequados à ordem de grandeza da discretização espacial e temporal utilizados nesse modelo.

Alguns programas apresentam, associados aos modelos de transporte, *módulos de qualidade da água* para descrever os vários processos químicos e biológicos que ocorrem nos meios hídricos (degradação de matéria orgânica, nitrificação, fotossíntese, respiração, trocas de oxigénio com a atmosfera) e respectivas interacções, quando o campo de velocidades é nulo.

Os fenómenos simulados nestes módulos podem ser descritos matematicamente por um sistema de equações diferenciais ordinárias (eq. 3.20), existindo diversos métodos numéricos para efectuar a sua integração, verificando-se que os métodos de *Runge-Kutta* são dos mais eficientes (Thomas, 1995).

$$\frac{d(y_i)}{dt} = R_i(t, y_1, y_2, \dots, y_N) \quad i = 1, \dots, N \quad (3.20)$$

em que y_i são as variáveis dependentes, t o tempo e N o número total de variáveis.

As derivadas temporais de cada uma das equações podem ser programadas em função do processo a modelar, sendo este definido pelo utilizador do programa. A aplicação do método de *Runge-Kutta* através de uma sub-rotina independente permite a integração de sistemas de equações diferenciais definidos de acordo com o processo seleccionado.

3.4.2 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA *RMA4*

Na sua versão original, o programa *RMA4* efectua a resolução, por integração na vertical, das equações de transporte de variáveis escalares (temperatura, salinidade, concentração de constituintes, etc.) utilizando o método dos elementos finitos, a técnica dos resíduos pesados de *Galerkin* e a solução hidrodinâmica calculada no programa *RMA2*.

Para os mesmos domínios espaciais, as malhas de elementos finitos terão que ser coincidentes. As fontes de constituintes são definidas através dos valores das cargas mássicas ou das concentrações. Os resultados obtidos nas simulações correspondem aos valores dessas variáveis escalares nos pontos nodais do domínio modelado.

Este programa foi desenvolvido para investigar os processos físicos responsáveis pela dispersão de constituintes (conservativos ou não) nos sistemas hídricos e para avaliar, de forma económica e expedita, o sucesso da aplicação de medidas na remediação e mitigação de problemas ambientais. Ao permitir simular a distribuição horizontal e temporal da salinidade, tem sido

aplicado no cálculo de tempos de residência, na determinação dos limites da intrusão salina (em sistemas bem misturados), na definição de plumas térmicas resultantes de descargas de centrais termo-eléctricas ou de derrames petrolíferos, bem como na selecção criteriosa (*optimização*) de locais para descarga de substâncias poluentes (emissários). Para esse efeito o programa apresenta as seguintes capacidades:

- leitura da geometria do sistema e da respectiva malha de elementos finitos;
- leitura das características hidrodinâmicas resultantes da aplicação do programa *RMA2* ou introdução manual do campo de velocidades;
- cálculo dos fluxos de massa na fronteira dos elementos;
- introdução de condições de fronteira através da definição de concentrações em nós e linhas e da entrada de cargas mássicas de constituintes;
- simulação da distribuição simultânea até seis constituintes, que podem ser conservativos ou com decaimentos de primeira ordem e estar dissolvidos ou em suspensão.

A conservação de massa é assegurada desde que se considere uma malha com fronteiras muito suaves nas áreas de cobre e descobre, sendo recomendada a opção, no programa *RMA2*, correspondente à consideração da porosidade dos elementos.

As principais limitações deste programa resultam quer da sua impossibilidade em modelar sistemas ou situações em que ocorre estratificação vertical (por variação da densidade e/ou da temperatura da água), quer do número de constituintes e tipo de cinéticas a modelar. Por exemplo, nos processos de eutrofização (ou, simplesmente, na produção primária) esse número é manifestamente insuficiente tendo em consideração o número de variáveis envolvidas no ciclo de cada nutriente e as associadas aos factores

potencialmente limitantes desses processos. A sua aplicação à simulação do oxigénio dissolvido nos sistemas hídricos tem sido diminuta, face ao elevado número de variáveis e parâmetros que intervêm nesse balanço e que são já considerados em modelos mais detalhados e específicos para análise da desoxigenação e degradação de matéria orgânica em sistemas.

Os coeficientes de difusão, que reflectem a influência da turbulência do escoamento nos processos de transporte por convecção, devem ser estimados com base nos dados observados. Na ausência dum conjunto de valores representativos desses processos de mistura, o programa permite seleccionar manualmente valores constantes obtidos no estudo de sistemas semelhantes, ou gerar automaticamente esses coeficientes, em cada intervalo de tempo, com base na determinação do número de *Peclet*. No cálculo deste parâmetro adimensional, resultante do quociente entre os termos advectivos e os difusivos presentes na equação de transporte, intervêm o tamanho do elemento (da malha) e a velocidade da água no interior desse elemento. A prática da modelação destes processos recomenda que se adoptem valores do número de *Peclet* ente 20 e 30. A sensibilidade do modelo em relação aos coeficientes de mistura é tanto menor quanto maior for o predomínio da componente advectiva (ou convectiva) no processo de transporte dos constituintes da água.

Para tornar possível a modelação de processos biogeoquímicos mais complexos foram efectuadas, no Laboratório de Hidráulica e Recursos Hídricos da Universidade do Minho (LHRH-UM), alterações na versão original do programa, passando a versão modificada a designar-se por *RMA4-UMQ* (Pinho, 2000), que apresenta as seguintes inovações: modelação simultânea de mais de seis constituintes; desenvolvimento e integração de uma sub-rotina para definição das cinéticas (não necessariamente de primeira ordem) a que cada uma das variáveis está sujeita, sendo o seu resultado contabilizado para cada intervalo de tempo da integração ou com uma periodicidade pré-definida pelo utilizador; e adaptação dos ficheiros de saída de resultados.

Mais recentemente, foi desenvolvido o programa *RMA11* (ainda não disponível para entidades externas ao US-WES) visando a simulação tridimensional da qualidade da água em estuários, baías, lagos e rios, visando o estudo de escoamentos e processos de transporte em domínios estratificados. As malhas são compostas por elementos prismáticos, que admitem faces curvas, e no interior de cada elemento utiliza aproximações quadráticas para estimar a concentração dos constituintes.

Neste programa não existe limitação no número de constituintes a simular integrando, além de substâncias conservativas, algumas cinéticas relativas às trocas de temperatura com a atmosfera, ao decaimento da matéria orgânica, à evolução do oxigênio dissolvido, aos ciclos do azoto e do fósforo, ao crescimento algal, permitindo, também, a configuração de cinéticas de primeira ordem para marcadores e coliformes.

3.4.3 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA *TEMPRESID*

O programa *TempResid*, desenvolvido no LHRH-UM especificamente para este estudo (Duarte *et al.*, 2004), permite determinar, a partir dos resultados obtidos na simulação da qualidade da água relativos a um dado constituinte, o tempo em que a concentração dessa substância (conservativa ou não) permanece dentro dum intervalo de valores pré-definido (pelo utilizador) no interior do domínio em análise.

O valor máximo corresponde, geralmente, ao valor inicial, resultante da ocorrência dum descarga instantânea ou contínua, e o valor mínimo pode corresponder à concentração natural (*branco*) dessa substância nessa massa hídrica, ou a um dado valor de referência (critério), como, por exemplo, a redução a cerca de 36,8% (e^{-1}) do valor inicial, critério que, como já foi referido, surge frequentemente associado à capacidade de exportação (regeneração) dum sistema estuarino.

Pretende-se, com a aplicação deste programa, proporcionar uma ferramenta simples para o cálculo da variação espacial dos tempos de residência, ou de retenção, numa dada massa hídrica, de acordo com as definições adoptadas neste trabalho e que foram oportunamente referidas no Capítulo anterior.

3.4.4 NOVAS METODOLOGIAS DE MODELAÇÃO

O desenvolvimento do conhecimento sobre o funcionamento dos ecossistemas tem permitido uma crescente interligação dos processos físicos, químicos e biológicos, podendo essas interacções ser modeladas com recurso a novas ferramentas e novas técnicas de computação.

Esse esforço tem propiciado o aparecimento de modelos operacionais usados na gestão dos sistemas estuarinos e costeiros. A aplicação destes modelos pretende analisar processos que envolvem uma grande quantidade de interacções, com o objectivo de contribuir para um melhor conhecimento de fenómenos tão complexos como: as trocas de água nas embocaduras com mares e oceanos; os diferentes processos de mistura; a intrusão salina nas zonas estuarinas; a importância da ressuspensão de sedimentos nos processos bioquímicos; a composição, degradação e interacção dos poluentes a incluir na modelação de processos físicos, químicos e biológicos. Contudo, a complexidade dos modelos origina dificuldades acrescidas na sua utilização, devido ao significativo aumento dos dados necessários para a sua calibração, validação e operação.

A prática de gestão de sistemas complexos sugere algumas formas de equilibrar esta contradição. Conceptualmente é possível desenvolver ainda mais a modelação ambiental através do desenvolvimento de sistemas modulares que permitam refinar a descrição dos vários processos.

Uma metodologia que vem sendo aplicada em alguns sistemas é a de desenvolver modelos isolados que funcionam em cadeia (cascata) proporcionando o conhecimento de variáveis físicas a utilizar, depois, nos processos químicos e biológicos. São modelos muito flexíveis, que permitem uma simulação mais detalhada de processos ou áreas muito particulares e uma grande quantidade de processos com base em valores médios.

Uma metodologia alternativa baseia-se no desenvolvimento de modelos acoplados que trocam informação após um determinado intervalo de tempo, promovendo nalguns casos o processamento em paralelo. Estão estruturados como módulos isolados, simulando diferentes processos, e podem ser adaptados a necessidades específicas de modelação através de sub-rotinas adicionais.

Os modelos ambientais mais recentes pretendem simular os processos que ocorrem em grandes sistemas hídricos, isto é, à escala da bacia hidrográfica, e de modo a proporcionarem previsões em grandes escalas espaciais e temporais, necessitando, quase sempre, de técnicas de detecção remota para a aquisição de dados como alternativa a extensas e onerosas medições de campo.

3.5 MODELOS DE EUTROFIZAÇÃO

Os módulos utilizados na simulação de processos de eutrofização surgem quase sempre associados a modelos de qualidade da água e pretendem traduzir as interações entre a dinâmica de nutrientes, a produção primária (crescimento do fitoplâncton, zooplâncton, vegetação benthica) e o oxigénio dissolvido, resultantes quer das alterações nas concentrações de matéria orgânica e de nutrientes, quer das condições ambientais limitantes (intensidade luminosa, temperatura da água e hidrodinâmica).

O estudo das variações sazonais de produção primária, a influência dos factores ambientais nos ciclos produtivos, a introdução de substâncias tóxicas na cadeia alimentar e a influência dos regimes hidrodinâmicos nos ciclos produtivos são assuntos que têm vindo a ser investigados e onde a modelação matemática tem dado um contributo significativo, revelando ser uma ferramenta valiosa nesses estudos.

A modelação dos processos de eutrofização tem sido utilizada no estudo de vários problemas ambientais, nomeadamente dos impactos de descargas de ETAR's e da poluição difusa nas comunidades benthicas e no aparecimento de macroalgas infestantes, indiciadoras de uma elevação do nível trófico do sistema aquático.

As variáveis adoptadas na modelação destes processos devem ser seleccionadas após uma análise preliminar dos factores potencialmente limitantes e das especificidades do sistema em estudo. As variáveis habitualmente objecto de simulação são as que intervêm nos ciclos de nutrientes (carbono, azoto, fósforo e, nalguns casos, sílica) e no balanço de oxigénio (OD e CBO), além da temperatura, da salinidade e da massa de macrófitas, estas no caso da modelação de zonas estuarinas e costeiras.

3.5.1 MODELAÇÃO DE RELAÇÕES TRÓFICAS AQUÁTICAS

A modelação de processos de eutrofização, registada em numerosas publicações, tem sido efectuada de forma muito distintas: desde as simples abordagens estatísticas (Vollenweider, 1976) até à aplicação de complexas simulações dinâmicas tridimensionais (Radach e Moll, 1989; Baretta *et al.*, 1995).

Estes modelos têm procurado relacionar a concentração de nutrientes com a ocorrência de florescências fitoplanctónicas e, nalguns casos, o efeito da dinâmica do fitoplâncton e dos detritos (na camada bêntica) na concentração de oxigénio dissolvido, tendo a sua aplicação tido sucesso em sistemas lênticos (Jørgensen, 1976; Rodrigues, 1992) e alguns bons resultados em ecossistemas costeiros (Lancelot *et al.*, 1997; Le Gall *et al.*, 2000).

Na Figura 3.8 apresenta-se um modelo conceptual simplificado da cadeia alimentar aquática (Chapra, 1997) com as relações tróficas (representadas pelas linhas de ligação) relativas ao plâncton presente na coluna de água.

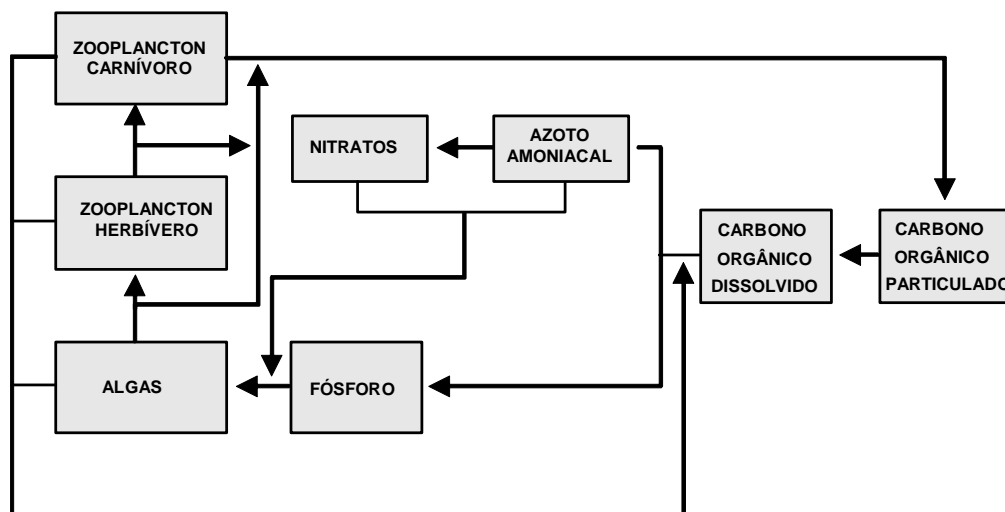


Figura 3.8 – Modelação das relações tróficas do plâncton em ecossistemas aquáticos

Na Tabela 3.3 apresentam-se as diferentes variáveis (com os símbolos e as respectivas unidades) habitualmente consideradas em modelos relativos à dinâmica do plâncton (Figura 3.7), por vezes (erradamente) mencionados como de produção primária. A designação “algas” não engloba, neste caso, as espécies macroalgais.

Tabela 3.3 – Variáveis de estado em modelos de dinâmica do plâncton

VARIÁVEL	SÍMBOLO	UNIDADES
Cadeia alimentar:		
Algas	a	mg m ⁻³
Zooplâncton herbívoro	Z _h	gC m ⁻³
Zooplâncton carnívoro	Z _c	gC m ⁻³
Carbono orgânico:		
Particulado	C _p	gC m ⁻³
Dissolvido	C _d	gC m ⁻³
Nutrientes:		
Azoto inorgânico total	n _t	mgN m ⁻³
Nitratos	n _n	mgN m ⁻³
Fósforo solúvel	p _s	mgP m ⁻³

A produção de massa algal (R_a) pode ser traduzida por uma cinética que engloba quer o seu crescimento em função da temperatura (T), da concentração de nutrientes (azoto e fósforo) no meio hídrico e da luminosidade (I), quer o seu decaimento devido a perdas por respiração/excreção, predação e sedimentação. Essa cinética pode ser expressa pela seguinte equação:

$$R_a = k_g(T, n_t, p_s, I)a - k_{ra}(T)a - C_{gh}(T, a, z_h)a \quad (3.21)$$

onde,

$k_g(T, n_t, p_s, I)$ é a taxa de crescimento das algas [dia^{-1}];

$k_{ra}(T)$ é a taxa de respiração e excreção das algas [dia^{-1}];

$C_{gh}(T, a, z_h)$ é a taxa de predação das algas [dia^{-1}];
 n_t é o azoto inorgânico total [$mgN m^{-3}$].

As taxas de crescimento e de decaimento dependem de diversos factores ambientais. Estas dependências poderão ser estabelecidas por relações funcionais descritas por cinéticas com taxas de crescimento constantes, lineares, do tipo *Michaëllis-Menten*, sigmoidais ou outras mais complexas.

A dependência da taxa de crescimento de algas em relação à temperatura, intensidade luminosa e disponibilidade de nutrientes, pode ser descrita pela seguinte equação:

$$k_g(T, n_t, p_s, I) = k_{g,20} \theta_a^{T-20} F(I) \min\left(\frac{n_t}{k_{sn} + n_t}, \frac{p_s}{k_{sp} + p_s}\right) \quad (3.22)$$

em que,

$k_{g,20}$ é a taxa máxima de crescimento de algas [dia^{-1}];
 θ_a é a factor de temperatura para as algas;
 $F(I)$ é a função de dependência da intensidade de luz;
 k_{sn} é a constante de semi-saturação para o azoto [$mgN m^{-3}$];
 k_{sp} é a constante de semi-saturação para o fósforo [$mgP m^{-3}$];
 I intensidade luminosa [$W m^{-2}$].

A quantificação do efeito da luminosidade no crescimento de algas apresenta-se bastante complicada devido à necessidade de se integrar o contributo de diferentes factores, tais como a variação diurna da intensidade da luz, a atenuação da luz à com a profundidade e a dependência da taxa de crescimento em relação à intensidade luminosa. Embora possa ser utilizada uma função do tipo *Michaëllis-Menten*, a expressão de *Steele* é a mais utilizada, uma vez que permite traduzir a diminuição da taxa de crescimento quando a intensidade da luz ultrapassa o valor óptimo. Esta expressão é definida por:

$$F(I) = \frac{I}{I_s} e^{-\frac{I}{I_s} + 1} \quad (3.23)$$

em que, I_s é a intensidade de luz óptima (isto é, a que permite uma taxa máxima de crescimento de algas, que é normalmente determinada por via experimental). A intensidade média da luz durante o dia (I_a) pode ser calculada a partir da seguinte expressão:

$$I_a = I_m \left(\frac{2}{\pi} \right) \quad (3.24)$$

onde I_m é a intensidade máxima da luz.

A variação da intensidade de luz com a profundidade pode ser traduzida pela lei de *Beer-Lambert*:

$$I(z) = I_0 e^{-k_e z} \quad (3.25)$$

em que I_0 é a intensidade de luz à superfície e k_e é um coeficiente de extinção da luz, que depende da própria concentração de algas na coluna de água:

$$k_e = k'_e + 0,0088 a + 0,054 \cdot a^{2/3} \quad (3.26)$$

em que k'_e é uma constante que pode ser determinada directamente ou deduzida a partir de outras variáveis (Chapra, 1997).

A taxa de predação das algas depende da temperatura e da concentração de algas (relação do tipo *Michäellis-Menten*, o que corresponde a considerar que a taxa de predação se mantém constante para valores elevados de concentração de algas) e pode ser expressa pela equação:

$$C_{gh}(T, a, z_h) = \frac{a}{k_{sa} + a} C_g \theta_{gh}^{T-20} z_h \quad (3.27)$$

em que, k_{sa} é a constante de semi-saturação para algas ($mgChla\ m^{-3}$), θ_{gh} é o factor de temperatura do zooplâncton herbívoro e C_g é a taxa de ingestão de algas pelo zooplâncton herbívoro ($L\ mgC^{-1}\ dia^{-1}$).

As algas ingeridas são parcialmente transformadas em zooplâncton herbívoro (R_{zh}), que, por sua vez, diminui devido à actividade dos seus predadores (zooplâncton carnívoro) e a perdas por respiração e excreção. Este processo pode ser descrito pela equação:

$$R_{zh} = a_{ca}\varepsilon_h C_{gh}(T, a, z_h)a - C_{gc}(T, z_c)z_h - k_{rh}(T)z_h \quad (3.28)$$

em que,

- a_{ca} é a razão de conversão da *clorofila-a* das algas em carbono do zooplâncton [$gC\ mgChla^{-1}$];
- ε_h é a eficiência de predação de algas;
- $C_{gc}(T, z_c)$ é a taxa de predação de zooplâncton carnívoro [dia^{-1}].

A taxa por predação de zooplâncton carnívoro pode ser dada por:

$$C_{gc}(T, z_c) = C_{gc}\theta_{gc}^{T-20}z_c \quad (3.29)$$

em que θ_{gc} é o factor de temperatura do zooplâncton carnívoro.

O zooplâncton herbívoro é parcialmente transformado em zooplâncton carnívoro (R_{zc}), que sofre perdas por respiração/excreção e devido à mortalidade provocada por outros predadores da cadeia alimentar. O balanço pode ser descrito pela seguinte equação:

$$R_{zc} = \varepsilon_c C_{gc}(T, z_c)z_h - k_{rc}(T)z_c - k_{dc}(T)z_c \quad (3.30)$$

em que k_{rc} e k_{dc} são as taxas de respiração e mortalidade, respectivamente. Estas taxas estão igualmente sujeitas a factores de correcção de temperatura análogos aos anteriormente apresentados.

O carbono orgânico particulado resulta da fracção ineficiente de predação assim como da morte do zooplâncton carnívoro. As perdas deste constituinte resultam de uma reacção de dissolução. Assim:

$$R_{c_p} = a_{ca}(1 - \varepsilon_h)C_{gh}(T, a, z_h)a + (1 - \varepsilon_c)C_{gc}(T, z_c)z_h + k_{dc}(T)z_c - k_p(T)c_p \quad (3.31)$$

em que k_p representa a taxa de dissolução, do carbono orgânico. Por sua vez, o carbono orgânico dissolvido pode ser transformado por hidrólise (com uma taxa k_h), resultando:

$$R_{c_d} = k_p(T)c_p - k_h(T)c_d \quad (3.32)$$

Os nutrientes considerados habitualmente na cadeia alimentar são o azoto e fósforo inorgânicos. O primeiro é habitualmente dividido em azoto amoniacal e nitrato (face à instabilidade do nitrito). A cinética de produção de azoto amoniacal pode ser traduzida pela equação:

$$R_{n_a} = a_{nc}k_h(T)c_d + a_{na}k_{ra}(T)a + a_{nc}k_{rh}(T)z_h + a_{nc}k_{rc}(T)z_c - F_{am}a_{na}k_g(T, n_t, p_s, l)a - k_n(T)n_a \quad (3.33)$$

em que k_n é uma taxa de nitrificação e F_{am} é a fracção de azoto amoniacal que é consumida pelas algas, que pode ser estimada por uma cinética do tipo *Michäellis-Menten*:

$$F_{am} = \frac{n_a}{k_{am} + n_a} \quad (3.34)$$

A constante de semi-saturação do azoto amoniacal é representada por k_{am} , sendo a_{nc} e a_{na} os coeficientes de conversão de azoto para carbono e para *clorofila-a*, respectivamente.

As equações de reacção do nitrato e do fósforo podem ser descritas pelas seguintes equações:

$$R_{n_i} = k_n(T)n_a - (1 - F_{am})a_{na}k_g(T, n_t, p_s, l) \cdot a \quad (3.35)$$

$$R_p = a_{pc}k_h(T)c_d + a_{pa}k_{ra}(T)a + a_{pc}k_{rh}(T)z_h + a_{pc}k_{rc}(T)z_c - a_{pa}k_g(T, n_t, p_s, l)a \quad (3.36)$$

em que, a_{pc} e a_{pa} são coeficientes de conversão de fósforo para carbono e para *clorofila-a*, respectivamente.

No caso dos sistemas estuarinos com águas pouco profundas e lagoas costeiras, terá de se modelar a dinâmica do perifíton, que inclui, além do fitoplâncton, todo o tipo de flora enraizada na camada bêntica e/ou ligada a conchas depositadas no leito dessas massas hídricas e considerar outros factores determinantes, nomeadamente o efeito da maré (variação periódica da salinidade), a eventual presença de algas tóxicas e os sintomas de eutrofização nas comunidades bênticas (espécies infestantes).

A dinâmica das macroalgas é bastante diferente da do fitoplâncton, pois o seu transporte por advecção e/ou sedimentação só ocorre em condições hidrodinâmicas extremas (grandes velocidades próximas do talvegue). Neste caso, o seu crescimento (ou não) na vertical até à superfície é importante para as condições de insolação e respectiva actividade fotossintética. Enquanto que num modelo de crescimento do fitoplâncton a atenuação da luminosidade apresenta uma variação temporal e em profundidade, no caso das macroalgas essa variação depende apenas do tempo, face à profundidade geralmente constante a que se encontra cada uma das espécies presentes nos prados marinhos. Daí que o efeito das alterações das condições de insolação seja muito mais gravoso para as macroalgas e em particular para as espécies enraizadas. Além disso, mesmo em condições *óptimas* de temperatura, luz e nutrientes, estas espécies podem não crescer caso não existam leitos com as características adequadas a cada espécie. Mesmo as macroalgas oportunistas (verdes), geralmente flutuantes, necessitam de depósitos conquícolos para a fixação das suas raízes.

A limitação do crescimento macroalgal está geralmente associada a uma densidade máxima, condicionada pela intensidade luminosa, pelo sombreamento resultante das suas próprias folhas e pela área finita de leito com características favoráveis.

Os modelos de eutrofização aplicáveis a sistemas estuarinos deverão integrar, além da simulação dos processos relacionados com a circulação, a qualidade da água e a produção primária, módulos relativos à dinâmica das espécies macroalgais presentes ou potencialmente infestantes desses ecossistemas, considerando-as como variáveis bióticas sujeitas a cinéticas de crescimento cujas taxas são significativamente influenciadas pela temperatura da água, densidade da espécie, concentração de nutrientes nos sedimentos e salinidade.

Esta constatação está a ser considerada no desenvolvimento dos modelos mais recentes, que, além de efectuarem a simulação da dinâmica do plâncton (habitual nas abordagens tradicionais), incorporaram a dinâmica de crescimento mássico e de abundância de espécies autóctones e invasivas, seleccionadas como bio-indicadores (p.ex., *zebra mussel*) em modelos de qualidade da água mais complexos, e as respectivas interacções com as variáveis abióticas simuladas (velocidade das correntes, salinidade, luminosidade, temperatura, concentração de nutrientes na coluna de água e nos sedimentos, OD, sólidos em suspensão).

Em termos gerais, a formulação conceptual desses modelos, essenciais na avaliação do bom estado ecológico das águas exteriores, pode ser estruturada num fluxograma-tipo semelhante ao representado na Figura 3.9.

Bach (1993) desenvolveu um modelo de eutrofização que incluía a variação sazonal do crescimento dos prados marinhos, que são essenciais na ecologia dos sistemas costeiros, pois servem como *habitat* a peixes e invertebrados.

A presença destas macroalgas influencia a hidrodinâmica estuarina, através da diminuição da intensidade das correntes, e a qualidade da água ao reduzir a insolação nas camadas inferiores. Além disso, inibe a ressuspensão dos sedimentos e interfere nos ciclos de nutrientes, ao favorecer a retenção de partículas em suspensão na coluna de água (Madson *et al.*, 2001).

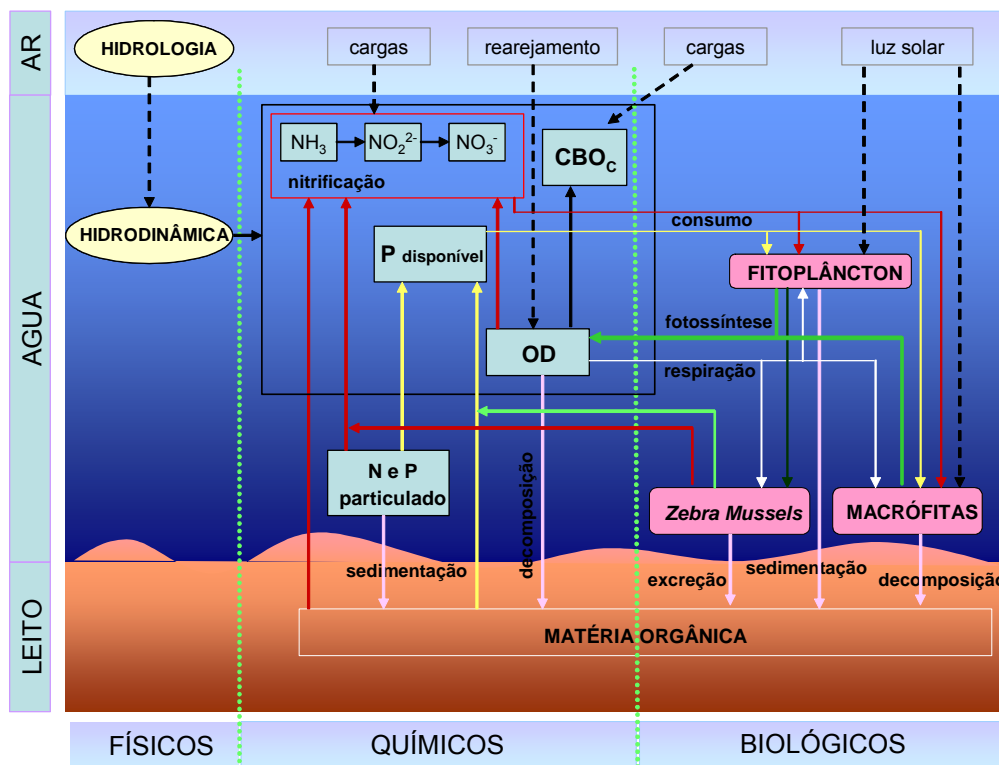


Figura 3.9 – Fluxograma da estrutura dum modelo de eutrofização em sistemas estuarinos

Sheng *et al.* (1995) desenvolveram um modelo bidimensional acoplando a hidrodinâmica, a qualidade da água, a luz solar e a dinâmica dos prados marinhos para avaliar o impacto da redução da carga de nutrientes em Roberts Bay, na Florida. Os resultados deste estudo mostraram, como seria expectável, um aumento do OD e da luminosidade e uma diminuição do fitoplâncton, da CBO carbonácea e do azoto orgânico e amoniacal. Contudo, não houve qualquer aumento na produção de biomassa dos prados marinhos enquanto a concentração de nutrientes nos sedimentos se manteve nos valores de saturação.

Vários modelos dinâmicos têm sido aplicados com sucesso em aspectos específicos dos processos de eutrofização em estuários, tais como o crescimento e proliferação de macroalgas oportunistas (Ménèsquen e Salomon, 1988; Alvera-Azcárate *et al.*, 2003), mas a relação entre a pressão exercida pela descarga de nutrientes e o estado trófico das águas estuarinas é, simultaneamente, tão complexa e tão variável que tornam, ainda hoje, a construção dum modelo geral para a eutrofização um objectivo muito ambicioso (Bricker *et al.*, 2003).

3.5.2 DESCRIÇÃO DE PROGRAMAS DE CÁLCULO

Os modelos matemáticos aplicados a estuários apresentam diferentes níveis de complexidade em função da dimensão temporal e espacial da respectiva componente hidrodinâmica. Os módulos de qualidade da água, que executam a simulação dos processos de transporte e das cinéticas das reacções biogeoquímicas, incluindo as dos módulos de eutrofização, estão dependentes dos resultados da hidrodinâmica do sistema modelado.

Os programas a utilizar na modelação dos processos de eutrofização em estuários devem ser analisados qualitativamente de modo a seleccionar os mais adequados à especificidade do sistema em causa. Para esse efeito, apresenta-se uma breve descrição das principais características dos programas mais utilizados na modelação dos processos de eutrofização. A informação completa sobre cada um desses programas pode ser obtida por consulta dos respectivos manuais de utilização.

Refira-se que estes programas, de aplicação mais generalizada, permitem apenas modelar a dinâmica do plâncton, não integrando o crescimento macroalgal, face à especificidade de cada ecossistema estuarino a esse nível.

O programa *WASP6.0* (Ambrose *et al.*, 1993) é um exemplo dos modelos dinâmicos, multidimensionais, que recorrem à técnica da modelação compartimentada em submodelos, que trocam informação entre si. O programa *EUTRO5* é um desses submodelos, utilizando o programa *WASP* para simular o transporte dos constituintes que intervêm nas cinéticas modeladas.

As variáveis simuladas na coluna de água são: o OD, a CBO carbonácea, o carbono fitoplanctónico, a *clorofila-a*, o azoto orgânico, amoniacal e o nitrato, o fósforo orgânico e o ortofosfato. Existe a opção de expandir a simulação destas variáveis à camada bêntica.

A dinâmica das variáveis ambientais, tais como a intensidade e a atenuação da luz solar, a velocidade do vento, a temperatura e os fluxos na camada bêntica, tem de ser fornecida como dado de entrada.

O utilizador pode definir as velocidades de sedimentação e ressuspensão da matéria particulada e do fitoplâncton, bem como as taxas e os coeficientes de semi-saturação das cinéticas das reacções bioquímicas.

O programa *ICM-Integrated Compartment Model* (Cercó e Cole, 1995 e 1993) é um modelo de qualidade da água (diferenças finitas) multidimensional, que admite malhas não estruturadas e simula a variação da concentração dos constituintes da água resultante do transporte e reacção dessas substâncias em sistemas bem misturados.

Este programa não tem a componente hidrodinâmica, recorrendo-se a um ficheiro ASCII para entrada desses dados ou a programas como o *CH3D-WES* ou o *PCE-QUAL*, no caso de sistemas mais complexos (águas estuarinas e costeiras). Para facilitar a conexão estes modelos hidrodinâmicos tridimensionais, o ICM adopta uma discretização espacial de volumes finitos não estruturados.

O programa possui dois módulos distintos: um para simulação do comportamento de substâncias orgânicas tóxicas (ICM/TOXI) e outro para a modelação da eutrofização (ICM/EU), simulando vinte e duas variáveis de estado: propriedades físicas, diversas espécies de algas, carbono, azoto, fósforo, silício e OD.

Nas versões mais recentes (ainda não disponíveis ao público), são consideradas duas classes de zooplâncton (herbívoro e carnívoro), dois compartimentos da camada bêntica e a vegetação aquática submersa. Cada uma destas variáveis pode ser activada ou desactivada para efeitos de simulação. Estas versões incluem ainda um sub-modelo relativo à diagénese nos sedimentos, permitindo simular, automaticamente, as trocas de oxigénio e de nutrientes entre a coluna de água e os sedimentos, ou especificar, manualmente, esses fluxos com base em dados experimentais. Este módulo tem sido aplicado em numerosos sistemas estuarinos norte-americanos, nomeadamente: Chesapeake Bay, as baías do Delaware, Newark Bay; os portos de New York, New Jersey, Los Angeles e Long Beach, Lower Green Bay, os sapais de Cache River, San Juan Bay e Florida Bay.

No programa *MIKE21*, o módulo de eutrofização (Kamp-Nielsen, 1997), disponível no modelo de qualidade da água, simula as dinâmicas de crescimento do fitoplâncton, da vegetação bêntica e de desoxigenação, resultantes da degradação de matéria orgânica, da disponibilidade de nutrientes, da temperatura da água e das condições hidrodinâmicas e de insolação. As cinéticas químicas e biológicas estão interligados entre si, de modo a que a alteração da concentração dum constituinte influencie todas as outras variáveis envolvidas nesse processo. Os processos simulados neste módulo, onde intervêm doze variáveis de estado, são: a produção, sedimentação, predação e extinção do fitoplâncton; a respiração, excreção e extinção do zooplâncton; a mineralização, sedimentação e acumulação de detritos na camada bêntica; e a produção/extinção da vegetação bêntica.

O programa *DELFT3D* (WL-Delft Hydraulics) é um dos modelos mais avançados a nível mundial e um dos mais utilizados no estudo dos sistemas hídricos. Trata-se de um programa integrado para simulação de sistemas cujo desempenho é mais abrangente do que a simples adição dos diversos módulos que o constituem, face à constante troca de informação entre eles.

Este programa permite simular as variações temporais e espaciais e interconectividade de seis fenómenos comuns aos sistemas fluviais, estuarinos e costeiros, através dos seguintes módulos:

- hidrodinâmico (Delft3D-FLOW): simulação de escoamentos não permanentes em águas pouco profundas, incorporando os efeitos da maré, do vento, da pressão atmosférica, da variação da densidade da água, das ondas, da turbulência (modelo $k-\epsilon$) e do *cobre e descobre* nas áreas de sapal;
- ondas (Delft3D-WAVE): calcula a propagação de ondas de pequena amplitude em áreas pouco profundas, considerando a acção do vento, a dissipação de energia por atrito no leito, a refacção e a rebentação;
- morfodinâmico (Delft3D-MOR): calcula as alterações na batimetria do sistema devido aos gradientes de transporte de sedimentos. O vento e as ondas são outros dos principais agentes de mudança na morfologia, havendo uma articulação com os módulos *FLOW* e *WAVE*;
- qualidade da água (Delft3D-WAQ): simula (excepto no campo próximo) a qualidade da água e dos sedimentos resultantes dos processos de transporte e de reacções bioquímicas entre as cerca de cento e quarenta variáveis de estado que podem ser consideradas. Neste módulo inclui-se o transporte de sedimentos (Delft3D-SED), cujos resultados são utilizados no módulo relativo à morfodinâmico;
- marcador de partículas (Delft3D-PART): estima, mesmo no campo próximo, a variação espacial da concentração de partículas individuais,

seguindo a evolução temporal das respectivas trajectórias (abordagem lagrangeana);

- ecológico (Delft3D-ECO): engloba uma variedade de submódulos relativos ao crescimento de algas e à dinâmica de nutrientes, para simulação dos processos nos ecossistemas bióticos e abióticos e respectivas interacções, essenciais ao estudo da eutrofização.

O módulo *ECO* utiliza processos e cinéticas diferentes das disponíveis no módulo *WAQ* para simular os fenómenos de eutrofização, tais como: as florescências fitoplanctónicas; as concentrações de nutrientes e de clorofila; a produção primária; a composição das espécies; os factores limitantes (luz, nutrientes); e a ocorrência de hipoxia.

Este módulo é constituído por dois modelos distintos com objectivos específicos:

- O modelo *BLOOM* (relativo ao fitoplâncton) simula a concentração de biomassa algal e a composição das espécies, usando a programação linear para maximizar a produção de fitoplâncton, num certo período de tempo, em função das condições ambientais e dos níveis de biomassa existentes. Para esse efeito as algas são divididas em três grupos (diatomáceas, flageladas e dinoflageladas) e na espécie *Phaeocystis*, podendo sendo aplicado, se desejado, a outras espécies. Cada uma das espécies modeladas pode estar sujeita a três factores limitantes distintos do crescimento fitoplanctónico: fósforo, azoto e luz solar;
- O modelo *SWITCH* (relativo aos sedimentos) simula os processos físico-químicos com influência nos níveis de matéria orgânica e inorgânica nos sedimentos, que são determinantes da libertação de nutrientes presentes na água intersticial para a coluna de água e uma componente importante na simulação da dinâmica algal.

Após a sua calibração e validação, os modelos de eutrofização podem prever o impacto resultante de alterações da pressão existente sobre os ecossistemas aquáticos, estimar os níveis aceitáveis das descargas de nutrientes e auxiliar no diagnóstico das causas de problemas relativos ao seu estado trófico, desempenhando, desse modo, um papel valioso para a gestão integrada da qualidade das águas dos sistemas estuarinos.

Sintetizando, a modelação da dinâmica de plantas flutuantes (fitoplâncton) e enraizadas (macroalgas) em águas estuarinas requer a consideração de formulações conceptuais distintas, com abordagens que devem ser adaptadas às características do sistema estuarino em estudo.

Cada espécie apresenta taxas de crescimento máximas, tolerância e mortalidade para valores e intervalos de salinidade específicos, geralmente distintos, e essenciais para uma adequada modelação das relações de causa e efeito entre as flutuações de salinidade e o crescimento macroalgal.

A concentração de macroalgas e as taxas de crescimento mais elevadas registam-se geralmente na vizinhança de fontes de poluição pontuais, sendo a atenuação da luz em profundidade, a natureza dos sedimentos e a disponibilidade de nutrientes, nesse local, os principais factores limitantes do seu crescimento.

Daí a importância do estudo da influência da hidrodinâmica na variação espacial e temporal quer da concentração de nutrientes, quer do seu tempo de residência, como contributo importante para uma avaliação criteriosa da vulnerabilidade das águas estuarinas à ocorrência (ainda que sazonal) de florescências macroalgais.

CAPÍTULO 4

CARACTERIZAÇÃO DO ESTUÁRIO DO RIO MONDEGO

4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

A hidrodinâmica dos sistemas estuarinos favorece a retenção de nutrientes, sustentando uma actividade biológica intensa, facto que potencia o desenvolvimento das comunidades ribeirinhas, cuja economia assenta fundamentalmente na actividade portuária, no uso balnear e na exploração de recursos marinhos: aquicultura, salicultura, pesca e respectiva indústria transformadora. No caso concreto do estuário do rio Mondego, surge a orizicultura como a actividade agrícola intensiva mais relevante do Baixo Mondego, intensificando o *stress* ambiental a que este estuário está sujeito.

A qualidade de vida e o sustento dessas populações depende, decisivamente, da conservação das condições naturais dos ecossistemas aquáticos e da mitigação dos impactos negativos gerados pela utilização dos meios hídricos como receptor de descargas pontuais (industriais e domésticas) e difusas (agricultura e aquicultura), responsáveis pela progressiva eutrofização do braço sul e conseqüente alteração da estrutura trófica desse ecossistema aquático.

A especificidade de cada sistema estuarino, bem como a necessidade de dispor de informação sobre os mecanismos que desencadeiam a ocorrência de florescências algais e que regulam a sua abundância tornou imprescindível a realização de várias campanhas de amostragem no estuário do rio Mondego, durante as duas últimas décadas.

O objectivo principal da monitorização visava a obtenção dum conhecimento mais sustentado sobre os potenciais factores determinantes do processo de eutrofização do braço sul deste estuário, nomeadamente, a dinâmica de nutrientes (incluindo os fluxos com a camada bêntica), a biomassa algal, a insolação, a precipitação, os gradientes de salinidade e as condições hidrodinâmicas.

O facto de as florescências algais não terem ocorrido em anos de maior pluviosidade, geradora de elevados caudais fluviais e de períodos mais prolongados de baixas salinidades, veio acentuar a relevância do estudo da influência da hidrodinâmica, nomeadamente dos tempos de residência de nutrientes limitantes e da velocidade de arrastamento das macroalgas, nessas ocorrências e no processo de eutrofização associado à elevação do nível trófico deste sistema. Tratando-se de um braço estuarino pouco profundo, a sua hidrodinâmica é fortemente influenciada pelo escoamento fluvial (rio Pranto), pela batimetria e pela acção da maré, determinando condições de mistura e transporte que afectam as interacções associadas aos processos biogeoquímicos, a localização das comunidades algais e a distribuição das fracções dissolvida e particulada dos nutrientes presentes no ecossistema aquático.

Desde 1992, têm vindo a ser efectuadas, periodicamente campanhas de amostragem no braço sul, quer ao nível dos sedimentos, nos locais onde se verificou um gradiente de eutrofização associado à substituição de macrófitas por macroalgas verdes, quer na coluna de água, em locais que confinam a área onde se verificou esse gradiente.

Na análise dos dados das campanhas de amostragem (em que o autor colaborou) serão comentados e comparados os valores obtidos para as variáveis de estado mais relevantes no estudo da dinâmica de nutrientes e do estado trófico das águas estuarinas.

4.2 A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MONDEGO

O rio Mondego nasce na Serra da Estrela, a 1525 m de altitude, numa pequena fonte designada por *O Mondeguinho*, percorrendo cerca de 258 km até desaguar no Oceano Atlântico, junto à Figueira da Foz.

A bacia hidrográfica do rio Mondego drena uma área com cerca de 6645 km² e localiza-se na região centro de Portugal, sendo limitada pelos paralelos 39°46' e 40°48' de latitude Norte e os meridianos 7°14' e 8°52' de longitude Oeste (Figura 4.1, adaptada do PBHM).

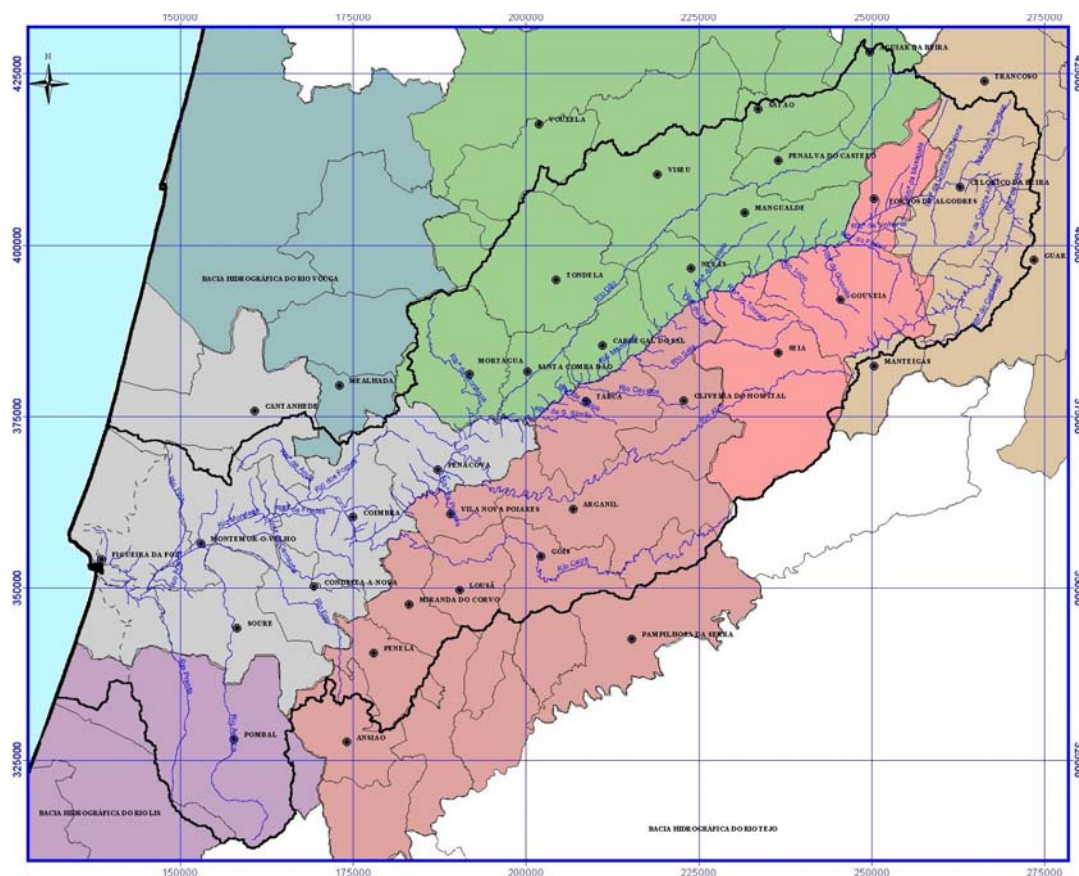


Figura 4.1 – Bacia hidrográfica do rio Mondego: cartografia

4.2.1 CARACTERIZAÇÃO BIOFÍSICA

Hidrografia

A bacia do rio Mondego apresenta uma forma rectangular, com eixo principal orientado na direcção nordeste/sudoeste e uma altitude média da ordem dos 375 m (Figura 4.2). A rede hidrográfica principal é constituída pelo rio Mondego e pelos seus principais afluentes de primeira ordem: o Dão, na margem direita; o Pranto, o Arunca, o Ceira e o Alva, na margem esquerda.

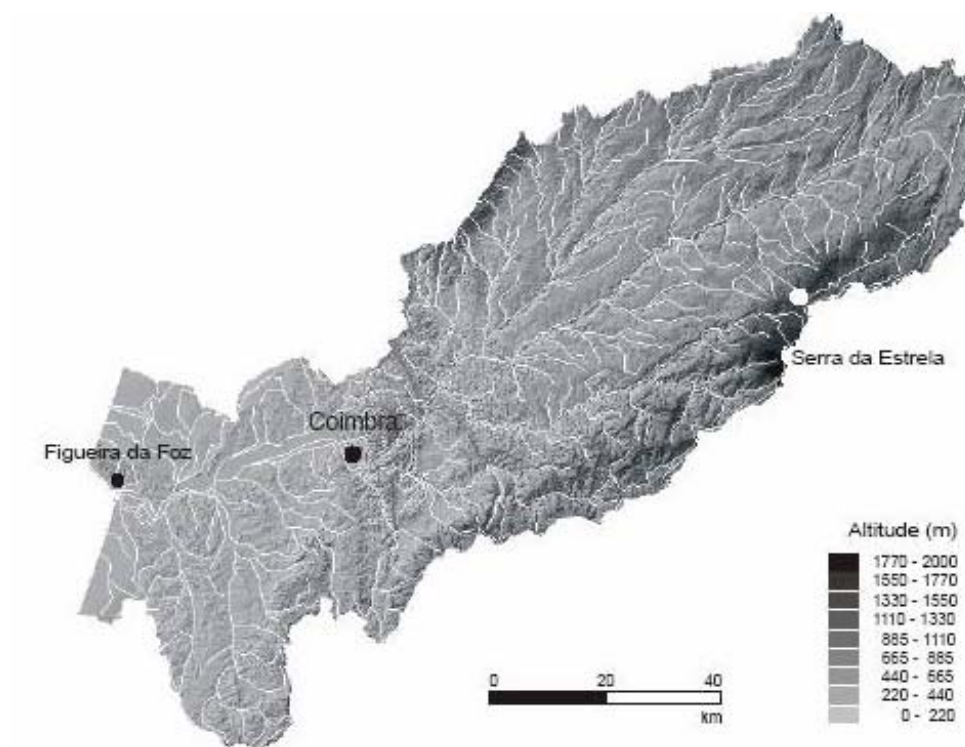


Figura 4.2 – Bacia hidrográfica do rio Mondego: topografia e hidrografia

Ao longo do seu percurso, o rio Mondego corre em tipos de vales distintos, podendo ser identificados os seguintes trechos: *Alto Mondego*, inserido no maciço da Serra da Estrela, que corre ao longo de vales glaciares; *Médio Mondego*, entre as faldas da Serra da Estrela e Coimbra, onde o rio serpenteia através de vales encaixados (tem como afluentes os rios Dão, Alva

e Ceira; e o *Baixo Mondego*, a jusante de Coimbra, que corre em vales abertos, em zona de planícies e onde se situa a zona estuarina em análise. Neste trecho, afluem os rios Ançã e Foja, na margem direita, e os rios Ega, Arunca (com 57 km de extensão) e Pranto (com 43 km de extensão), na margem esquerda. Estes dois últimos rios são os que apresentam afluências mais significativas à zona estuarina, estando as respectivas descargas controladas por estruturas de retenção (Figura 4.3).



Figura 4.3 – Rio Arunca: estrutura de controlo de descargas no rio Mondego

As obras do projecto de Regularização e Aproveitamento Hidroagrícola da bacia do rio Mondego (RAHBM) incluíram, além das principais estruturas hidráulicas do Mondego (barragens da Agueira e de Fronhas, o açude da Raiva e a Açude-Ponte de Coimbra), a construção de um sistema de leitos regularizados (um central e dois periféricos) com a finalidade de escoar os caudais líquidos e sólidos afluentes às áreas do Baixo Mondego abrangidas por esse projecto.

Na Figura 4.4 apresenta-se uma fotografia aérea (de A. Carriço) relativa à ruptura do dique direito, junto a Santo Varão, durante as cheias de Janeiro de 2001, onde se pode ver o leito central e os respectivos canais de rega junto ao coroamento dos diques.



Figura 4.4 – Regularização fluvial do Baixo Mondego: leito central e canais de rega

O leito central tem uma extensão de 36 km, tendo sido construído no anterior leito do rio Mondego apenas nos trechos entre Coimbra e Santo Varão e a jusante da foz do rio Foja. O leito periférico direito tem uma extensão de cerca de 27 km, coincidente com o antigo leito do rio Mondego (vala do Norte e rio Velho), e conflui com o leito central junto à estação elevatória da Foja (a jusante da povoação da Eireira). O leito periférico esquerdo desenvolve-se ao longo de 11 km, entre Coimbra e Santo Varão, englobando a ribeira de Cernache no seu trecho final (DGRN, 1988).

A influência da maré, em termos de elevação da superfície livre, faz-se sentir até à ponte de Formoselha, local onde foi construído um açude que impede a propagação da maré para montante (Figura 4.5) (DGRN, 1988).



Figura 4.5 – Açude de Formoselha: limite, a montante, da influência da maré

Geologia e Hidrogeologia

A bacia hidrográfica do rio Mondego desenvolve-se, praticamente em toda a extensão, pela Zona Centro-Ibérica do Soco Hercínico, desde a Serra da Estrela até perto do meridiano de Coimbra, e em terrenos da Orla Mesocenozóica Ocidental até ao Oceano Atlântico.

Os afloramentos mesozóicos abrangem o sector de Figueira da Foz, que engloba duas bacias constituídas por terrenos cretácicos e terciários, separadas por estrutura anticlinal complexa de origem diapírica, formada por terrenos jurássicos, com orientação NW-SE.

A hidrogeologia da Orla Mesocenozóica compreende um domínio com grande espessura de sedimentos, com geomorfologia suave, com colinas calcárias e vales amplos, pouco profundos e com aluvioamento significativo. É também um domínio de grande variabilidade litológica, textural e estrutural. Dominam os carbonatos, os arenitos e os argilitos e, na cobertura quaternária, os materiais arenosos desagregados que propiciam fácil infiltração da água das chuvas (Figura 4.6, adaptada do PBHM).

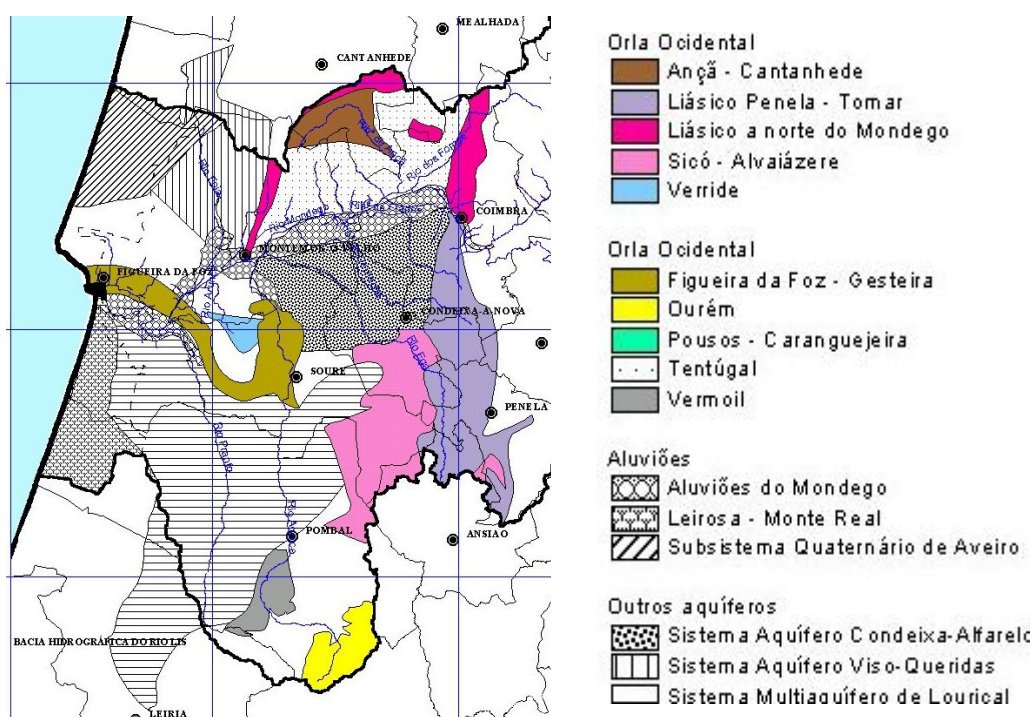


Figura 4.6 – Hidrogeologia da região do Baixo Mondego

No que se refere à circulação da água subterrânea, individualizam-se dois tipos de sistemas aquíferos: os cársicos e os porosos. Nos primeiros, suportados por calcários e dolomitos e com circulação em grande escala, desenvolvem-se estruturas cársicas devido à dissolução dos carbonatos provocada pela água percolada no aquífero. Os sistemas aquíferos porosos são multicamada, constituídos por areias de granulometria extensa, e suportados pelas formações detríticas mesozóicas, algumas das quais terciárias.

Estas diferenças permitem distinguir dois sistemas de aquíferos na bacia hidrográfica: o Sistema Multiaquífero Cretácico do Mondego, marginando os campos aluvionares do Baixo Mondego, que é limitado a norte pelo Subsistema Aquífero Calco-dolomítico do Sicó e se estende para oeste de Coimbra até à estrutura anticlinal de Buarcos-Verride; e o Sistema Aquífero Aluvionar do Mondego, que se desenvolve ao longo do curso do rio Mondego, desde a região de Penacova até à sua foz.

Climatologia

A precipitação anual na bacia hidrográfica (em ano médio) varia entre 641 mm e 1836 mm, apresentando um valor médio anual (ponderado) de 1136 mm (Figura 4.7, adaptada do PHBM).

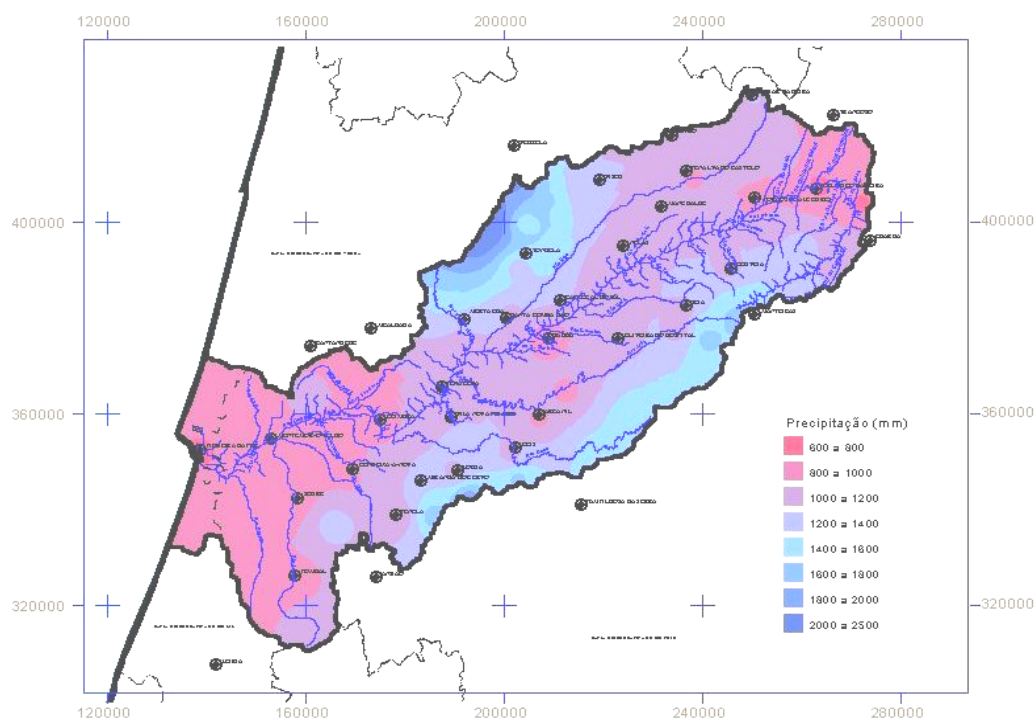


Figura 4.7 – Bacia hidrográfica do rio Mondego: precipitação média anual

Considerando a distribuição da precipitação ao longo do ano hidrológico, verifica-se que, em ano médio, a precipitação mensal ponderada varia entre 14 mm em Julho e 159 mm em Dezembro e que a precipitação no semestre húmido (de Outubro a Março) corresponde a cerca de 73% do valor total anual (Figura 4.8).

A insolação média anual aproxima-se das 2430 horas, com valores médios entre 1688, na Lagoa Comprida (serra da Estrela) e 2674 horas, em Coimbra.

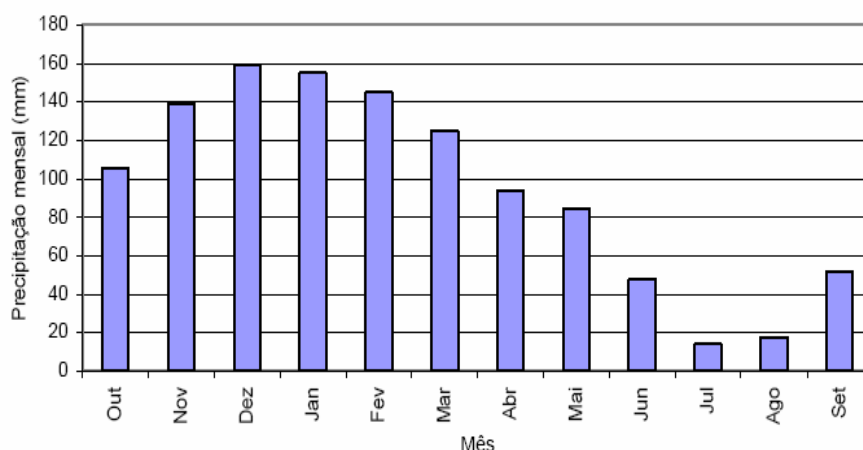


Figura 4.8 – Distribuição mensal da precipitação na bacia (ano hidrológico médio)

A temperatura diminui do litoral para o interior, excepto na zona de Coimbra, verificando-se que as isotérmicas acompanham as curvas de nível, apresentando uma distribuição espacial condicionada também por factores locais como a exposição solar e a proximidade do oceano. A temperatura média anual varia entre os 8°C e os 16°C, com valor médio mensal a variar entre os 6°C e os 20°C.

A evapotranspiração potencial anual varia entre 650 e 750 mm (DGRAH, 1986), com um valor médio anual, para toda bacia hidrográfica, de 733 mm.

De acordo com a classificação de Thornthwaite e com base nos valores do índice hídrico (I_h), que conjuga os índices de aridez e de humidade (relacionados com a precipitação, temperatura e evapotranspiração), esta bacia apresenta um tipo climático com características mediterrânicas e influência oceânica, variando entre um clima super-húmido ($I_h > 100\%$), nas serras da Estrela e do Caramulo, e pouco húmido ($20\% < I_h < 40\%$), na região de Coimbra (DGRAH, 1986).

Unidades hidrológicas de planeamento

O PBH do rio Mondego considera, no âmbito da sua caracterização biofísica, dez Unidades Hidrológicas Homogéneas (UHH) (Figura 4.9) de acordo com os diferentes tipos de morfologia, clima, regime hidrológico e ocupação do solo, inseridas em três grandes unidades hidromorfológicas: Alto Mondego, Médio Mondego e Baixo Mondego, com as seguintes delimitações:

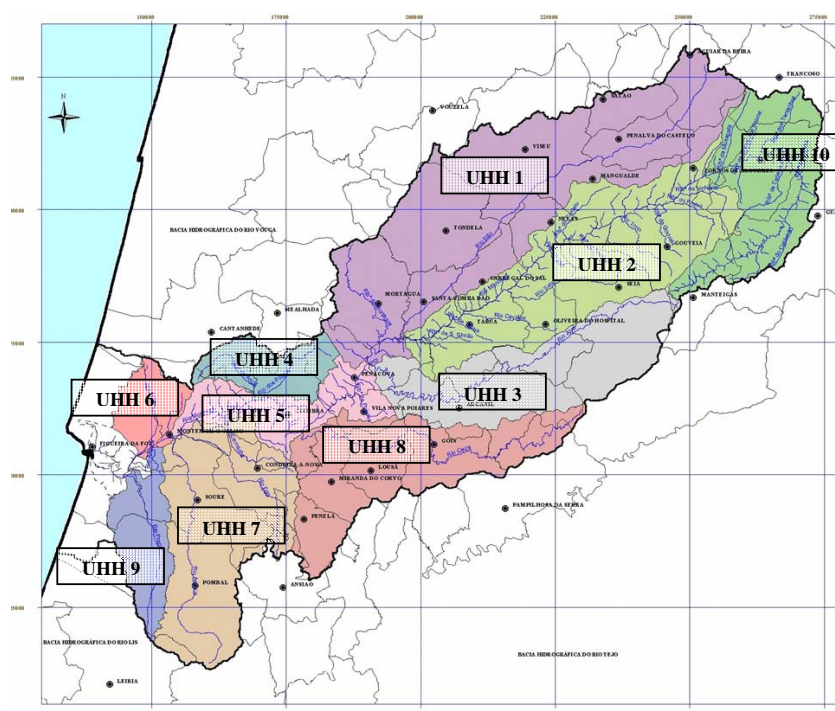


Figura 4.9 – Unidades Hidrológicas Homogéneas do PBHM do rio Mondego

- Alto Mondego (AM) – corresponde à área da bacia inserida no maciço da Serra da Estrela na qual o rio corre ao longo de vales glaciares agrupando as bacias hidrográficas dos rios Dão e Mortágua e do rio Alva e ainda um troço do rio Mondego definido entre as barragens da Agueira e da Raiva. Integra as seguintes unidades hidrológicas: Dão e Mortágua (UHH 1); Cabeceiras do Mondego (UHH 2); Alva (UHH 3); e Ribeiras da Vertente NW da Serra da Estrela (UHH 10);

- Médio Mondego (MM) – corresponde à área da bacia que se localiza entre as faldas da Serra da Estrela e Coimbra onde o rio corre entre vales encaixados que se vão suavizando e a ele afluem os rios Dão e Alva. Integra as seguintes unidades hidrológicas: Ançã (UHH 4); sub-bacia entre Coimbra e Aguieira (UHH 5); e Ceira (UHH 8);
- Baixo Mondego (BM) – corresponde ao troço final a jusante de Coimbra, mais plano, de vales abertos e de planícies, que culmina na zona estuarina objecto de estudo nesta tese, onde afluem os rios Arunca, Pranto e Foja. Integra as seguintes unidades: Foja (UHH 6); Arunca e Ega (UHH 7); e Pranto (UHH 9).

4.2.2 BALANÇO HÍDRICO

Na zona final do rio Mondego, entre a barragem da Aguieira e a foz, estão em funcionamento as estações hidrométricas de Ponte Penacova, Ponte Coimbra e Porto de Vila Pouca. No entanto, estas estações hidrométricas registam um regime hidrológico modificado pelas barragens da Aguieira, Raiva e pelo açude de Coimbra.

Nos principais afluentes da margem esquerda do Mondego, Arunca, Ceira e Alva, estão instaladas várias estações hidrométricas, que representam com alguma margem de segurança o regime hidrológico destes rios, mas não existe nenhuma monitorização dos caudais do rio Pranto. A análise estatística regional da relação entre a precipitação (P) e o escoamento (E), subdividindo a bacia em três zonas – rio Mondego, afluentes da margem direita e afluentes da margem esquerda – conduziu aos seguintes resultados (PBHM, 2001):

- rio Mondego: $E \text{ (mm)} = 0,925 P \text{ (mm)}$ ($r = 0,881$);
- afluentes da margem esquerda: $E \text{ (mm)} = 0,841 P \text{ (mm)}$ ($r = 0,847$);
- afluentes da margem direita: $E \text{ (mm)} = 0,769 P \text{ (mm)}$ ($r = 0,928$).

A afluência média anual na bacia do rio Mondego, gerada para o período de 1941/42 a 1990/91, é de 3266 hm³, à qual corresponde um escoamento médio anual de cerca de 492 mm/ano. A sua distribuição ao longo do ano hidrológico (Figura 4.10) indica que cerca de 80% das afluências anuais se concentram no semestre de Novembro a Abril, registando-se um valor médio no mês mais seco de apenas 24 hm³. A distribuição mensal adimensional é semelhante em toda a bacia hidrográfica (PBHM, 2001).

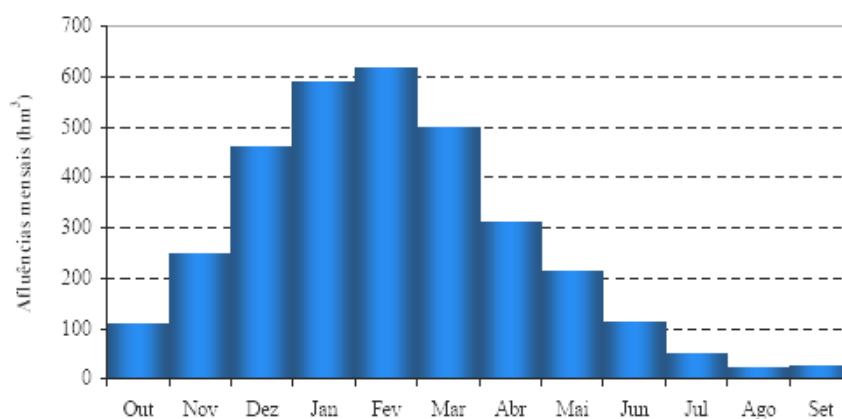


Figura 4.10 – Distribuição mensal das afluências médias ao estuário do rio Mondego

Verifica-se que o concelho com necessidades de água mais elevadas é Figueira da Foz, correspondendo a cerca de 17% das necessidades totais na área do Plano, devido às necessidades da indústria da pasta de papel. Seguem-se os concelhos de Coimbra e Soure com 13% cada.

Relativamente ao tipo de utilizadores, verifica-se que a agricultura é o principal consumidor, com mais de 80% (466 hm³) dos consumos totais. A indústria e o uso doméstico apresentam necessidades equivalentes com cerca de 9% (53 hm³) e 8% (43 hm³), respectivamente. A pecuária apresenta valores muito baixos, não chegando a 1% do consumo total.

4.2.3 QUALIDADE DA ÁGUA

No PBH do rio Mondego foi efectuada uma avaliação das cargas poluentes provenientes de fontes pontuais classificadas em três grandes grupos: domésticas, industriais e pecuária. As cargas estimadas foram espacialmente associadas às sedes de freguesia e a todas as fontes inventariadas foi atribuída uma carga poluente em termos de CBO₅, CQO, SST, azoto total e fósforo total

A Figura 4.11 sintetiza a estimativa da carga total, incluindo a poluição difusa) gerada na bacia do rio Mondego em termos de CBO₅, CQO, SST, azoto e fósforo, correspondendo a valores totais que devem ser sujeitos a tratamento em ETAR antes de ser descarregados na rede hidrográfica (PBHM, 2001).

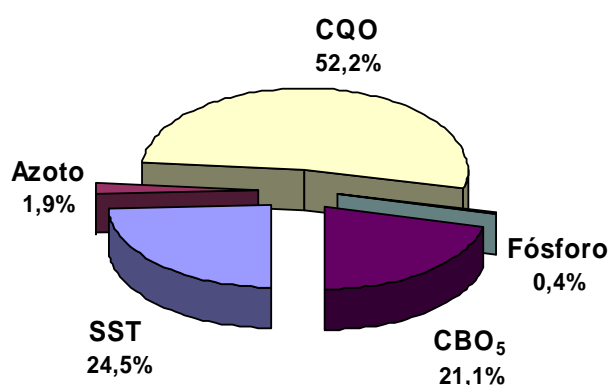


Figura 4.11 – Carga poluente total potencialmente gerada na bacia do rio Mondego

A carga potencialmente gerada, de origem doméstica, foi estimada a partir da população e das seguintes capitações específicas: 60 gCBO₅/hab./dia; 135 g CQO/hab./dia; 90 g SST/hab./dia; 8 g N/hab./dia; e 1,5g P/hab./dia.

A avaliação da poluição difusa afluente aos cursos de água baseou-se na consideração de cargas poluentes mínimas e máximas, por unidade de área, variando em função do uso do solo, de acordo com os valores referidos na bibliografia da especialidade (Chapra, 1997).

A densidade fitoplanctónica nas albufeiras é geralmente menor no Outono do que na Primavera, excepto nas de Raiva e Caldeirão. No Outono, as cianobactérias são o grupo dominante na Aguieira (Tábua e Santa Comba Dão), Fagilde e Caldeirão.

As diatomáceas dominam a comunidade algal nas albufeiras de Coimbra e da Aguieira. Na Primavera, as cianobactérias foram o grupo dominante em Fronhas, Fagilde e Caldeirão, enquanto que nas outras albufeiras se verificou uma dominância repartida entre diatomáceas, clorófitas, dinófitas e cianobactérias. As cianobactérias, organismos dominantes em estados hipertróficos, apresentaram percentagens entre 0% e 93,8% no Outono de 1998 e entre 1% e 98,4% na Primavera 1999.

Relativamente ao zooplâncton salienta-se a albufeira de Fronhas, na qual ocorreu um pico de zooplâncton em Maio de 1999, dominado essencialmente por rotíferos. De uma forma geral as comunidades têm concentrações mais elevadas no Outono essencialmente devido ao crescimento de protozoários, por apresentarem menor biomassa individual e maiores taxas de reprodução.

A conservação dos sistemas fluviais exige a manutenção de um regime de caudais na rede hidrográfica, suficientemente aproximado do regime hidrológico natural, para ser compatível com a manutenção da morfologia fluvial, as exigências de qualidade da água e a protecção da flora e da fauna. Impõe-se, por isso, a definição de regimes de caudais ecológicos que permitam assegurar a conservação e manutenção dos ecossistemas aquáticos naturais, a conservação e manutenção dos ecossistemas ripícolas e preservação do património paisagístico ou outros de interesse científico. A definição desses caudais requer um conhecimento aprofundado das exigências de água de cada espécie e comunidade biológica, assim como a sua relação com os diversos usos da água ao longo da bacia, não sido estimados através dos estudos efectuados no âmbito do PBHM.

4.2.4 CARACTERÍSTICAS DISPERSIVAS

O estudo da dispersão de descargas poluentes em sistemas fluviais assume particular relevância na gestão integrada da água numa bacia hidrográfica, tendo em consideração os usos aí existentes.

No caso do rio Mondego, foi efectuado um estudo que teve como objectivo a determinação das condições de escoamento e dispersão num trecho do rio Mondego, entre Caldas da Felgueira e a albufeira da barragem, com cerca de 24 km, localizado no médio Mondego.

O interesse desse estudo era o de avaliar o impacto da escorrência de águas provenientes das minas de urânio da Urgeiriça para a ribeira das Caldas (ou da Pantanha), na qualidade da água do rio Mondego, nomeadamente na captação de água para abastecimento a Carregal do Sal, situada em Seara, cerca de 13 km a jusante da ponte de Nelas, situada em Caldas da Felgueira.

Atendendo à influência das condições hidrodinâmicas nas características dispersivas do meio hídrico, foram realizadas três campanhas de amostragem, entre 1989 e 1990, correspondentes a diferentes regimes de escoamento associados a caudais de cheia, de estiagem e frequentes.

O corante utilizado como marcador foi a rodamina *WT* recomendada, nestes casos, pelas suas características: não tóxico, não reactiva, solúvel e detectável em concentrações muito baixas.

Mais tarde, os resultados destas campanhas serviram de base à calibração e validação de modelos matemáticos unidimensionais, aplicados a este trecho fluvial do rio Mondego, baseados no método das diferenças finitas, mas com diferentes técnicas numéricas de discretização da equação de transporte (Duarte *et al.*, 2000).

Na monitorização efectuada foram definidas sete estações de amostragem, sendo o local de injeção de corante na ponte das Caldas da Felgueira, onde se localiza o único posto hidrométrico existente no trecho estudado. Mais a jusante, na barragem da Aguieira, existe outro posto hidrométrico, que registou as cotas da água na albufeira durante as campanhas.

O conhecimento dos parâmetros capazes de traduzir as características de transporte e dispersão de poluentes num dado trecho fluvial é indispensável para a previsão da evolução das respectivas concentrações a jusante.

O tempo de percurso médio e o coeficiente de dispersão longitudinal entre pontos de amostragem foram determinados através das curvas de resposta à injeção de um corante em secções pré-definidas (Hubbard *et al.*, 1982), em que as condições de mistura fossem favoráveis a uma rápida homogeneização das concentrações nas secções transversais.

Na Tabela 4.1 encontra-se uma síntese da informação referente às várias injeções de rodamina efectuadas no decurso das três campanhas de amostragem executadas no âmbito desse estudo.

Tabela 4.1 – Síntese da informação referente às injeções de rodamina *WT*

Injeção	Data	Hora	Local	Caudal (m ³ /s)	Massa Rodamina (g)
1	89-12-09	8:20	Estação 0	140	100
2	89-12-09	15:40	Estação 3	144	200
3	89-12-10	8:00	Estação 0	100	200
4	89-12-10	8:30	Estação 5	110	400
1	90-06-15	7:32	Estação 0	0.74	400
2	90-06-15	8:30	Estação 3	0.74	200
1	90-11-09	7:40	Estação 0	40	400
2	89-11-10	8:00	Estação 3	29	400

Na Figura 4.12 apresenta-se uma sequência fotográfica com a evolução da dispersão da nuvem de rodamina, logo após a sua injeção na Ponte de Nelas (origem do trecho), referente à campanha de Novembro de 1990.

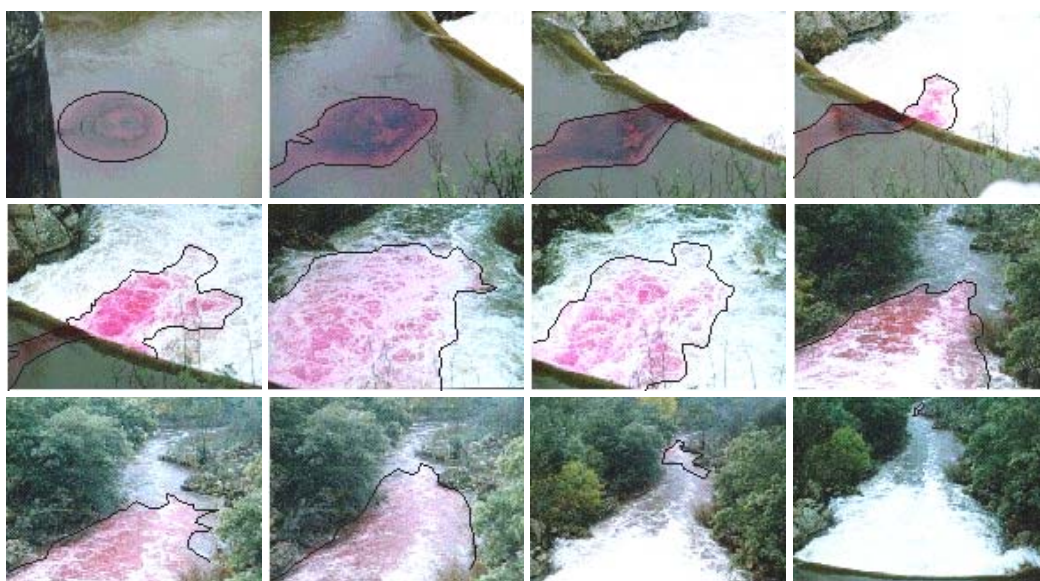


Figura 4.12 – Evolução da dispersão da nuvem de rodamina (local de injeção)

O regime hidrodinâmico deste trecho do rio Mondego é influenciado quer pela cota da água na albufeira da Aguieira, quer pelas cotas de coroamento das catorze estruturas de retenção (açudes) consideradas neste estudo, tendo resultado o perfil longitudinal que se apresenta na Figura 4.13.

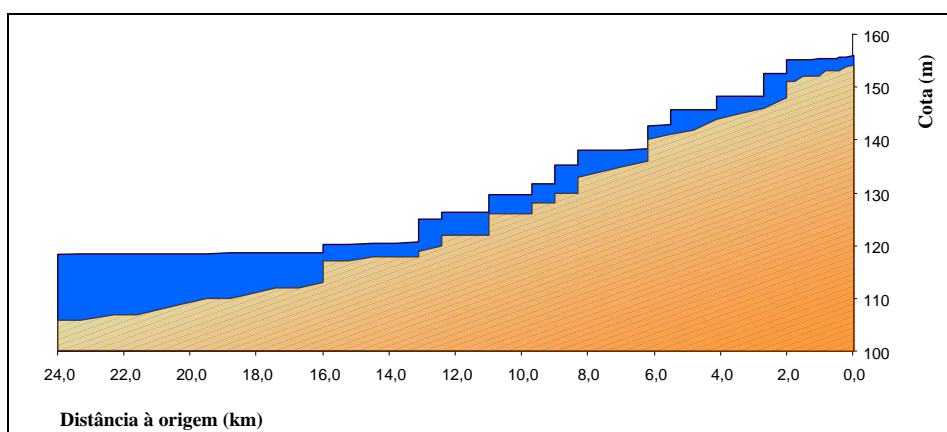


Figura 4.13 – Perfil longitudinal do trecho fluvial *Caldas da Felgueira – Aguieira*

Os valores médios do caudal e a massa de rodamina *WT* injectada (quase instantaneamente) constituíram as condições de fronteira de montante dos modelos. Sendo o escoamento neste trecho fluvial condicionado pela cota da

água na albufeira da barragem da Aguieira, o seu valor foi considerado como condição fronteira de jusante.

Dado que o escoamento é controlado pelo conjunto das várias estruturas de retenção existentes, as leis de vazão adoptadas influenciam significativamente o regime hidráulico (Vieira *et al.*, 1997).

A massa de corante que atravessa cada uma das secções de amostragem permite avaliar a importância relativa dos processos físicos e bioquímicos que ocorrem ao longo do trecho, através da quantificação das perdas por precipitação, adsorção, retenção e assimilação.

Os valores da concentração de rodamina *WT* obtidos nas amostras recolhidas nas várias estações de amostragem, para a campanha de Novembro de 1990, estão representados graficamente na Figuras 4.14.

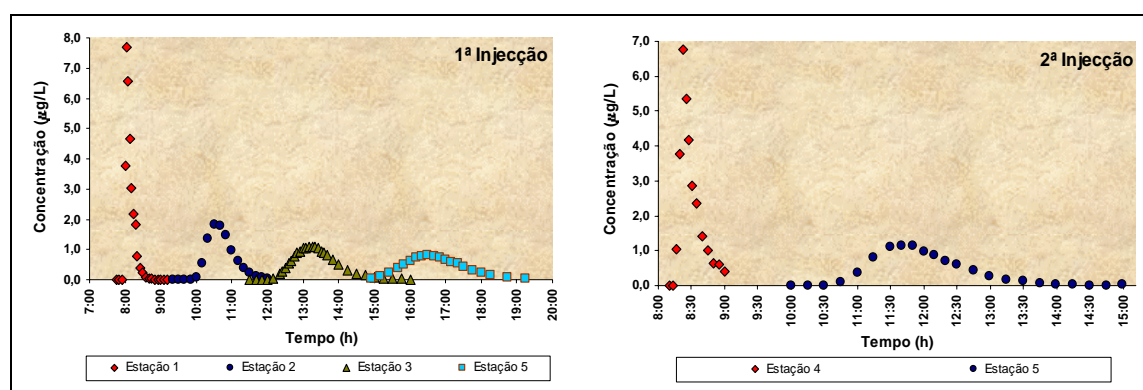


Figura 4.14 – Resultados experimentais da dispersão longitudinal da rodamina

A partir destas curvas foi possível determinar alguns parâmetros fundamentais na avaliação das características dispersivas do sistema fluvial em estudo, através da modelação unidimensional do processo de transporte de massa (programa *ADZ model* e *Duflow*), considerando, na sua calibração (Figura 4.15) e validação (Figura 4.16), os dados obtidos em duas campanhas de amostragem distintas.

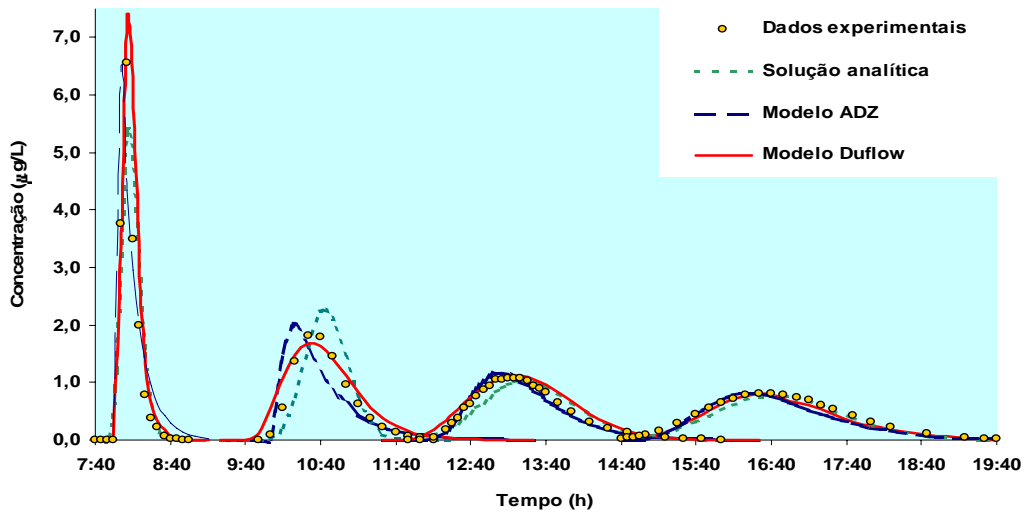


Figura 4.15 – Calibração do modelo de transporte de massa

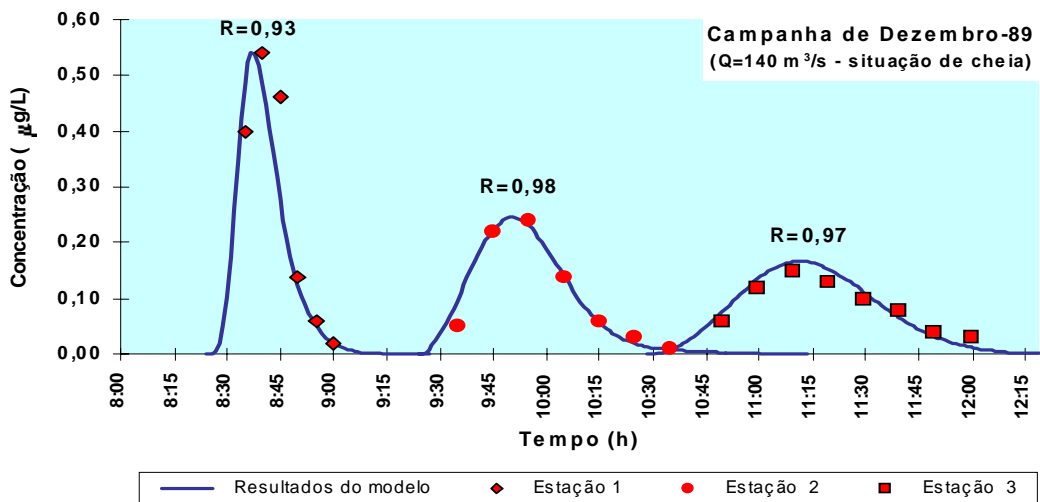


Figura 4.16 – Validação do modelo de transporte de massa

Os valores experimentais dos coeficientes de dispersão longitudinal e das velocidades médias foram calculados, analiticamente, com base nas *curvas-resposta* (concentração/tempo) obtidas entre estações consecutivas, seguindo a metodologia indicada por Chapra (1997). Na Tabela 4.2 apresenta uma síntese dos resultados obtidos, bem como os coeficientes de dispersão longitudinal calculados analiticamente e os adotados na calibração dos modelos aplicados.

Tabela 4.2 – Síntese resultados. Coeficientes de dispersão

TRECHO	VELOCIDADE MÉDIA (ms ⁻¹)			TEMPO DE PERCURSO (h)			COEFICIENTE DE DISPERSÃO (m ² s ⁻¹)			MASSA ÚTIL (%)
	EXPER.	ADZ	DUFLOW	EXPER.	ADZ	DUFLOW	EXPER.	ADZ	DUFLOW	
E1 – E2	0.526	0.548	Var.	2:37	2:31	2:35	14	43	10	57
E2 – E3	0.497	0.502	Var.	2:41	2:39	2:41	51	25	45	56
E3 – E5	0.473	0.473	Var.	3:21	3:28	3:19	37	36	35	55
E1 – E3	0.511	0.524	Var.	5:18	5:10	5:16	34	33	-	-
E1 – E5	0.497	0.504	Var.	8:38	8:38	8:35	35	35	-	-
E1 – E2	1.105	1.114	Var.	1:14	1:14	1:14	52	59	40	62
E2 – E3	0.949	0.954	Var.	1:24	1:24	1:24	61	61	70	62
E1 – E3	1.023	1.030	Var.	2:38	2:38	2:38	58	61	-	-

As características de dispersão de um rio podem ser avaliadas (Hubbard *et al.*, 1982) de um modo prático através da diminuição da concentração do pico em função do deslocamento da nuvem de corante e do respectivo tempo de passagem numa determinada secção a jusante da injeção. Verifica-se que, após a mistura inicial do corante com a água do rio, a concentração do pico (C_p), dividida pela massa rodamina injectada, varia na razão inversa e de forma exponencial com o tempo de percurso, sendo o expoente uma constante cujo grandeza depende das características dispersivas desse trecho (Figura 4.17).

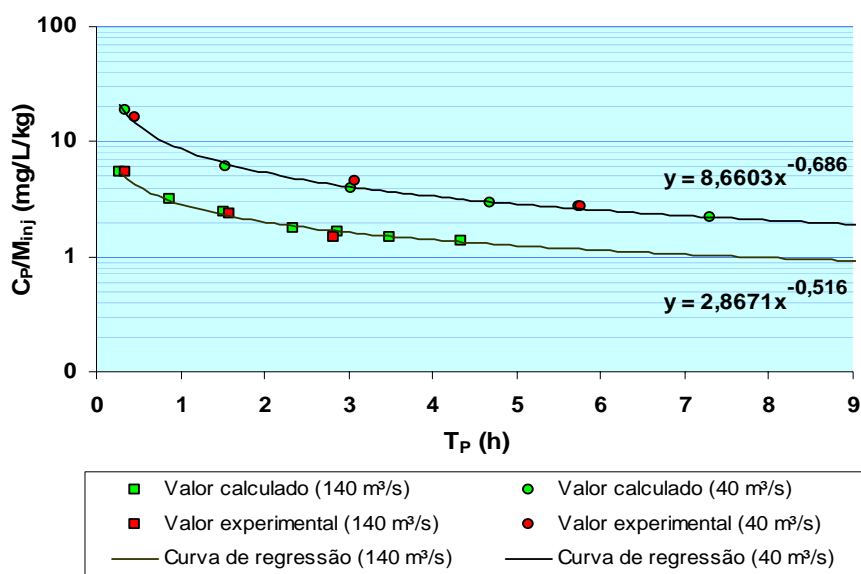


Figura 4.17 – Variação longitudinal das concentrações máximas de corante

Os valores deste expoente obtidos com base nos resultados do modelo (0,52 e 0,69) situam-se na gama de valores indicados em estudos semelhantes (Nordin e Sabol, 1974).

No caso de substâncias não conservativas as concentrações dos picos serão inferiores às que se podem obter a partir das curvas de regressão estabelecidas para as duas situações de caudal analisadas. Ou seja, as previsões de concentração efectuadas com base neste estudo correspondem ao cenário mais gravoso em termos de qualidade da água.

Da análise comparativa entre os resultados dos modelos e os calculados a partir dos valores observados nas campanhas (Tabela 4.2), verifica-se uma ligeira variação nos coeficientes de dispersão longitudinal, pelo que se procedeu a uma análise de sensibilidade do modelo a este parâmetro.

Constatou-se que variações da ordem de grandeza das diferenças observadas, não originam alterações significativas nos valores da concentração e dos respectivos tempos de passagem. Assim, pode-se estabelecer para este trecho coeficientes de dispersão longitudinal médios de 35 e 60 m²/s para gamas de caudais de 40 e 140 m³/s, respectivamente.

Relativamente à zona estuarina não existem quaisquer dados sobre o seu comportamento dispersivo, pelo que será interessante em trabalhos futuros proceder a estudos desta natureza no sentido de aumentar a fiabilidade dos modelos de qualidade da água aplicados ao estuário.

4.3 O ESTUÁRIO DO RIO MONDEGO

4.3.1 DESCRIÇÃO GERAL

O estuário do Mondego está sujeito a grandes pressões ambientais devidas a actividades humanas diferenciadas, tais como a portuária (porto comercial da Figueira da Foz), a industrial (alimentar e celulose), a aquicultura, a exploração de salinas e a agricultura (com destaque para a orizicultura). Esta origina uma entrada significativa e não controlada de nutrientes e pesticidas nas águas estuarinas, por lixiviação dos terrenos agrícolas do vale do Baixo Mondego. Tal situação é ainda agravada com o lançamento de esgotos urbanos e industriais, alguns dos quais, sem um tratamento adequado.

A zona estuarina propriamente dita (isto é, sujeita a intrusão salina) localiza-se no concelho da Figueira da Foz, apresenta uma área de aproximadamente 1200 ha com um elevado interesse ecológico, devido à sua biodiversidade. Nessa área, situa-se a bifurcação dos seus braços – o norte e o sul, separados pela ilha da Murraceira – a cerca de 7,4 km da foz, que vão confluir 1,3 km a montante da embocadura do estuário (Figura 4.18).



Figura 4.18 – Vista aérea dos braços do estuário do rio Mondego

Estes dois braços apresentam características hidrográficas muito diferentes e uma geomorfologia em permanente mutação, devida à acção contínua da maré complementada, sazonalmente, com os elevados caudais de cheia. O braço norte é mais profundo que o sul (4 a 8 metros *versus* 2 a 3 m, em preia-mar) e recebe o caudal fluvial do rio Mondego, que é controlado pela Açude-Ponte de Coimbra e pelas afluições dos rios Ega, Arunca e Foja.

Face ao progressivo assoreamento que foi ocorrendo na zona de montante do braço sul (Figura 4.19), o escoamento fluvial que aí aflui provém, quase exclusivamente, do rio Pranto.



Figura 4.19 – Assoreamento no trecho montante do braço sul do estuário do Mondego

A descarga dos caudais do rio Pranto é controlada por estruturas de retenção, dotadas de comportas, localizadas em duas secções distintas: uma, no lugar do Alvo, situada cerca de 3,3 km a montante da confluência do rio Pranto com o braço sul do estuário; e outra, no lugar de Maria da Mata, que permite efectuar essa descarga (lateralmente) na margem esquerda do rio Mondego, 2,5 km a montante da bifurcação dos dois braços (Figura 4.20). Este controlo de caudais visa assegurar a retenção dos volumes de água necessários à orizicultura e impedir a intrusão de água salina nos terrenos agrícolas durante a preia-mar.

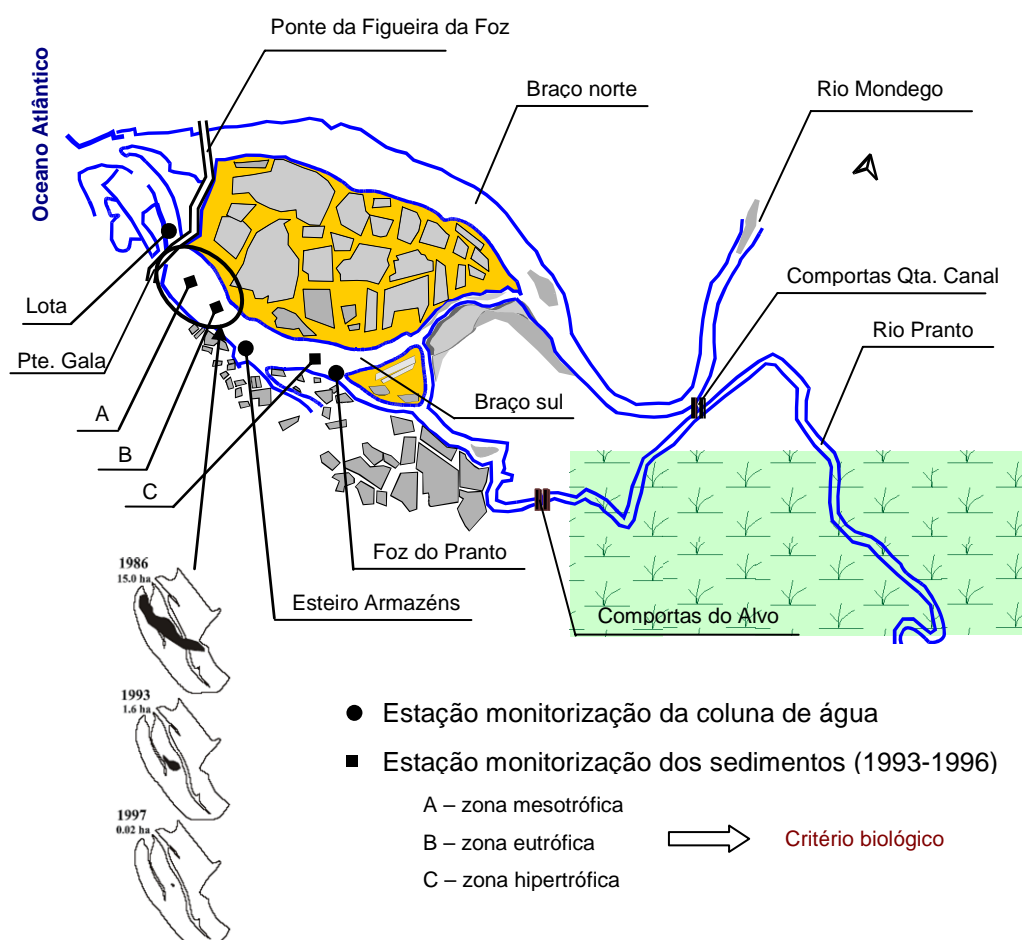


Figura 4.20 – Localização das estações de amostragem no braço sul do estuário

Na Figura 4.20 indicam-se os locais de amostragem seleccionados nas campanhas que se vêm realizando no braço sul do estuário desde 1993, quer para monitorização da qualidade na coluna de água – Lota (LT), esteiro dos Armazéns (EA) e foz do rio Pranto (FP), quer nos sedimentos, nas zonas onde se identificou o gradiente de eutrofização – A, B e C, relacionado com a progressiva diminuição das áreas com *Zostera noltii* nas últimas décadas (Neto, 2004). Este processo coincidiu com o assoreamento verificado na extremidade montante do braço sul, facto que parece evidenciar o efeito decisivo das alterações hidrodinâmicas na intensificação das consequências da eutrofização.

4.3.2 BATIMETRIA

A batimetria do braço norte junto à embocadura do estuário é variável face à frequência da execução de dragagens no canal de navegação que serve a área dos portos comercial e de pesca. As cotas do leito desse canal são mantidas entre os 6 e os 8 m abaixo do zero hidrográfico, através da realização periódica de dragagens, conferindo-lhe o carácter dinâmico de qualquer leito móvel.

Para montante da ponte da Figueira o braço norte adquire uma batimetria mais ou menos homogénea em cada secção transversal, existindo um canal de circulação mais profundo na zona central e algumas zonas de sapal junto às margens (que surgem mesmo para caudais de cheia do rio Mondego) até à sua bifurcação com o braço sul, junto à zona dos Cinco Irmãos.

A batimetria do braço sul apresenta extensas áreas intermareais (sapais) emergindo extensos bancos de areia na sua zona central durante a baixa-mar (correspondentes às localizações das estações A, B e C), originando a formação de canais de circulação estreitos e pouco profundos (Figura 4.21).



Figura 4.21 – Braço sul do estuário do Mondego: batimetria na foz do rio Pranto

Na Figura 4.22 apresenta-se uma imagem aérea com a justaposição da digitalização do levantamento batimétrico do braço sul, efectuada pelo autor no âmbito deste trabalho, onde se podem visualizar as áreas de escoamento preferencial durante o final da vazante e o início da enchente.



Figura 4.22 – Batimetria digitalizada do braço sul do estuário do Mondego

Infelizmente, a cartografia existente, relativa ao braço sul, e que foi disponibilizada para este estudo regista a configuração batimétrica no ano 1976, facto a considerar na análise dos resultados de qualquer modelo matemático aplicado a este sistema.

4.3.3 HIDRODINÂMICA

Os regimes hidrodinâmicos dos dois braços do estuário são completamente distintos. Enquanto que a hidrodinâmica do braço norte é influenciada pela acção conjunta do caudal fluvial e da maré, a circulação no braço sul é fundamentalmente condicionada pelo regime de marés, apresentando um comportamento muito semelhante ao de uma lagoa costeira (Marques *et al.*, 1997; Pardal, 1995).

Neste braço, a única fonte de água doce é o rio Pranto, já que só existem trocas de água na bifurcação dos braços durante a preia-mar das marés vivas, e, mesmo assim, restritas a algumas dezenas de metros cúbicos, valor insignificante se comparado com o volume médio de água no braço sul.

As diferenças resultam de um delicado balanço de forças entre as massas de água (marinha e fluvial) com características físicas, químicas e sedimentológicas diferentes (Duarte e Pena dos Reis, 1993), bem como, da morfologia, batimetria e fisiografia da parte terminal do estuário.

Os caudais de cheia do rio Mondego foram suavizados (cerca de 10 a 20%) após a construção de vários aproveitamentos hidroeléctricos a montante de Coimbra. Nas condições actuais os caudais estimados para a estação hidrométrica de Coimbra estão apresentados na Tabela 4.3 (DGRAH, 1987).

Tabela 4.3 – Caudais do rio Mondego (estimados) na estação hidrológica de Coimbra

Dias / ano	Ano médio	Ano húmido	Ano seco
10	500	700	160
50	175	360	58
100	85	240	30
200	18	40	5
Caudal médio anual	75	145	27
Caudal dominante ¹	340	440	150

¹ caudal equivalente, que permanecendo constante durante um ano, transportaria o mesmo volume de material sólido que o transportado pelos caudais que se verificam nesse período de tempo.

Na embocadura do estuário, os caudais de cheia, para períodos de retorno superiores a 50 anos, podem atingir valores superiores ao dobro dos estimados na Tabela anterior. Com base nos registos das afluências hídricas à Açude-Ponte de Coimbra entre os anos de 1990 e de 2004 (SNIRH), apresenta-se, na Figura 4.23, uma distribuição dos valores médios mensais

dos caudais descarregados por essa estrutura e os valores mensais máximos e mínimos absolutos ocorridos durante esse período.

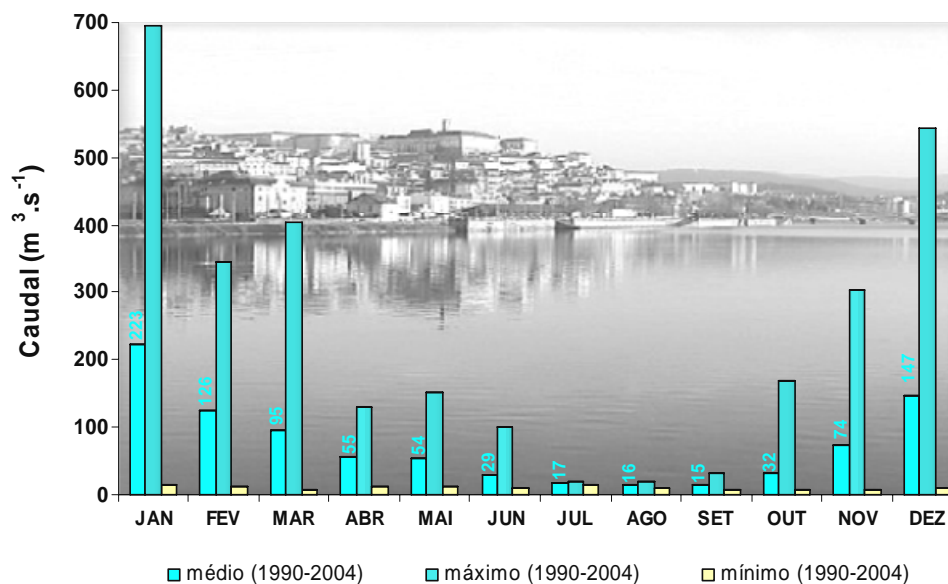


Figura 4.23 – Caudais médios mensais descarregados na Açude-Ponte de Coimbra

A curva de caudais médios classificados do rio Mondego afluentes à zona estuarina, no período campanha de amostragem de 2000-2001, está representada na Figura 4.24.

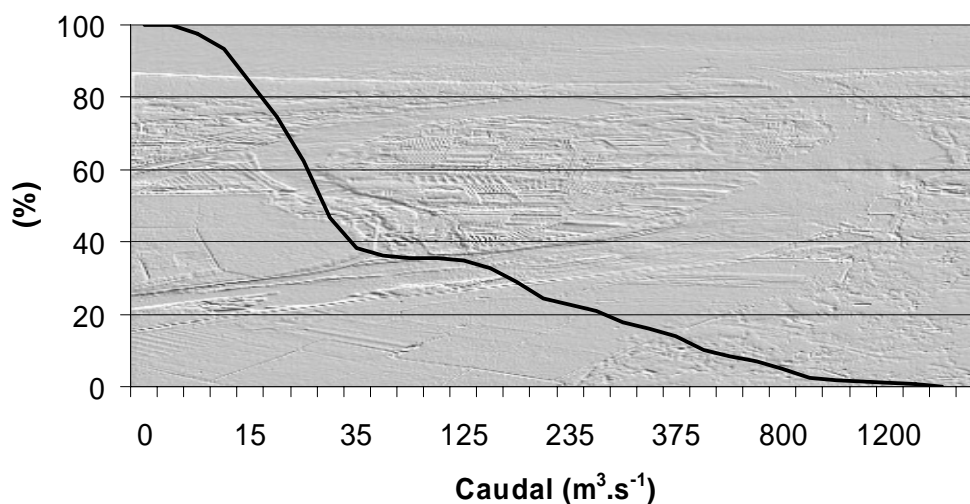


Figura 4.24 – Curva de caudais classificados do rio Mondego afluentes à zona estuarina

Na Tabela 4.4 apresentam-se os valores dos caudais estimados para os principais afluentes do rio Mondego, no trecho a jusante de Coimbra (médio anual, dominante e de cheia) (DGHRH, 1987).

Tabela 4.4 – Caudais dos afluentes do rio Mondego no trecho a jusante de Coimbra

Afluente	Caudal (m ³ .s ⁻¹) Médio anual	Dominante	Cheia (T=25anos)
Ançã	1,1	2,8	325
Foja	1,3	2,6	135
Ega	1,9	7,1	70
Arunca	4,9	15,9	895
Pranto	1,9	5,1	315

O caudal do rio Pranto que aflui ao braço sul apresenta sempre uma grande irregularidade temporal, pois a abertura das comportas, efectuada preferencialmente entre a meia-vazante e a meia-enchente, depende sobretudo da pluviosidade (mais intensa no Inverno) e das necessidades dos orizicultores do Baixo Mondego, para preparação dos campos na Primavera (Figura 4.25).

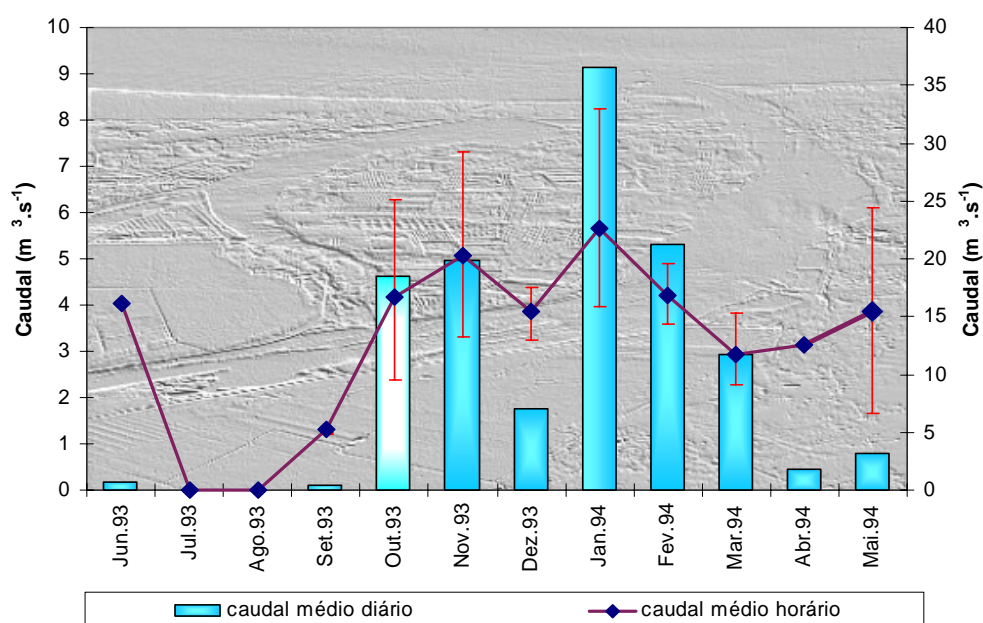


Figura 4.25 – Caudais do rio Pranto descarregados no braço sul do estuário (1993-94)

A distribuição anual do volume de água descarregado pelo rio Pranto no braço sul mostra que, em termos médios, cerca de 80% desse volume aflui ao estuário entre os meses de Dezembro e Maio.

Havendo descargas do rio Pranto, verifica-se uma mistura de águas marinha e fluvial (do rio Pranto) na zona média do braço sul. O esteiro dos Armazéns, que conflui nessa zona com o braço sul, quase não contribui com água doce, já que, em cada ciclo, a corrente de maré inunda o canal arrastando, na vazante, a descarga de um pequeno caudal de efluentes industriais.

Na Figura 4.26 apresenta-se a variação da elevação da superfície livre observada, durante as campanhas de 2000-2001, nas estações da Lota (LT) e da foz do rio Pranto (FP), ao longo de ciclos de maré viva e de maré quebrada. Para a maré viva verificou-se, na foz do Pranto: um atraso de cerca de 30 e 15 minutos na primeira e segunda metades da enchente, respectivamente; um atraso de cerca de 15 minutos a partir da primeira hora da vazante; e uma ligeira diminuição da amplitude. Para a maré quebrada houve um atraso de 15 minutos na Lota durante a primeira metade da vazante, invertendo-se esta situação na segunda metade.

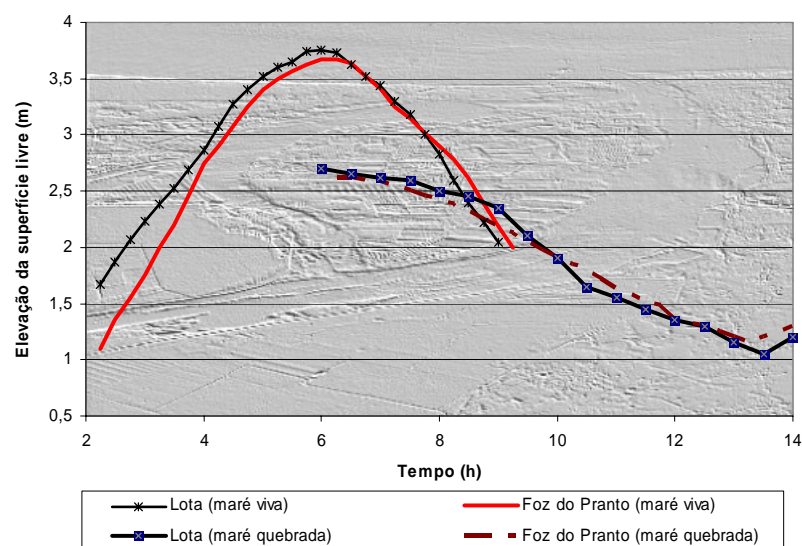


Figura 4.26 – Elevação da superfície livre no braço sul do estuário (2000-01)

A magnitude da velocidade superficial observada na estação da Lota para três ciclos de maré distintos (viva, quebrada e média) encontra-se representada na Figura 4.27, sendo de assinalar a duplicação das velocidades máximas correspondentes às situação de maré quebrada e de maré viva.

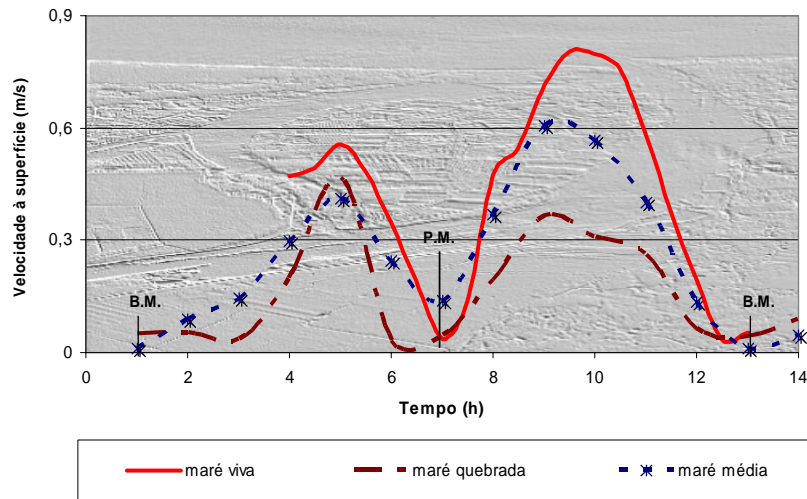


Figura 4.27 – Velocidades (módulo) na Lota para diferentes regimes de maré

Na Figura 4.28 apresenta-se os valores extremos do módulo da velocidade na Foz do rio Pranto, correspondentes a uma situação de maré quebrada sem descarga de caudal do Pranto e à descarga de caudais de cheia do rio Pranto (Janeiro de 2001) durante uma maré viva.

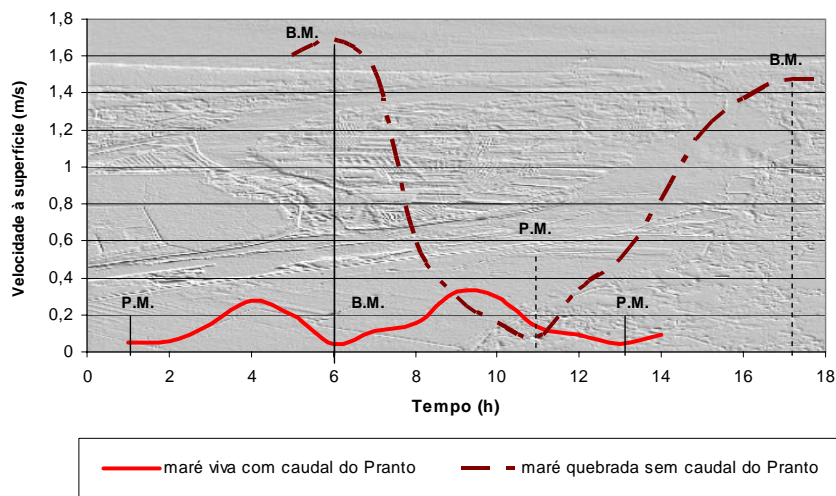


Figura 4.28 – Velocidades (módulo) na foz do rio Pranto em condições extremas (2001)

A intensidade das correntes no estuário do Mondego é geralmente suficiente para provocar a erosão da vegetação bêntica (macroalgas) e transportá-las, em suspensão, para as águas costeiras. As macroalgas flutuantes são arrastadas para velocidade da corrente entre 2 a 4 cm.s^{-1} , enquanto que as fixas podem perder cerca de 25 a 50% da sua massa (em função das espécies), quando sujeitas a velocidades superiores a 40 cm.s^{-1} . O transporte (exportação) destas massas algais pode ser relevante para o balanço de nutrientes nos sistemas estuarinos, atendendo a que a maior parte dessas algas (cerca de 90%) fica retida (por sedimentação) na zona costeira, não retornando ao sistema durante a enchente (Neto, 2004).

Devido às suas condições hidrodinâmicas, mesmo que se verifique um crescimento acentuado das comunidades macroalgais no seu interior, devido a um significativo enriquecimento em nutrientes, o estuário do rio Mondego tem uma grande capacidade de exportação desses nutrientes através do transporte de vegetação algal, a qual que incorpora uma fracção elevada da massa total de nutrientes presente nos sistemas estuarinos (Salomonsen, 1999). De acordo com os resultados da campanha de 2000-01, essa fracção atinge 42%, no caso do azoto, e 32%, no caso do fósforo (Duarte *et al.*, 2001).

Refira-se que a ordem de grandeza dos valores da velocidade média, observados nos locais de amostragem, não pode ser generalizada aos restantes trechos do braço sul, face às enormes variações das respectivas secções molhadas durante o ciclo de maré, tornando necessária uma abordagem multidimensional e dinâmica, através da modelação (física e/ou matemática), que nenhuma campanha de amostragem, por mais extensa que fosse, poderia efectuar.

No entanto, estas campanhas são imprescindíveis para se obter informação sobre o comportamento real do estuário, que é essencial e valiosa para a calibração e validação de modelos matemáticos deste complexo sistema.

4.3.4 REGIME DE MARÉS

A agitação marítima ao largo da Figueira da Foz e o regime de marés no interior do estuário foram estudados com base nos dados registados num marégrafo (M5) existente no braço sul, situado cerca de 1 km a montante da Ponte da Gala (Seabra Santos e Almeida, 1991)

Nos estudos em que se recorra a níveis médios da maré, podemos considerar os valores médios anuais das alturas e da amplitude de maré, obtidos através do recurso às Tabelas de Maré estabelecidas para o Porto da Figueira da Foz pelo Instituto Hidrográfico (Tabela 4.3).

Tabela 4.5 – Dados médios da maré no porto da Figueira da Foz

Altura máxima (m):		3,8
Altura média (m):		2,0
Altura mínima (m):		0,2
Preia-mar: (valores médios)	maré viva	3,6
	maré quebrada	2,6
Baixa-mar: (valores médios)	maré viva	0,4
	maré quebrada	1,4

A diferença de profundidade entre os dois braços determina uma propagação mais rápida da maré no braço norte, provocando aí variações diárias da salinidade mais acentuadas e menores as variações diárias da temperatura (Almeida e Seabra Santos, 1993).

Segundo Cunha e Dinis (2001), a propagação da maré faz-se sentir até cerca de 24 km para montante da embocadura (zona de Montemor-o-Velho), no caso de baixos caudais fluviais e em maré viva, e reduz-se a cerca de 16 km, no caso de caudais de cheia.

No sentido de confirmar esta situação, o autor procedeu à monitorização da elevação da superfície livre imediatamente a jusante das Pontes de Formoselha e de Pereira (4,5 km e 7,3 km a montante da Ponte de Montemor), durante uma maré viva com pequeno caudal fluvial (Figura 4.29), tendo registado uma amplitude da altura de água de 1,25 m na primeira e uma amplitude de 0,05m na segunda.

Esta constatação vem contrariar a afirmação daqueles autores e colocar algumas dúvidas em relação à execução das inclinações do talvegue do trecho fluvial a jusante, de acordo com as preconizadas no projecto de regularização do Baixo Mondego (Lencastre, 2004).



Figura 4.29 – Ponte de Formoselha: elevação da superfície livre por efeito da maré.

A salinidade observada no braço sul depende fortemente das condições ambientais, tais como a pluviosidade, a evaporação, os volumes de água doce e salgada sujeitos a mistura (rios afluentes e prisma de maré) e as correntes de maré, enquanto a temperatura depende fundamentalmente das condições atmosféricas locais, do regime hidrológico e da fisiografia da área da bacia.

O braço sul apresenta-se quase sempre bem misturado, excepto para situações de caudais de cheia no rio Pranto em que se apresenta parcialmente misturado, de acordo com o sugerido pela razão entre o caudal fluvial e o prisma de maré e os valores observados na Ponte da Gala durante a campanha de amostragem de 1993-1994.

Nas situações de caudal frequente no rio Mondego, a salinidade é alta ao longo de ciclo de maré variando entre 15 e 34‰ junto à foz do rio Pranto. Para caudais de cheia do rio Mondego elevados e persistentes (como os ocorridos em Janeiro de 2001, que atingiram valores de $1815 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), observaram-se salinidades nulas na foz do Pranto, mesmo durante a preia-mar, facto que veio confirmar a pertinência duma análise integrada do sistema estuarino de modo a avaliar o efeito do escoamento fluvial do braço norte na hidrodinâmica do braço sul (Duarte *et al.*, 2002a).

Na Figura 4.30 apresentam-se os valores médios da salinidade obtidos na campanha de 2000-2001, nas estações da Lota e da Foz do rio Pranto, bem como a respectiva variação ao longo dum ciclo de maré.

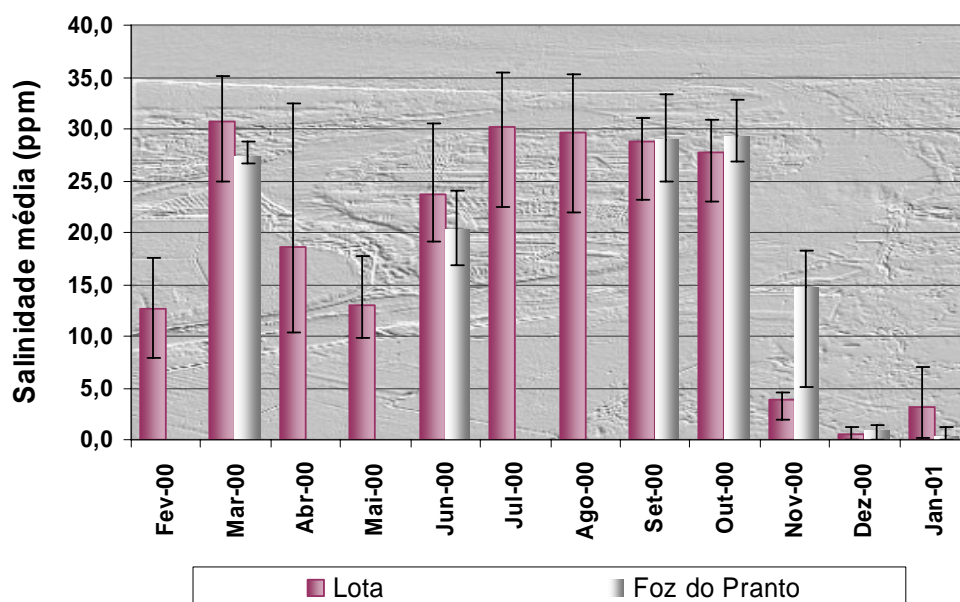


Figura 4.30 – Salinidade média no braço sul (2000-01)

4.3.5 COMPOSIÇÃO DOS SEDIMENTOS

No estuário tem-se verificado uma redução significativa dos sedimentos transportados pelo rio, devido à construção de barragens, à extracção de areias e a dragagens. Além disso, a dinâmica de sedimentos tornou-se menos intensa devido à regularização dos caudais afluentes e à diminuição do prisma de maré devido à execução de aterros nas áreas intermareais.

Na Figura 4.31 (adaptada de Cunha *et al.*, 1996) apresenta-se um mapa com a distribuição dos sedimentos no estuário em função da sua granulometria, havendo uma estreita correlação com a configuração dos canais preferenciais de escoamento que surgem durante a baixa-mar.

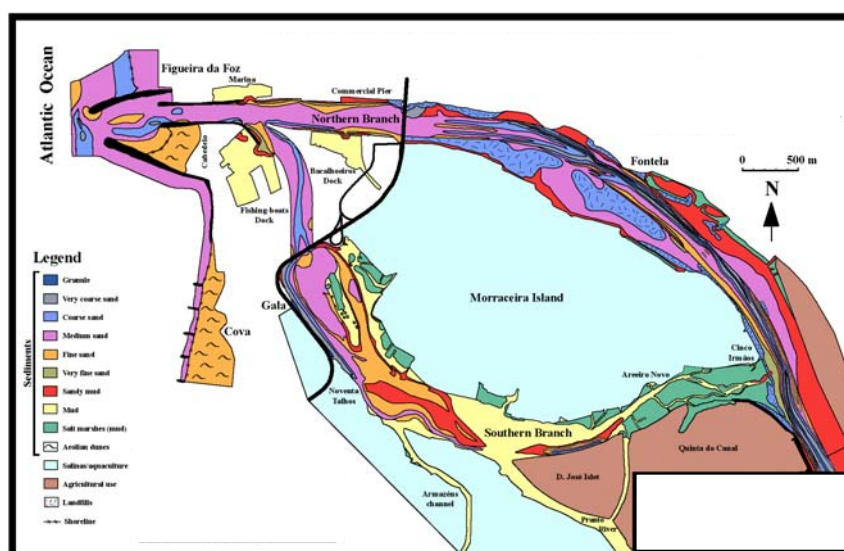


Figura 4.31 – Carta de sedimentos do estuário do rio Mondego

A manutenção das características sedimentares favorece a recuperação dos prados de macroalgas autóctones através, por exemplo, da sua transplantação, prática que tem sido efectuada, com sucesso, no braço sul do estuário, a partir de 1998 (Cardoso *et al.*, 2004). Essas características devem ser consideradas sempre que se pondere a execução de dragagens para melhoria das condições hidrodinâmicas em áreas sujeitas a assoreamento.

4.3.6 QUALIDADE DA ÁGUA NO BRAÇO SUL DO ESTUÁRIO

Durante as últimas décadas, verificou-se um acentuado processo de eutrofização do braço sul do estuário, mais intenso nas suas zonas interiores (B e C, Figura 4.20), com o conseqüente aparecimento de massas de macroalgas infestantes (*Enteromorpha sp.* e *Ulva sp.*) cobrindo uma área significativa dos sapais e o progressivo declínio dos prados de *Zostera noltii* (Pardal, 1998).

A vulnerabilidade deste sistema à eutrofização (já referida no Capítulo 2) está relacionada com o seu enriquecimento em nutrientes e com condições ambientais favoráveis, comuns em anos de menor pluviosidade, podendo originar florescências macroalgais, durante o final da Primavera e do Verão, semelhantes às ocorridas na Primavera e Verão de 1993 e no Verão de 1996.

A partir de 1998, foram aplicadas algumas das medidas de mitigação do processo de eutrofização (as de carácter hidrodinâmico foram sugeridas pelo autor com base no trabalho entretanto desenvolvido no âmbito desta tese), no sentido de reduzir as cargas de nutrientes no braço sul e de reverter situações favoráveis à permanência de nutrientes nesse sistema, tais como: efectuar (sempre que possível) as descargas do rio Pranto no braço norte do estuário e não no braço sul; melhorar as condições hidrodinâmicas no braço sul através da ampliação da comunicação entre os dois braços (na zona de bifurcação) e progressiva reabertura do canal na zona montante do braço sul (sujeita a assoreamento); e a transplantação e protecção dos prados marinhos.

As campanhas de amostragem efectuadas nos anos 2000-2001 e a recente recuperação (quantitativa e qualitativa) nas populações de alguns bio-indicadores (p. ex. *zebra mussels*) (Verdelhos *et al.*, 2005) vieram confirmar o sucesso dessas medidas na reversão do processo de eutrofização neste braço.

4.3.6.1 OBJECTIVOS E ÂMBITO DAS CAMPANHAS DE MONITORIZAÇÃO

A natureza dos parâmetros (bióticos e abióticos) seleccionados para a monitorização da qualidade da água e dos sedimentos no estuário do rio Mondego (realizada sob a coordenação do Departamento de Zoologia da Universidade de Coimbra) esteve intimamente associada aos objectivos iniciais do estudo e que motivaram a realização das campanhas de amostragem:

- obter um diagnóstico da situação face à alta produtividade do sistema;
- estimar as descargas anuais de nutrientes no braço sul do estuário e as suas distribuições ao longo do ano, de modo a perceber quais as concentrações que regulam o processo de eutrofização;
- avaliar o impacto da redução das descargas de nutrientes, essencial para a definição de soluções de gestão apropriadas.

As campanhas de amostragem de 2000-01 visaram a monitorização de indicadores de qualidade da água, em três estações do braço sul (LT, EA e FP, da Figura 4.20), ao longo de ciclos de maré com diferentes amplitudes e para valores distintos do caudal fluvial. Foram efectuadas medições *in situ* da profundidade, velocidade, salinidade, temperatura, *pH*, OD e recolhidas amostras para medição, em laboratório, das concentrações de azoto inorgânico, fósforo inorgânico, silício e *clorofila-a*. Para este efeito, a água das amostras foi imediatamente filtrada e congelada até à sua análise laboratorial. Na estação da Lota, foram colocadas redes para recolha de matéria em suspensão e vegetação flutuante e quantificação da respectiva massa exportada e importada ao longo dum ciclo de maré, resultante do hidrodinamismo do braço sul.

Apresenta-se de seguida uma síntese da análise dos resultados mais significativos das campanhas de amostragem realizadas em 1993-1994 e 2000-2001, estas efectuadas após a adopção de medidas de gestão visando a reversão dos sintomas de eutrofização verificados neste braço do estuário,

comparando, sempre que possível, os valores observados em ambas as campanhas de amostragem, de modo a realçar um comportamento que se afigure característico deste sistema estuarino.

4.3.6.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS DAS CAMPANHAS DE MONITORIZAÇÃO

Os resultados observados durante as várias campanhas de amostragem, efectuadas no braço sul do estuário durante os últimos quinze anos, estão intimamente associados às características geomorfológicas deste estuário, bem como à sua forte dependência das condições ambientais: pluviosidade, insolação, turvação, prisma de maré, cargas de nutrientes e abertura das comportas localizadas no rio Pranto.

Temperatura

Os valores de temperatura da água observados nas campanhas de amostragem de 2000-01 reflectiram, duma maneira geral, a sazonalidade das condições atmosféricas características da região onde o estuário se insere. Em termos espaciais, permitiram concluir que, durante os meses estivais (mais favoráveis às florescências algais) é na área mais interior do braço sul que se registam as temperaturas médias mais elevadas (Figura 4.32).

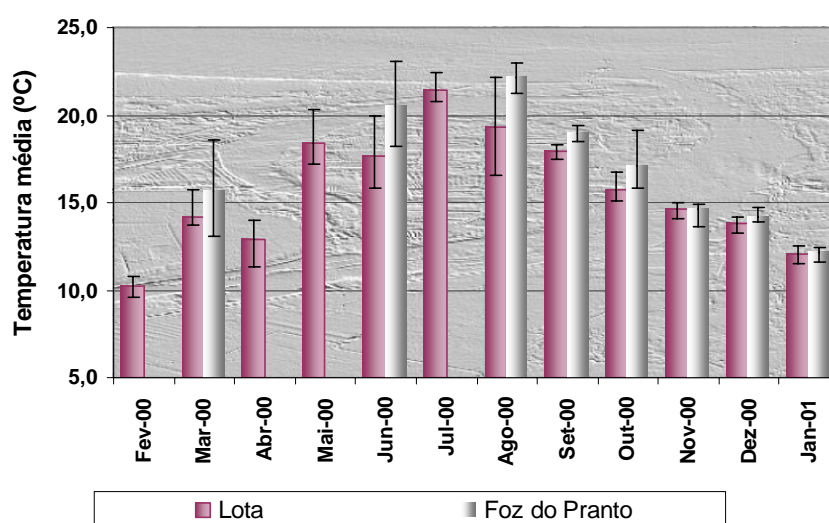


Figura 4.32 – Temperaturas médias em duas estações do braço sul (2000-01)

A variação da temperatura ao longo dum ciclo de maré é determinada pelas diferenças de temperatura (positiva ou negativa) entre as águas marinha e fluvial e não pela temperatura atmosférica, pois muitos dos valores máximos observados ocorreram em períodos nocturnos. A afirmação, geralmente aceite, de que nas áreas mais interiores se observam os valores extremos de temperatura, devido à sua menor profundidade, não deve ser encarada de forma única, porque isso nem sempre ocorreu nas campanhas realizadas durante o período de Inverno.

Oxigénio dissolvido

Os valores do oxigénio dissolvido no braço sul não apresentaram em nenhuma campanha uma nítida sazonalidade, mas pode ser realçada uma diminuição dos seus valores no Verão, após um incremento observado durante a Primavera, como também aconteceu na campanha de 2000-01 (Figura 4.33).

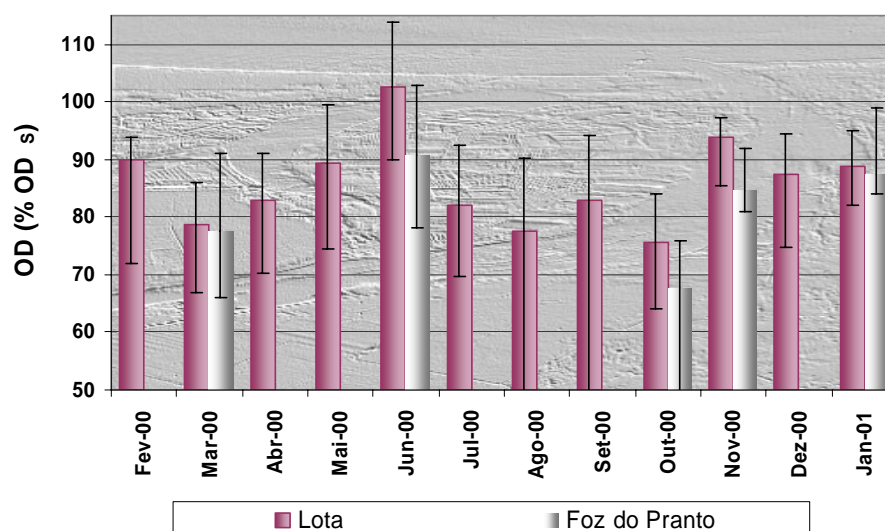


Figura 4.33 – Valores médios do OD em duas estações do braço sul (2000-01)

A variação diária não está relacionada com o ciclo de maré, mas sim com a actividade de fotossíntese, com os valores mais elevados a ocorrerem a meio e no final da tarde e os menores no período nocturno, apresentando no Verão amplitudes muito significativas.

A influência da maré parece determinar a prevalência de valores mais elevados nas secções de jusante.

A sobressaturação em oxigénio das camadas de água superficiais nas zonas mais interiores, observada no período diurno, está relacionada com a elevação da concentração de biomassa algal, que foi pouco sensível no ano 2000, mas muito acentuada na Primavera de 1993, durante a florescência macroalgal ocorrida nesse ano.

Matéria orgânica nos sedimentos

No que respeita à variação espacial do teor de matéria orgânica nos sedimentos, verificou-se, durante a monitorização de 1993-1994, que a área mais eutrofizada (C, na Figura 4.20) apresentava os menores valores. As outras duas áreas (A e B) apresentaram valores semelhantes ao longo de toda a campanha (Figura 4.34). Esta constatação já era esperada, uma vez que as duas áreas, além de muito próximas, são constituídas por sedimentos muito finos (vasosos), típicos dos prados de macrófitas.

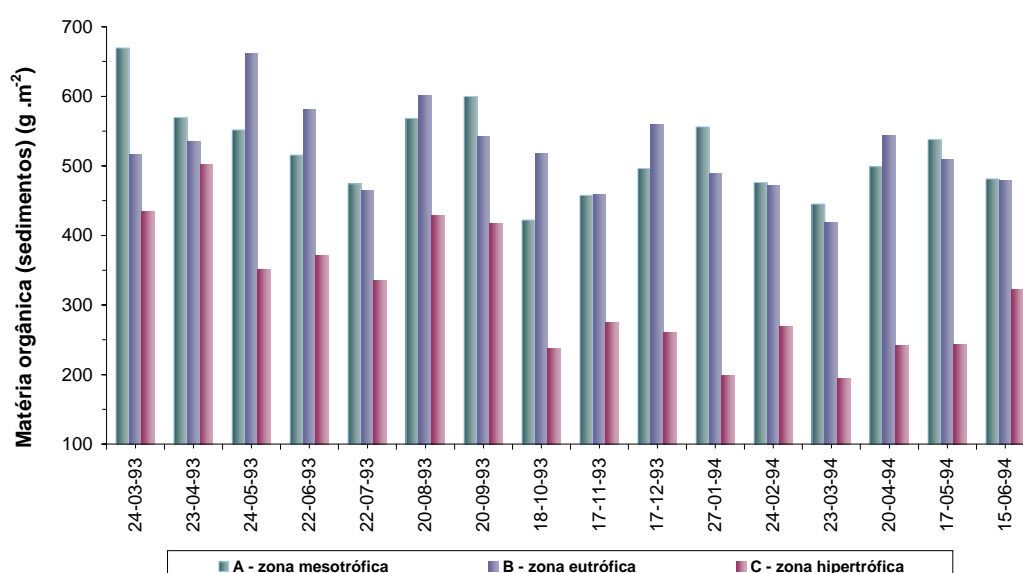


Figura 4.34 – Matéria orgânica nos sedimentos dos sapais do braço sul (1993-94)

O facto de na área eutrofizada (B) persistirem ainda características semelhantes à da zona não eutrofizada, apesar de, em 1996, já não possuir bancos de macrófitas (apenas alguns rizomas de *Zostera noltii*), foi determinante para se acreditar que a adopção de medidas de gestão apropriadas poderia reverter o progressivo declínio dessa macrófita e evitar a sua extinção neste local.

Concentração hidrogeniónica (pH)

O pH é o resultado da interacção de vários factores (bióticos e abióticos), sendo a actividade fotossintética um dos mais importantes. De acordo com os valores registados, o pH parece ser influenciado pela entrada de água doce proveniente do rio Pranto, facto que terá determinado uma variação deste indicador em estreita correlação com a dos valores da salinidade.

Azoto

O ritmo de abertura das comportas do rio Pranto influencia fortemente as concentrações de azoto e sílica no braço sul do estuário, coincidindo os seus valores mais elevados com o início dessa abertura.

Em meio aeróbio, a matéria orgânica acumulada à superfície do sedimento é rapidamente transformada em azoto amoniacal, que, após o processo de nitrificação, origina o aparecimento de nitrato. Em meio anaeróbico a quantidade de azoto amoniacal é muito superior, pois os fenómenos de desnitrificação e de amonificação removem o nitrato existente.

Nos sedimentos do braço sul do estuário verificou-se, na campanha de 1993-94, que nos meses mais quentes ocorre uma diminuição dos valores de nitratos, aumentando simultaneamente a concentração de azoto amoniacal. Esta inversão de valores deve-se à ocorrência de fenómenos de anaerobiose que se verificam nessa época do ano.

A evolução mensal das concentrações de azoto inorgânico total na coluna de água das três zonas de sapal (A, B e C), durante aquela campanha, encontra-se representada na Figura 4.35.

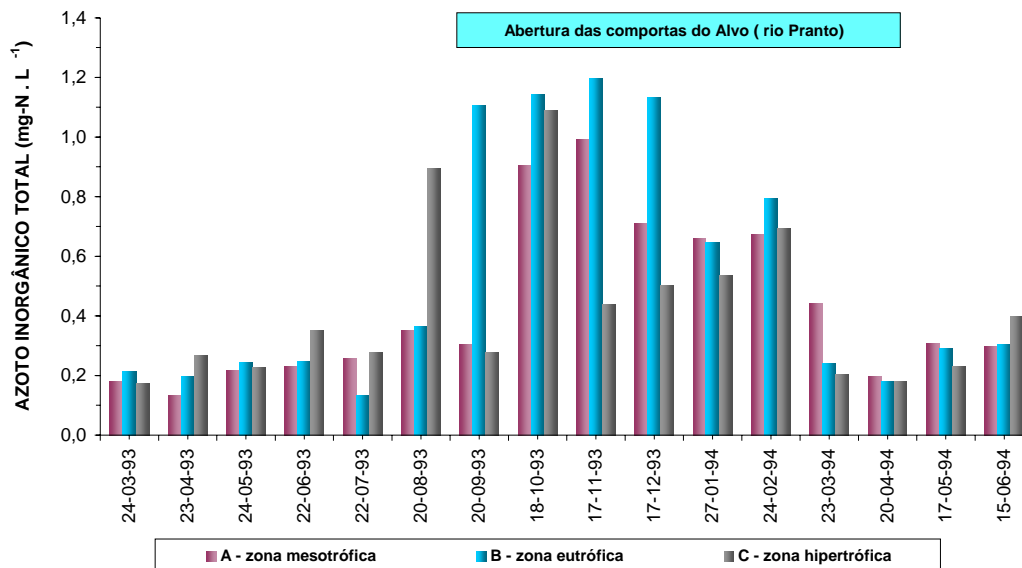


Figura 4.35 – Azoto inorgânico nos sapais do braço sul (1993-94)

As fracções de azoto amoniacal, nitrito e nitrato apresentaram diferenças significativas, em função dos locais de amostragem (Figura 4.36).

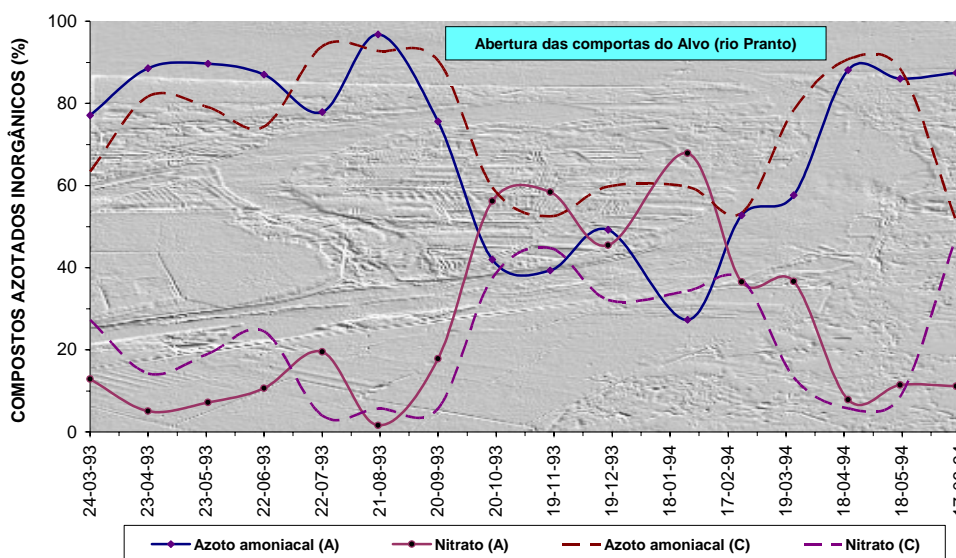


Figura 4.36 – Fração de compostos azotados no braço sul (1993-94)

Na zona menos eutrofizada (A), as concentrações de azoto amoniacal foram preponderantes (80-90%) durante o período em que as comportas do Alvo estiveram encerradas (Primavera e Verão de 1993). Este aspecto, característico de sistemas muito produtivos, tem como origem provável a decomposição bacteriana da matéria orgânica (Lijklema e Hieltjes, 1982).

Na zona mais eutrofizada (C), a contribuição de azoto amoniacal situou-se apenas entre os 60-80%, atingindo um máximo de 95% cerca de um mês após a abertura das comportas. Este desfasamento pode ser explicado pelas menores velocidades de transformação do azoto orgânico em inorgânico, comparadas com as do fósforo.

As maiores contribuições de nitratos (40 a 60%) ocorreram durante a abertura das comportas, devido à drenagem dos campos de arroz através da bacia hidrográfica do rio Pranto. Os nitratos apresentaram o mesmo padrão de variação, mas com um peso muito menos significativo (10 a 15%).

Os resultados da campanha de 1993-94 confirmaram uma carga muito elevada de nitratos no braço sul, sendo consistentes com a hipótese de o processo de eutrofização estar a ser potenciado pela descarga excessiva de azoto neste braço do estuário, favorecendo o crescimento de massas algais significativas durante a Primavera e o Verão. Além disso, verificou-se que a proliferação de macroalgas verdes era limitada pelas baixas concentrações de azoto, resultantes da não abertura prolongada das comportas do Alvo.

A campanha de 2000-01 não foi efectuada nos mesmos locais de amostragem e a não abertura das comportas do rio Pranto ocorreu apenas nos meses de Verão, pelo que não seria conclusiva qualquer comparação do peso relativo das fracções de azoto inorgânico, apesar do seu interesse para se avaliar eventuais impactos das medidas de gestão, adoptadas em 1998, na proporção relativa das várias formas de azoto inorgânico.

Na Figura 4.37 apresenta-se uma síntese dos resultados da monitorização das concentrações de azoto inorgânico dissolvido na estação da Lota, relativos à campanha de 2000-01, que teve também como objectivo a quantificação da massa de azoto transportada em suspensão e/ou incorporada na vegetação flutuante, de modo a permitir um maior rigor na avaliação do balanço anual de nutrientes no braço sul.

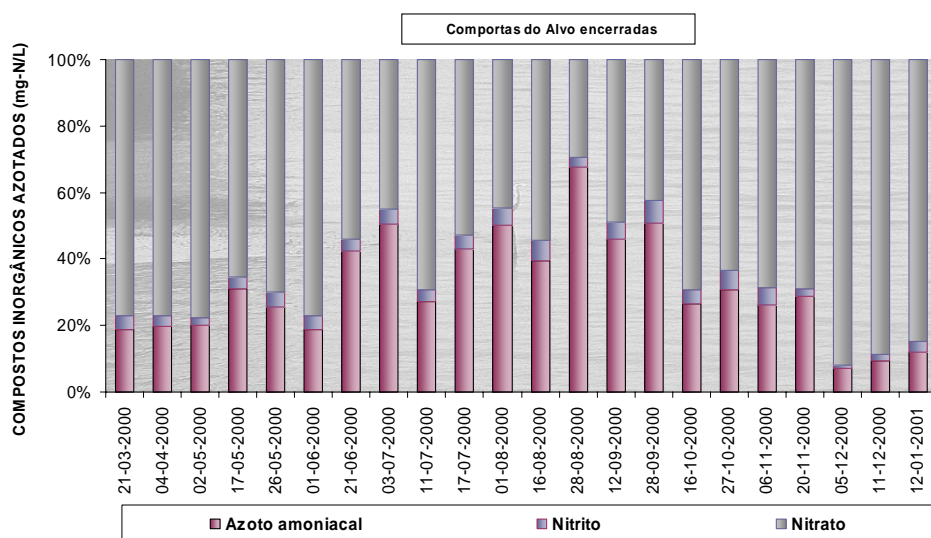


Figura 4.37 – Compostos azotados dissolvidos na estação da Lota (2000-01)

Fósforo

As elevadas concentrações de fosfatos observadas nos sistemas estuarinos durante a Primavera e o Verão (ocorrência de temperaturas mais elevadas) provêm da libertação de fósforo (na sua forma solúvel) dos sedimentos para a coluna de água e dependem quase sempre da grande quantidade de matéria orgânica acumulada na camada bêntica e que funciona como meio redutor (Valiela, 1995).

A hipótese da transferência de fosfatos dos sedimentos para a coluna de água é apoiada, no caso do braço sul do estuário, pela diminuição, observada durante a campanha de 1993-94, dos valores da concentração de fosfatos encontrados no sedimento na Primavera e no Verão.

Tal facto ocorre devido às características químicas do fósforo, que são muito alteradas em ambiente anaeróbio. Em sedimentos com carência de oxigénio, a presença de ferrobactérias e de gás sulfídrico reduzem o ião férrico (Fe^{3+}) a ião ferroso (Fe^{2+}), que, sendo muito menos eficaz a adsorver o fosfato, origina um aumento da concentração de fosfatos dissolvidos na água (Touchette e Burkholder, 2000).

A diminuição dos fosfatos na coluna de água nos meses mais frios e pluviosos (com abertura das comportas do rio Pranto), representada na Figura 4.38, origina um aumento substancial da razão N:P, que se traduziu, durante a campanha de 1993-94, na passagem de valores mínimos de 8 para valores superiores a 100, cerca de um mês após a abertura das comportas.

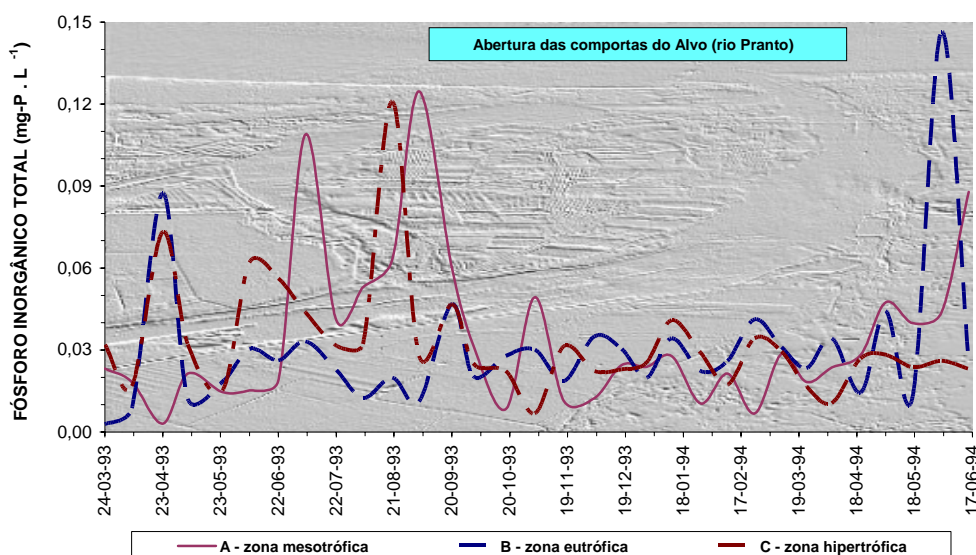


Figura 4.38 – Fósforo inorgânico dissolvido nos sapais do braço sul (1993-94)

A evolução mensal dos valores de fósforo inorgânico dissolvidos na coluna de água, bem como a variação da razão N:P verificadas na estação da Lota, durante a campanha de 2000-01, encontra-se sintetizada na Figura 4.39.

A comparação possível entre os valores da concentração de nutrientes obtidos nestas duas campanhas permite confirmar, pela sua consonância, um comportamento característico do braço sul em termos de nutriente limitante da

produção primária: o fósforo, durante os períodos frios (Outono e Inverno), e o azoto nos períodos mais quentes (Primavera e Verão), desde que haja um efluxo de fósforo a partir dos sedimentos potenciado pelo aumento da temperatura e da hipoxia.

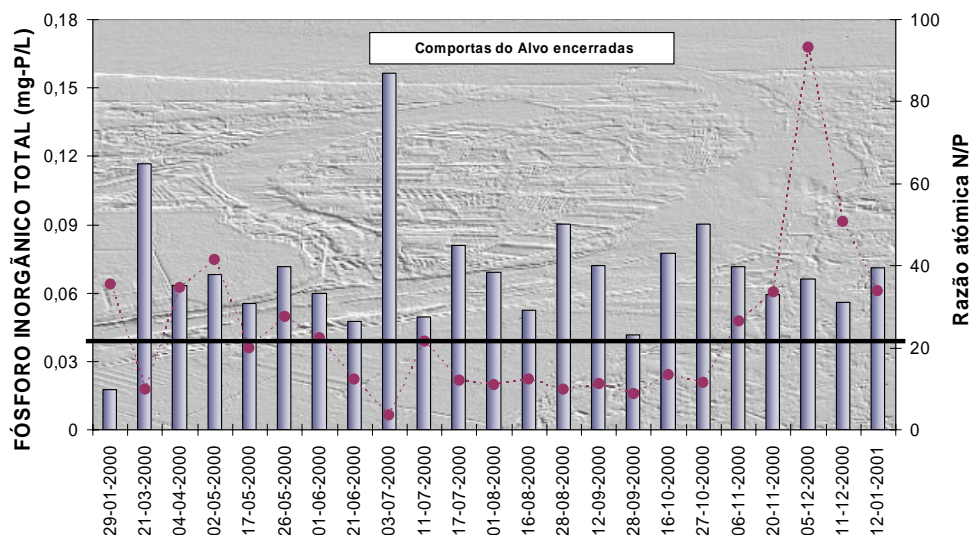


Figura 4.39 – Fósforo inorgânico dissolvido e razão N:P na estação da Lota (2000-01)

Sendo no período mais quente que os outros factores abióticos limitantes (luz solar, salinidade, tempo de residência) são mais favoráveis à ocorrência de florescências macroalgais, pode-se afirmar que o azoto é o principal nutriente limitante no braço sul do estuário do Mondego, sendo diferente do que acontece, por exemplo, na Ria Formosa onde, aparentemente, o nutriente limitante é o fósforo (Falcão e Vale, 1990).

A comparação dos resultados das duas campanhas permite ainda verificar a redução considerável (cerca de 30%) na carga de azoto inorgânico dissolvido descarregada no braço sul (devido às medidas de gestão adoptadas em 1998) e a uma pequena atenuação das entradas de fósforo no braço sul. Esta diferença pode ser explicada com base nos dados da campanha de 2000-01, que registam entradas de azoto essencialmente na forma inorgânica dissolvida (83%), enquanto que a principal entrada de fósforo (52%) ocorre numa forma adsorvida pelas partículas em suspensão (Neto, 2004).

Este facto originou, obviamente, uma diminuição substancial nos valores máximos da razão atómica N:P, que só acidentalmente ultrapassou o valor 40, situando-se os seu valor abaixo do de referência para a consideração do nutriente limitante durante os períodos mais quentes e secos em que não há abertura das comportas do Alvo, no rio Pranto.

Sílica

Os valores de concentração da sílica no estuário estão intimamente relacionados com os valores de *clorofila-a* da água. Podemos admitir que o aumento dos valores de *clorofila-a* no período de Primavera/Verão sejam devidos, essencialmente, ao aumento da concentração de diatomáceas na coluna da água. Sendo assim, tal implicaria uma diminuição da concentração de sílica no Verão, seguida de um aumento no Outono/Inverno seguintes, o que se confirmou nas campanhas de 1993-94 e de 2000-01 (Figura 4.40).

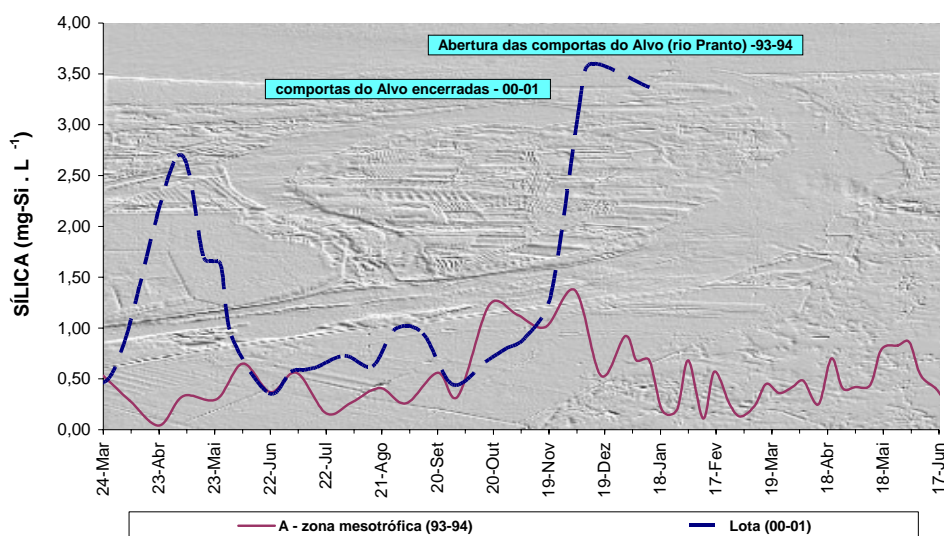


Figura 4.40 – Sílica na coluna de água do trecho jusante do braço sul (1993-94 e 2000-01)

Com base nos resultados das campanhas, pode-se admitir que o fitoplâncton do estuário do Mondego é, em grande parte, constituído por diatomáceas e que houve um aumento da sua presença no fitoplâncton marinho no período que decorreu entre as duas campanhas.

Clorofila-a

A concentração de *clorofila-a* no braço sul do estuário apresentou uma variação sazonal acentuada nas duas campanhas. Assim, durante os meses de Primavera e/ou Verão, período em que as comportas do rio Pranto se encontravam encerradas e a salinidade era elevada, observaram-se picos nos valores de *clorofila-a* (Figura 4.41), pelo facto do fitoplâncton dispor de elevada concentração de nutrientes na água e intensidade luminosa favorável.

Os valores deste pigmento observados nas áreas mais interiores do braço sul do estuário foram sempre menores do que nas estações de jusante, o que leva a presumir que, estando as comportas do Alvo encerradas, a origem do fitoplâncton no braço sul seja marinha.

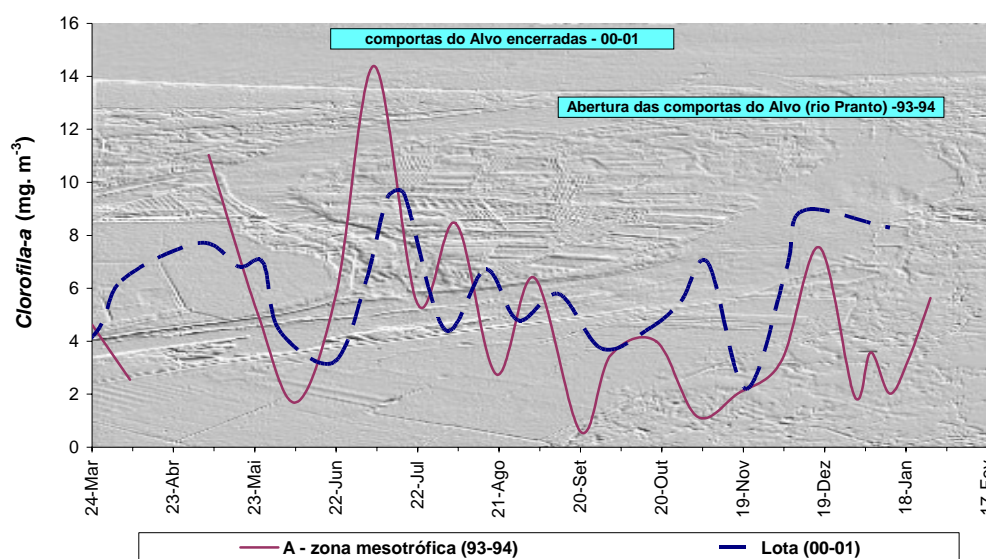


Figura 4.41 – *Clorofila-a* no trecho jusante do braço sul (1993-94 e 2000-01)

Após a abertura das comportas do rio Pranto ocorreu, em ambas as campanhas, um novo aumento nos valores de *clorofila-a* nas várias estações, em especial nas de montante. Presume-se, por esse facto, que esse fitoplâncton tenha uma origem dulçaquícola, sendo transportado pelo caudal do rio Pranto.

As concentrações de *clorofila-a* apresentaram, na campanha de 2000-01, uma variação diurna muito acentuada, atingindo-se os valores máximos a meio e final da tarde e os mínimos durante o período nocturno, como seria de prever num pigmento resultante da actividade fotossintética. Na Figura 4.42 pode observar-se a inversão (provável) da origem do fitoplâncton quando as comportas do Alvo se encontram encerradas por períodos prolongados.

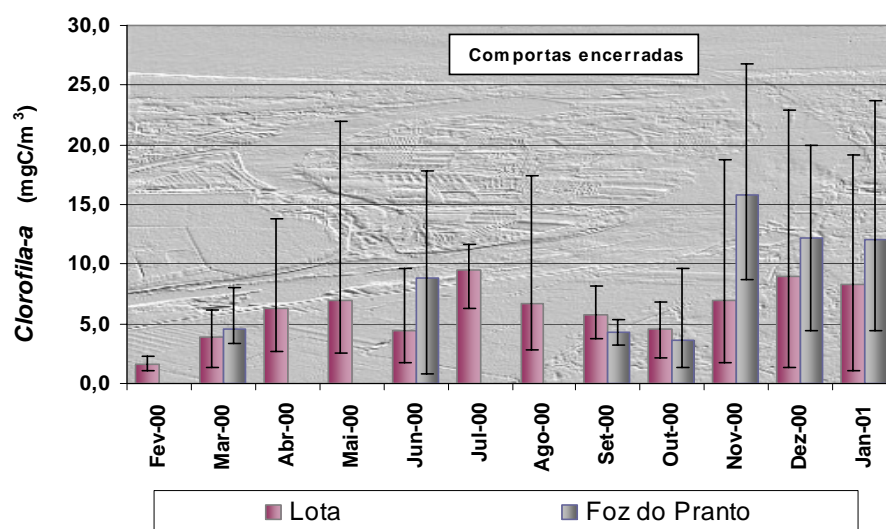


Figura 4.42 – Variação da *clorofila-a* nas estações do braço sul (2000-01)

Ao contrário do que é habitual em lagos e albufeiras, não se verificou neste sistema estuarino qualquer correlação entre as concentrações de fósforo inorgânico total e de *clorofila-a*.

Comunidades macroalgais

O enriquecimento das águas estuarinas em nutrientes origina, frequentemente, a competição entre produtores primários, ocorrendo em casos extremos a substituição de espécies que constituem a comunidade vegetal. Como já foi referido, este facto ocorreu no braço sul do estuário do rio Mondego, onde os bancos de macrófitas (*Zostera noltii*) ficaram limitados a uma pequena área, havendo um aumento correspondente da área ocupada por macroalgas verdes, nomeadamente a *Enteromorpha* e a *Ulva*.

Apesar das macrófitas poderem retirar os nutrientes da coluna de água através das folhas, nomeadamente se a concentração de fósforo for elevada, e de o fazerem normalmente através do rizoma, a partir da água intersticial do sedimento, as algas apresentam sempre vantagem competitiva, devido à sua maior eficiência na absorção de nutrientes a partir da coluna de água.

Outro aspecto, posto em evidência pelos resultados obtidos na campanha de 1993-94, foi a diminuição da biomassa (*Gracilaria sp.*) ao longo do gradiente de eutrofização, com as maiores concentrações a ocorrerem sempre nos bancos de *Zostera*. A substituição de macroalgas vermelhas pelas verdes pode estar relacionada com a presença de eventuais compostos tóxicos, a que as colonizadoras iniciais sejam mais sensíveis (Tewari e Joshi, 1988), ou com a salinidade, turvação e taxa de sedimentação (Khfaji e Norton, 1979).

Na área de sapal mais eutrofizada (C), a variação da biomassa das macroalgas verdes esteve, durante a florescência macroalgal de 1993, positivamente correlacionada com a temperatura, as concentrações de matéria orgânica, fosfatos e oxigénio dissolvido na água, surgindo negativamente correlacionada com a concentração de azoto amoniacal (Pardal, 1998).

A diminuição da biomassa de macroalgas verdes ocorreu em duas fases distintas: a primeira, durante o mês de Maio, em que desceu para metade; e a segunda, registada no final de Junho e início de Julho, correspondente ao colapso algal, com o desaparecimento total das macroalgas verdes (Figura 4.43). Esta figura evidencia a diferença na exuberância de massa algal em duas áreas consideradas eutrofizadas, podendo essa diferença resultar de, na mais interior (C), existirem condições hidrodinâmicas mais favoráveis ao crescimento algal, nomeadamente no que se refere aos tempos de residência dos nutrientes e à salinidade.

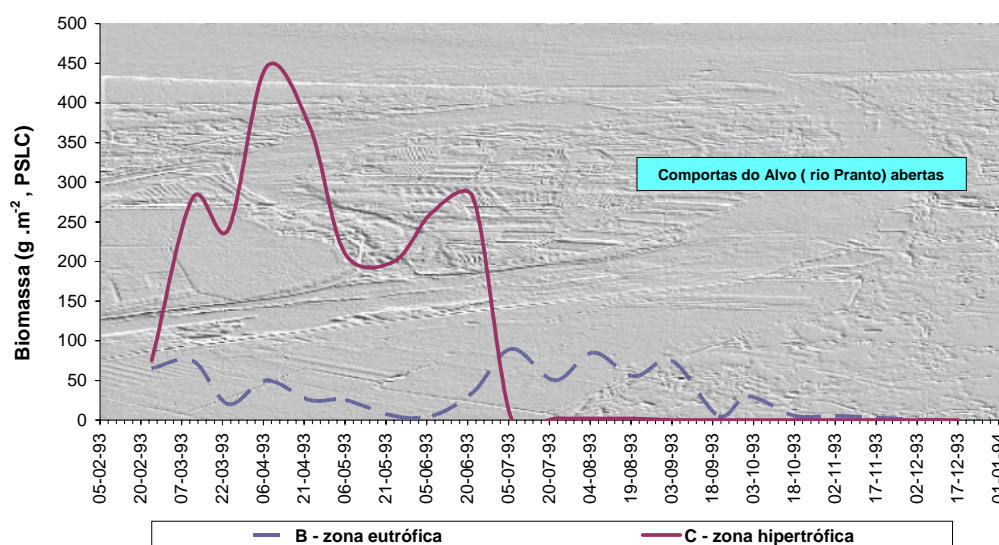


Figura 4.43 – Biomassa de macroalgas verdes nas áreas eutrofizadas do braço sul (1993)

Este fenómeno de diminuição drástica da biomassa algal está directamente associado ao valor da razão N/P . De facto, a simultaneidade verificada entre os valores mínimos desta relação observados na coluna de água e as grandes diminuições de biomassa macroalgal, reforçam a tese de que, no braço sul do estuário do rio Mondego, ocorre limitação da produção primária por carência de azoto.

No que se refere à camada superficial dos sedimentos, a mesma razão (N/P) sofreu um aumento significativo, evidenciando uma libertação do fósforo dos sedimentos para a coluna de água.

No seu conjunto, os resultados obtidos ao longo das várias campanhas efectuadas nas últimas décadas, no braço sul do estuário, indicam que as concentrações de nutrientes são influenciadas pela mistura das águas estuarinas com as massas hídricas adjacentes (fluvial e marinha) e pela dinâmica ao nível da fronteira *sedimento-água*. Neste sistema, os sedimentos actuam como uma fonte interna de nutrientes, podendo retê-los quando se encontram em excesso, como acontece nos períodos de maior pluviosidade.

CAPÍTULO 5

MODELAÇÃO MATEMÁTICA DO ESTUÁRIO DO RIO MONDEGO

5.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os processos físicos associados à circulação e transporte das águas estuarinas têm uma influência significativa na variação dos indicadores de qualidade da água e, conseqüentemente, no seu estado ecológico.

A eutrofização das águas estuarinas tem sido agravada pela actividade antropogénica geradora de descargas excessivas de nutrientes nestes meios receptores.

No sentido de fazer um diagnóstico do estado trófico do estuário do rio Mondego, face à alta produtividade biológica registada no interior do seu braço sul, foram desenvolvidos, nas últimas décadas, vários estudos e campanhas de amostragem (descritas no capítulo anterior), cujos resultados permitem sustentar um conhecimento mais aprofundados da dinâmica dos processos associados à produção primária e secundária neste ecossistema.

No âmbito deste trabalho, foram dadas directivas para que, durante essas campanhas, se recolhesse o maior número possível de dados hidrodinâmicos, em simultâneo com a medição de variáveis associadas à qualidade da água, seguindo a actual tendência de se proceder a uma abordagem integrada e multidisciplinar dos processos de eutrofização, sem dissociar ou menosprezar qualquer uma destas duas importantes componentes.

Numa fase preliminar, os esforços de monitorização e de modelação incidiram basicamente sobre o braço sul, onde se verificaram os sintomas mais evidentes de eutrofização (florescências macroalgais e a progressiva redução dos prados de *Zostera noltii*).

Face à necessidade de se avaliar a carga de nutrientes a que esse braço estava sujeito, decidiu-se, em 1997, proceder a uma estimativa do balanço anual de nutrientes neste sistema, através da modelação matemática (unidimensional) da qualidade da água com base nos dados disponíveis: cartas batimétricas, características da maré na zona costeira e registos das campanhas de amostragem (nas secções de montante e de jusante) relativos a algumas variáveis hidrodinâmicas e ambientais.

A não adopção dum modelo multidimensional, nessa fase do estudo, foi justificada por três factores: a não simultaneidade das medições dos parâmetros nos diferentes locais de amostragem (inconsistência da maioria dos dados então disponíveis); a ausência de dados relativos a algumas das variáveis necessárias para uma avaliação mais rigorosa (por exemplo, o azoto amoniacal nas secções de fronteira e a massa de nutrientes importada e exportada como matéria em suspensão e vegetação flutuante); e a escala temporal (anual) da análise global pretendida.

Apresenta-se na primeira parte deste capítulo uma síntese do trabalho efectuado no âmbito do desenvolvimento dum modelo unidimensional (baseado no programa *Duflow*) destinado à avaliação do balanço anual de nutrientes no braço sul do estuário (Duarte, 1997), baseado nos dados das campanhas de 1993-94, bem como a posterior avaliação do peso relativo das restantes fracções de nutrientes, que apenas puderam ser quantificadas a partir dos dados de campo obtidos nas campanhas de 2000-01. Durante estas campanhas, em que se registaram caudais de cheia elevados, constatou-se que a hidrodinâmica e a qualidade da água no braço sul podem ser significativamente influenciadas pelo escoamento no braço norte.

Tal facto, implicou a reformulação de toda a conceptualização anteriormente definida para a modelação do braço sul, baseada na imposição de condições de fronteira na extremidade jusante desse braço, assumindo-se, que seria necessária uma abordagem integrada de todo o sistema estuarino. Constatou-se, porém, que no braço norte e no trecho fluvial do estuário há (ainda hoje) um enorme défice de informação, não apenas sobre a batimetria do canal mas, fundamentalmente, sobre as variáveis hidrodinâmicas e de qualidade da água, indispensáveis à calibração e validação de modelos.

O regime hidrodinâmico do estuário do rio Mondego é geralmente dominado pela propagação da maré oceânica, principalmente no seu braço sul, que, após ter sofrido um progressivo assoreamento a montante, funciona praticamente como uma lagoa costeira. O efeito do caudal do rio Mondego e do rio Pranto na circulação estuarina é particularmente relevante em situações de cheia, para caudais superiores ao dominante (DGHRH, 1987).

O efeito do vento na circulação estuarina e na variação espacial dos indicadores de qualidade da água neste tipo de sistemas parece ser relativamente limitado, como se verificou no caso das zonas interiores dos estuários da Ria Arosa (Galiza). Neste trabalho, a confirmação desta hipótese seria pouco conclusiva, face à ausência de informação consistente com os dados das campanhas, impedindo uma adequada calibração e validação dos efeitos desta acção. Deverá ser dada especial atenção a este efeito em estudos de agitação na zona portuária, face às restrições que poderá provocar nessa actividade se ocorrerem condições de navegabilidade adversas.

Sendo o estuário do rio Mondego um sistema com águas pouco profundas e geralmente bem misturado (para caudais fluviais frequentes), procedeu-se ao desenvolvimento de um modelo matemático bidimensional (*2D-H*) deste sistema, a seguir designado por *MONDEST*, para caracterização da circulação estuarina e dos processos de transporte de substâncias associadas à qualidade das águas estuarinas.

A selecção deste tipo de modelo, além de corresponder a uma opção menos exigente em termos computacionais, comparativamente com a abordagem tridimensional (face à extensão do seu domínio), justifica-se pelo facto de o gradiente vertical da velocidade ser geralmente pouco significativo em estuários com estas características, atendendo à escala temporal dos processos que se pretendeu modelar.

O objectivo principal deste capítulo é caracterização do regime hidrodinâmico do estuário do rio Mondego, necessária para a avaliação (futura) da respectiva dinâmica de nutrientes, nomeadamente no braço sul, face à sua reconhecida vulnerabilidade a processos de eutrofização.

Após a calibração e validação do modelo hidrodinâmico deste sistema estuarino, que inclui uma análise de sensibilidade aos parâmetros de calibração, procedeu-se à simulação do escoamento estuarino, considerando diferentes cenários (marés e caudais fluviais), tendo como objectivos específicos estimar a intensidade e a distribuição espacial das correntes, a influência do escoamento do braço norte na hidrodinâmica do braço sul e na extensão da sua pluma oceânica, os limites médios de propagação da cunha salina no braço norte, os prismas e os caudais de maré.

Apesar da grande complexidade do sistema analisado, a variabilidade das acções dinâmicas intervenientes e a indisponibilidade de séries de dados consistentes constituíram uma dificuldade acrescida para se atingirem aqueles objectivos. Considera-se que os resultados obtidos neste trabalho podem ser um contributo importante para a compreensão da hidrodinâmica estuarina e da sua influência na qualidade da água deste sistema natural.

5.2 MODELO UNIDIMENSIONAL DO BRAÇO SUL

5.2.1 CONCEPTUALIZAÇÃO DO MODELO

O sistema modelado refere-se ao trecho do braço sul do estuário do rio Mondego compreendido entre a sua fronteira de montante, na bifurcação dos dois braços (lugar dos *Cinco Irmãos*), e a Ponte da Gala, que apresenta uma extensão de aproximadamente 5,2 km.

De acordo com as cartas batimétricas (à escala 1:2000) fornecidas pela Direcção Geral de Portos (relativas ao ano de 1979), este trecho apresenta uma inclinação média do talvegue com cerca de 1‰ e uma largura superficial média do canal, na preia-mar, de 400 m, variando entre 230 e 800 m.

A segmentação do braço sul do estuário em dez trechos (Figura 5.1) resultou quer da consideração das variações da batimetria e da largura, quer da definição de comprimentos semelhantes para cada trecho, visando minimizar a dispersão numérica associada à aplicação dum modelo numérico de diferenças finitas (neste caso, o programa *Duflow*).

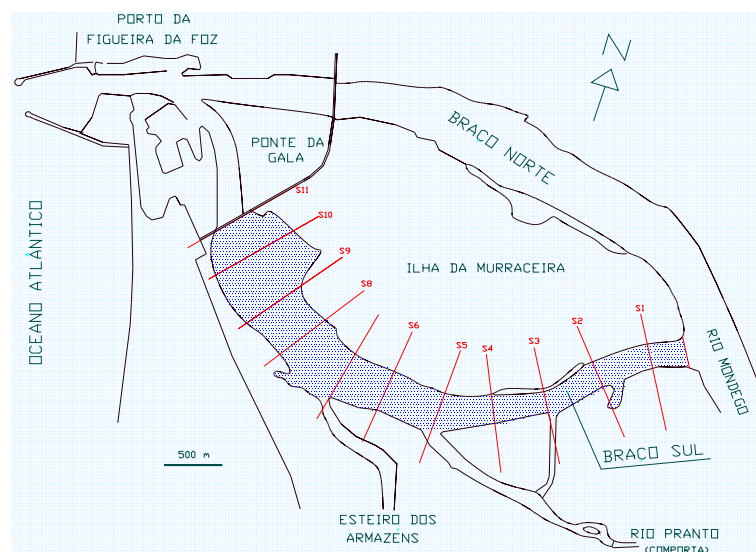


Figura 5.1 – Segmentação do braço sul do estuário do rio Mondego

Não foi considerada a variação de direcção do eixo longitudinal de cada segmento, pois não foi considerada a acção do vento, uma vez que a análise de sensibilidade efectuada, neste modelo, mostrou que essa acção não era relevante na avaliação do balanço anual de nutrientes, objecto deste estudo.

A variação da largura superficial média do canal e da inclinação do talvegue nos diferentes segmentos foi considerada no modelo, resultando a planta e o perfil longitudinal representados na Figura 5.2.

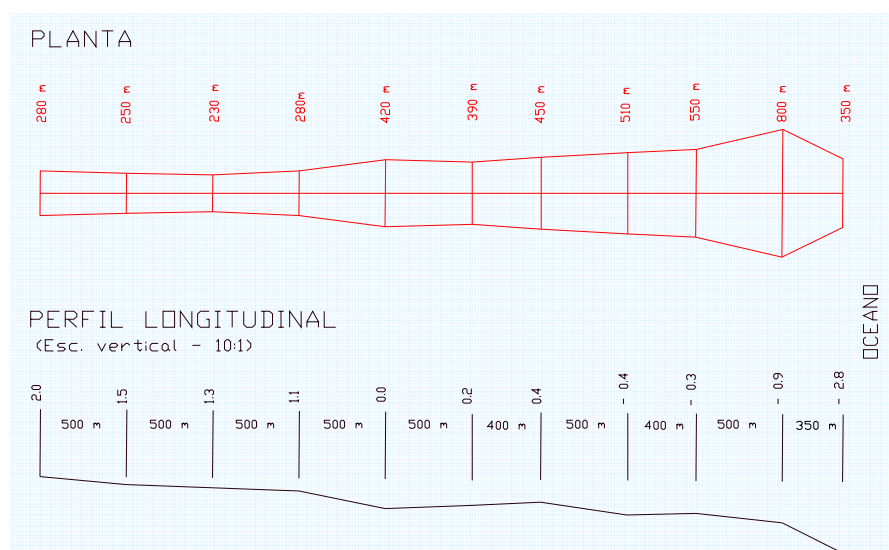


Figura 5.2 – Planta e perfil longitudinal adoptados no modelo unidimensional do braço sul

A geometria das secções transversais (Figura 5.3) foi estabelecida com base nas cotas batimétricas das cartas de 1979, sendo introduzida no modelo através da definição dos valores da largura da secção em função da profundidade da água nessa secção, o que permite reproduzir as áreas relativas a leitos maiores. Todavia, no programa *Duflow* as secções reais do canal são convertidas em secções (virtuais) simétricas em relação ao talvegue.

As condições de fronteira estabelecidas na análise hidrodinâmica foram: um valor nulo do caudal na secção de montante e as alturas de água medidas na Ponte da Gala durante as campanhas de amostragem de 1993-94, traduzidas numa *série de Fourier* de modo a reproduzir o efeito da maré.

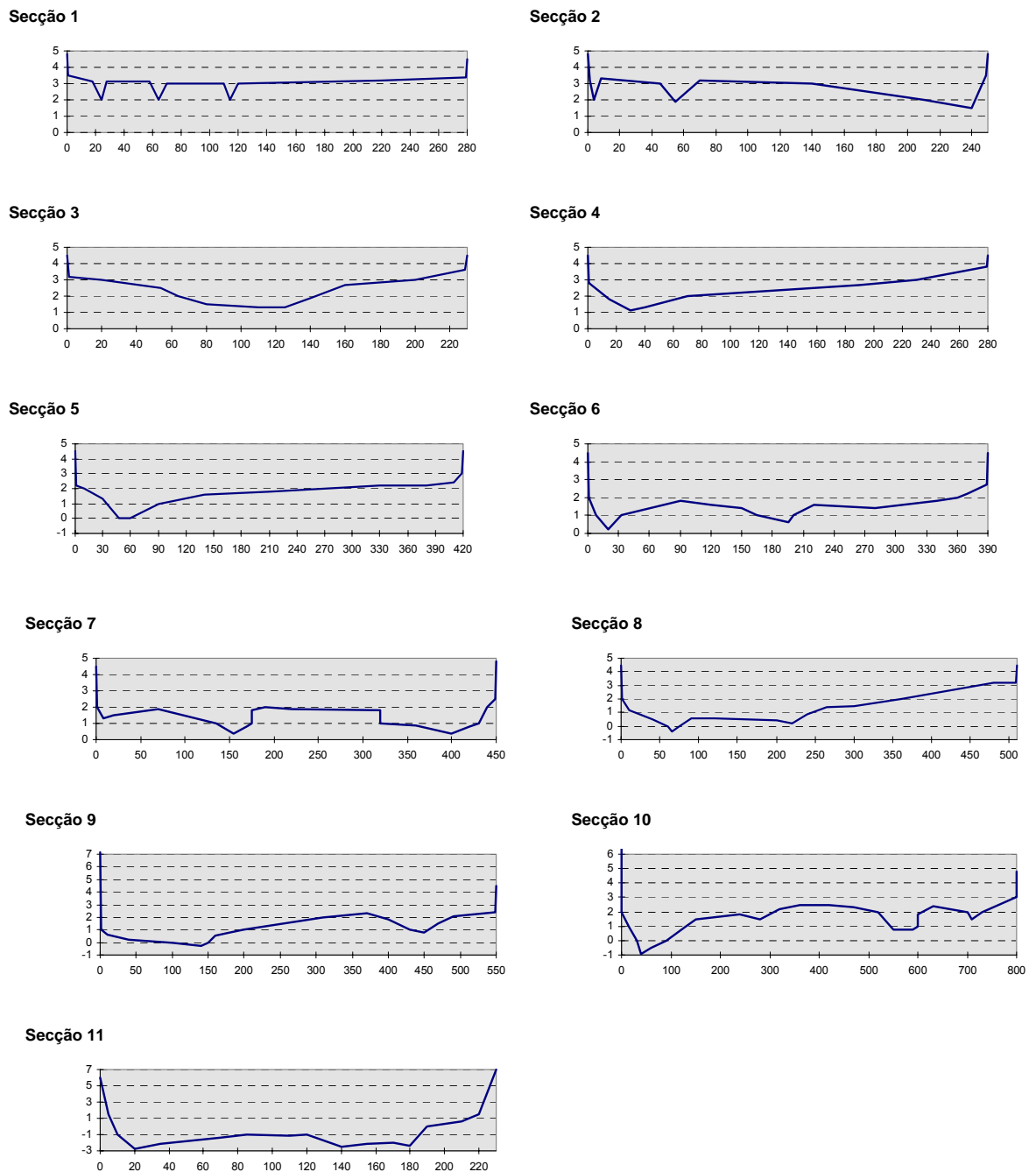


Figura 5.3 – Geometria das secções transversais do braço sul do estuário do Mondego

As condições iniciais adoptadas corresponderam aos resultados duma simulação preliminar do funcionamento hidrodinâmico deste sistema, de modo a obter um regime estabelecido e a evitar as instabilidades numéricas que podem advir de regimes transitórios.

Nesta análise, o caudal do rio Pranto só foi considerado no cálculo das cargas de nutrientes introduzidas no braço sul, desprezando-se o seu efeito no balanço hídrico, devido à sua sazonalidade e por debitar volumes médios diários muito inferiores aos do prisma de maré médio que inunda o braço sul.

5.2.2 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO

Os dados experimentais utilizados na calibração e validação deste modelo unidimensional foram os resultados das campanhas de amostragem de 1993-94 relativos à monitorização, com uma periodicidade horária, de variáveis hidráulicas (velocidade e profundidade) nas comportas do Alvo (rio Pranto), na Ponte da Gala e no esteiro dos Armazéns.

O caudal do rio Pranto foi medido durante algumas aberturas das comportas (num total de sessenta e sete vezes), tendo-se no entanto registado todos os períodos de descarga. Nas outras duas estações foi necessário registar os balanços de caudal (na enchente e na vazante) ao longo de alguns ciclos de maré (dezoito na Ponte da Gala e doze no esteiro dos Armazéns).

A velocidade do escoamento na Ponte da Gala foi medida em nove pontos distintos: superfície, meio e fundo; no centro e a meia distância de cada uma das margens. A medição dos restantes parâmetros fez-se nos três níveis da coluna de água (superfície, meio e fundo) a dez metros da margem esquerda, onde se localiza o canal preferencial de escoamento na baixa-mar.

No esteiro dos Armazéns realizaram-se menos campanhas, sendo a medição das diferentes variáveis efectuada com uma periodicidade de trinta minutos, face ao efeito significativo da maré neste trecho estreito e pouco profundo. A velocidade foi medida, a meia profundidade, na parte central e junto à margem esquerda.

Neste estudo preliminar (iniciado em 1997), a calibração do modelo hidrodinâmico só podia ser efectuada através da comparação entre os valores observados da velocidade na secção da Ponte da Gala e os valores médios da velocidade calculados no modelo, dado que não existiam registos de outras medições (velocidade, salinidade) em diferentes locais do trecho em análise.

Com base nas características da maré relativas ao dia da monitorização e nas alturas de água observadas na Ponte da Gala, procedeu-se à simulação do escoamento considerando esse regime de maré. Na ausência de outros dados, consideraram-se os fluxos de nutrientes resultantes dessa simulação como representativos dos valores médios mensais do ano em análise (1993).

Tratou-se de uma simplificação (menos realista no caso de corresponder a marés vivas ou quebradas), a eliminar, em estudos subsequentes, com a realização de simulações com maiores durações, justificável em modelos multidimensionais e integrados.

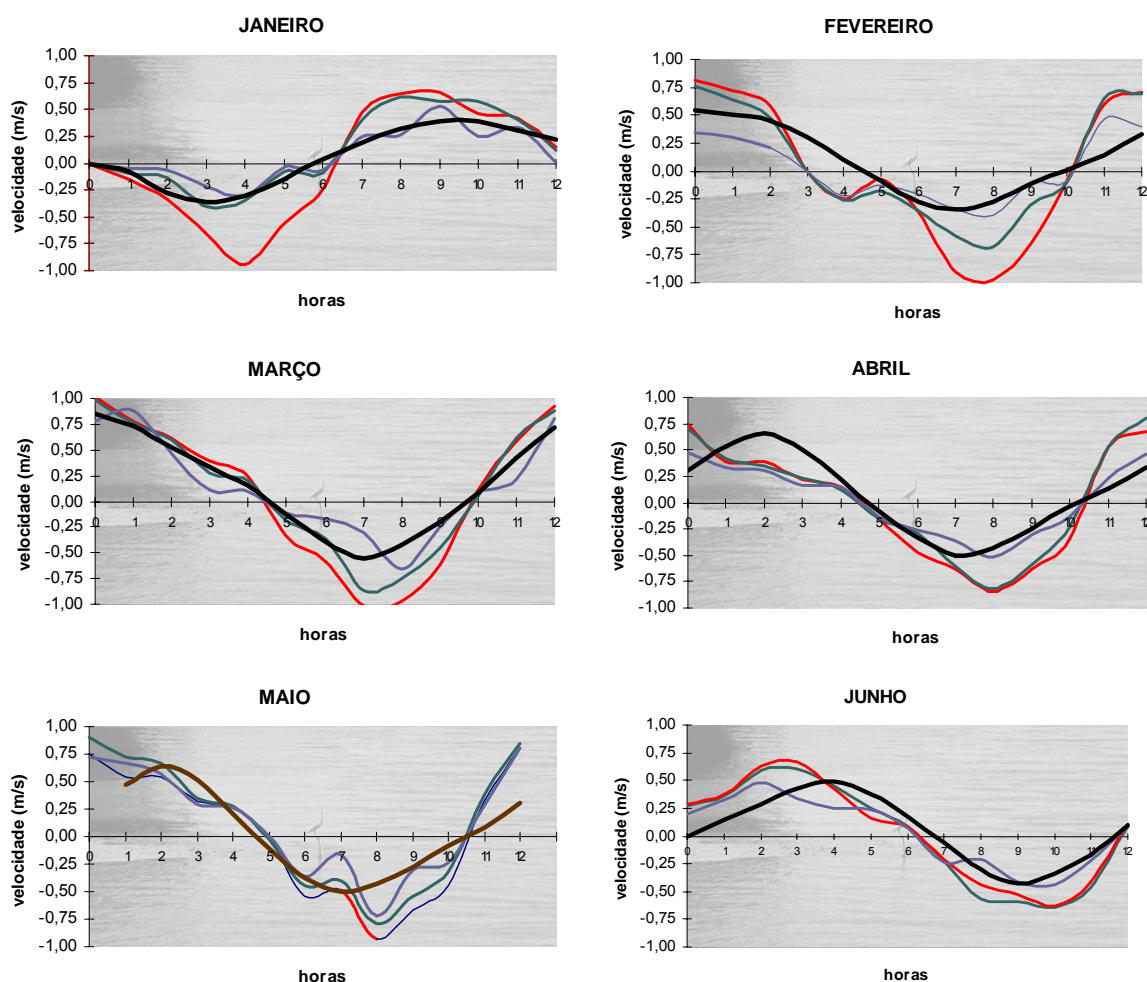
Os resultados obtidos nas simulações efectuadas (para cada uma das campanhas de 1993), relativos à velocidade média no trecho imediatamente a montante da Ponte da Gala, foram sintetizados na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Velocidades médias calculadas a montante da secção da Ponte da Gala

MÊS	HORA DO CICLO DE MARÉ											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
JAN	-0,053	-0,181	-0,243	-0,199	-0,097	0,026	0,125	0,211	0,265	0,265	0,200	0,149
FEV	0,397	0,450	0,297	0,097	-0,090	-0,278	-0,346	-0,269	-0,112	0,013	0,144	0,326
MAR	0,700	0,572	0,391	0,148	-0,085	-0,257	-0,369	-0,285	-0,154	-0,052	0,110	0,480
ABR	0,383	0,474	0,359	0,155	-0,052	-0,235	-0,359	-0,310	-0,159	-0,029	0,094	0,234
MAI	0,319	0,421	0,339	0,143	-0,074	-0,249	-0,329	-0,285	-0,156	-0,052	0,058	0,202
JUN	0,095	0,191	0,284	0,324	0,253	0,117	-0,042	-0,197	-0,281	-0,227	-0,114	-0,066
JUL	-0,253	-0,234	-0,148	-0,044	0,032	0,100	0,165	0,227	0,269	0,252	0,139	-0,166
AGO	-0,148	-0,164	-0,099	-0,015	0,063	0,137	0,199	0,235	0,224	0,149	0,026	-0,088
SET	-0,025	-0,133	-0,244	-0,274	-0,208	-0,083	0,036	0,151	0,266	0,355	0,362	0,214
OUT	-0,151	-0,273	-0,258	-0,152	-0,032	0,065	0,152	0,225	0,272	0,276	0,225	0,100
NOV	-0,151	-0,273	-0,258	-0,152	-0,032	0,065	0,152	0,225	0,272	0,276	0,225	0,100
DEZ	0,308	0,132	-0,068	-0,201	-0,256	-0,210	-0,104	0,011	0,113	0,201	0,229	0,072

Procedeu-se ainda à determinação dum valor médio da velocidade para cada um dos três níveis monitorizados nesta secção, por ponderação das respectivas áreas de influência, de modo a estabelecer a desejada comparação desses valores com os calculados no modelo. Estes valores foram majorados de modo a incorporarem o efeito de contracção devido à presença dos pilares da Ponte da Gala, não considerada neste modelo.

Na Figura 5.4 apresenta-se uma representação gráfica da sobreposição dos valores obtidos na modelação (corrigidos) com os valores médios das velocidades observadas nos três níveis (superfície, meio e fundo). Os valores positivos correspondem ao sentido da vazante e os negativos ao da enchente.



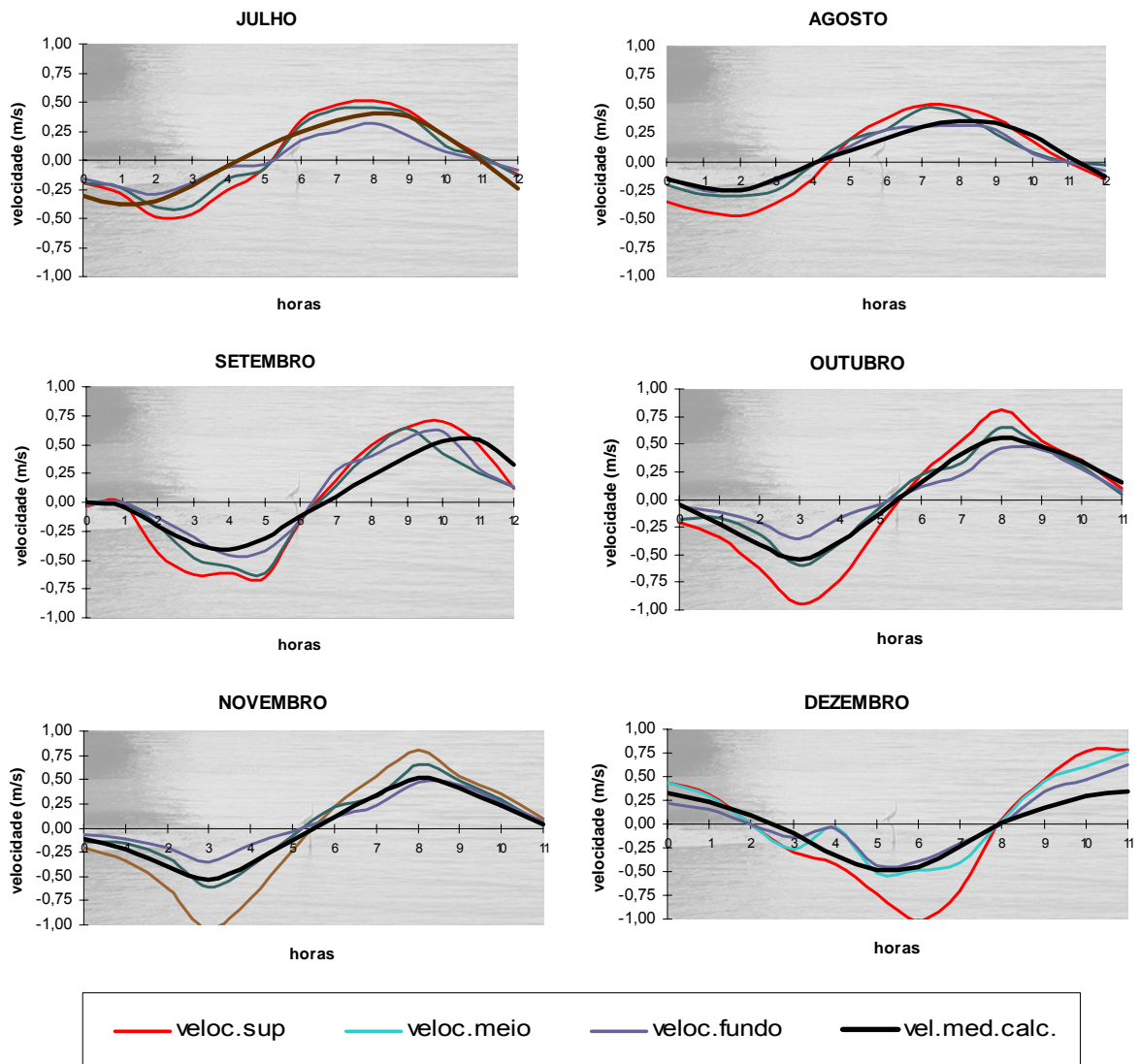


Figura 5.4 – Comparação entre a velocidade observada na Ponte da Gala, em três níveis, e a velocidade média calculada no modelo

Da análise destes resultados constata-se que os valores médios calculados apresentam um desfasamento temporal relativamente aos observados, verificando-se, especialmente nos meses com aberturas prolongadas da comporta do Alvo, um atraso na vazante e um adiantamento na enchente. Este facto veio evidenciar que o efeito dos caudais do Pranto, apesar da sua sazonalidade, não deve ser menosprezado em simulações hidrodinâmicas utilizadas na avaliação de fenómenos com escala temporal inferior à mensal.

Dado que as alturas de água nesta secção foram utilizadas como condição de fronteira, a calibração e validação do modelo restringiu-se à comparação da intensidade do vector velocidade, que revelou as debilidades resultantes da aplicação duma simulação unidimensional a este tipo de sistema hídrico.

As alterações introduzidas nos parâmetros de calibração, rugosidade do canal e coeficiente de dispersão longitudinal, permitiram apenas atenuar alguns desfasamentos, tendo-se *otimizado* a calibração do modelo para valores do coeficiente de *Manning* da ordem dos $0,02 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}^1$ e um coeficiente de dispersão longitudinal de $20 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Para confirmar a ordem de grandeza das velocidades médias obtidas para a fronteira de jusante, procedeu-se à determinação dos volumes de água em cada uma das secções transversais, para alturas de água variando em intervalos de 0,5 m (Tabela 5.2), de modo a estimar os valores do *prisma de maré* correspondentes a diferentes amplitudes de maré: mínima de 0,5 m e máxima de 1,9 m.

Tabela 5.2 – Áreas das secções transversais e volumes de água no sistema modelado

COTA	S 1	S 2	S 3	S 4	S 5	S 6	S 7	S 8	S 9	S 10	S 11	VOLUME
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	7,5	26,0	312,2	69260
0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	12,0	0,0	0,0	25,0	55,6	62,9	409,5	138770
1,0	0,0	0,0	0,0	5,5	34,7	17,0	37,0	125,0	142,0	123,0	513,0	306700
1,5	0,0	0,0	6,5	26,8	75,6	93,7	123,5	255,0	256,0	218,0	620,0	585140
2,0	0,0	8,0	39,0	79,1	165,8	246,5	227,5	418,4	418,7	389,2	728,8	1029755
2,5	3,2	38,0	84,0	174,4	333,6	432,0	450,0	610,9	640,0	644,8	838,2	1684335
3,0	15,5	93,5	151,0	298,0	541,6	625,0	675,0	828,0	915,0	1036,0	948,2	2483860
3,5	100,0	205,0	255,0	435,0	751,6	820,0	900,0	1053,0	1190,0	1436,0	1060,0	3332050
4,0	240,0	330,0	370,0	575,0	961,6	1015,0	1125,0	1308,0	1465,0	1836,0	1175,0	4206175

Através desta estimativa, calcularam-se, para três regimes de maré, os caudais e as velocidades médias ao longo dos ciclos de maré monitorizados na secção da Ponte da Gala, sem descarga de caudais do rio Pranto (Tabela 5.3), considerando, nessa secção, a variação da área molhada (S) com a cota da superfície livre (z), traduzida pela expressão polinomial: $S = 2 z^2 + 71 z - 82$ (com $r^2 = 0,999$).

Tabela 5.3 – Características da maré e do escoamento na Ponte da Gala

Amplitude	Prisma (m ³)	Q _{médio} (m ³ .s ⁻¹)	U _{média} (m.s ⁻¹)	U _{média observada} (m.s ⁻¹)
1,5 – 2,5	1 099 195	51	0,23	0,28
1,0 – 3,0	2 177 160	101	0,23	0,25 - 0,27
0,5 – 3,5	3 193 280	148	0,20	0,24 – 0,30

¹ Valores sem dedução do efeito da contracção do escoamento devido ao aos pilares

Estes resultados confirmam as indicações dos valores observados de que, estando as comportas encerradas, as velocidades médias das correntes são da mesma ordem de grandeza para qualquer tipo de maré, embora a velocidade máxima na enchente seja cerca de 50% superior à da vazante, devido à assimetria entre a duração da enchente e a da vazante, característica dos sistemas estuarinos.

Os dados observados permitem ainda constatar que, havendo caudais elevados no rio Pranto (superiores a 15 m³.s⁻¹), a velocidade máxima superficial na Ponte da Gala duplica em relação às verificadas sem haver descarga, passando de valores de cerca de 0,6 m.s⁻¹ para valores de 1,2 m.s⁻¹.

A análise, em termos relativos, das velocidades observadas na Ponte da Gala permite concluir que o balanço hídrico, relativo à quantidade de água que atravessa essa secção durante cada ciclo de maré, raramente é nulo. Este facto deve-se, sobretudo, ao contributo efectivo do caudal fluvial do rio Pranto, descarregado durante os períodos de abertura das comportas, e à circulação residual resultante da assimetria nas durações da enchente e da vazante.

Esta assimetria, agravada pelo efeito da batimetria nas zonas de sapal, foi devidamente reproduzida pelo modelo utilizado na avaliação do balanço anual de nutrientes no braço sul do estuário, baseada nos dados das campanhas de amostragem de 1993-94.

5.2.3 BALANÇO ANUAL DE NUTRIENTES NO BRAÇO SUL

O transporte de nutrientes na coluna de água dos sistemas estuarinos e costeiros pode ocorrer de formas distintas, face à complexidade dos processos biogeoquímicos que podem ocorrer no interior dos estuários, resultantes das respectivas condições ambientais.

Durante o Inverno, o azoto é predominantemente transportado na sua forma solúvel, sendo pouco retido no interior dos estuários, devido à sua reduzida assimilação pelos produtores primários, representativa da baixa actividade dos processos estuarinos em condições ambientais adversas. Em situações de temperatura, insolação e hidrodinâmica favoráveis, que ocorrem geralmente durante a Primavera e o Verão, a produção primária aumenta e o transporte de nutrientes em suspensão pode ser dominante nas quantidades exportadas pelo sistema estuarino. Por isso, em estuários pouco profundos e altamente produtivos, o balanço de nutrientes deve ter uma escala temporal representativa (anual) e considerar as suas fracções mais representativas.

A quantificação da fracção dissolvida dos principais nutrientes dos ecossistemas aquáticos (azoto e fósforo) é muito importante por ser a forma mais acessível para suportar o crescimento dos produtores primários e pelo facto de as florescências fitoplanctónicas e macroalgais serem (também) limitadas pela disponibilidade desses nutrientes. Assim, a estimativa da massa de nutrientes dissolvidos descarregados num sistema hídrico é essencial para avaliar a sua vulnerabilidade à eutrofização.

Nas campanhas de amostragem de 1993-94 e contrariamente ao observado em relação ao oxigénio dissolvido, salinidade, *pH* e potencial de oxidação-redução (*redox*), as concentrações de nutrientes dissolvidos na coluna de água apresentaram os seus valores mais elevados durante a baixa-mar, devido, principalmente, à sua menor diluição.

A estimativa do balanço anual de nutrientes, objecto de monitorização (nitratos, nitritos e fosfatos), no sistema modelado foi efectuada através da comparação entre a massa de cada um desses nutrientes descarregada pelo rio Pranto e o balanço mássico desses nutrientes (diferença entre as massas desses compostos que entraram no sistema durante a enchente e que saíram durante a vazante) na fronteira de jusante (Ponte da Gala).

A massa de cada nutriente descarregada pelo rio Pranto no período de monitorização (1993-94) foi estimada com base no registo de todos os períodos de abertura das comportas e no cálculo da média horária (para cada mês) das massas de nutrientes descarregadas (obtidas pelo produto entre os valores observados das concentrações e dos caudais descarregados). Na Figura 5.5 apresenta-se a estimativa da descarga mensal de nutrientes do rio Pranto no braço sul resultante dos cálculos efectuados.

As medições efectuadas confirmam a entrada de elevadas quantidades de nutrientes no braço sul, durante os períodos de abertura das comportas do rio Pranto, muito frequentes nos períodos de maior pluviosidade (Outono e Inverno). As descargas de efluentes industriais, através do esteiro dos Armazéns, constituem uma outra fonte de quantidades significativas de fósforo.

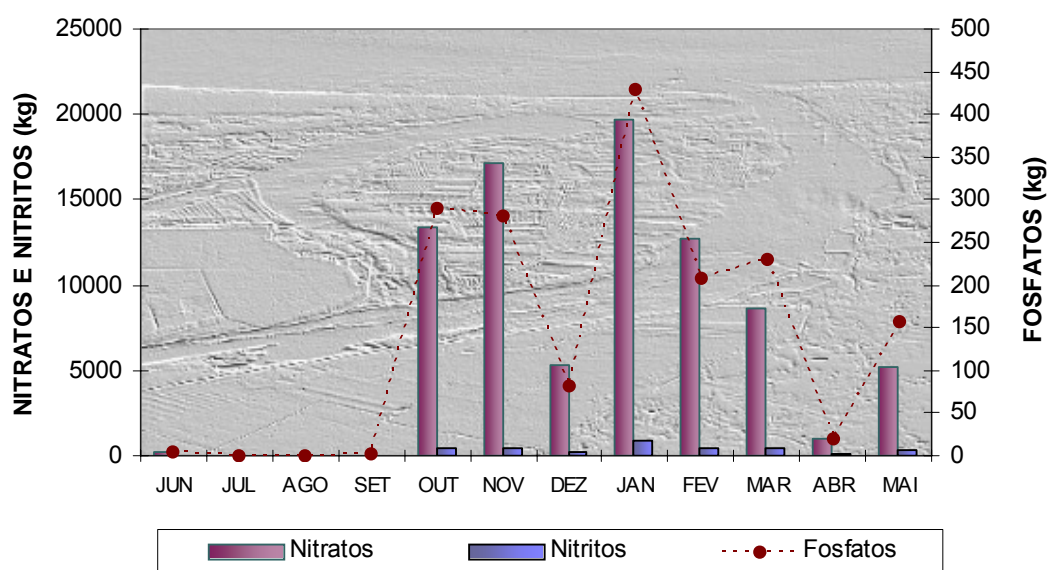


Figura 5.5 – Evolução mensal da descarga de nutrientes do rio Pranto no braço sul (1993-94)

Apesar de não considerado nesta monitorização, confirmou-se, mais tarde, a descarga de grandes quantidades de azoto amoniacal dissolvido na coluna de água.

O balanço de nutrientes na secção da Ponte da Gala foi calculado com base nas velocidades médias obtidas nas várias simulações mensais efectuadas com o modelo e nas concentrações medidas durante a campanha de amostragem, considerando intervalos horários ao longo do ciclo de maré.

Nesta secção (fronteira de jusante) verifica-se que, em termos de fracção dissolvida e não contabilizando o azoto na sua forma amoniacal, há uma saída de todos os nutrientes monitorizados, isto é, as descargas no braço sul e as transformações que ocorrem no interior do sistema superam a entrada destes nutrientes por jusante resultante da acção da maré (contribuição do oceano e, eventualmente, do braço norte do estuário).

Na Figura 5.6 apresenta-se uma síntese dos resultados da avaliação do balanço anual de (alguns) nutrientes no braço sul com base nas simulações efectuadas e considerando uma ponderação das características da maré em cada um dos meses do período da campanha de amostragem.

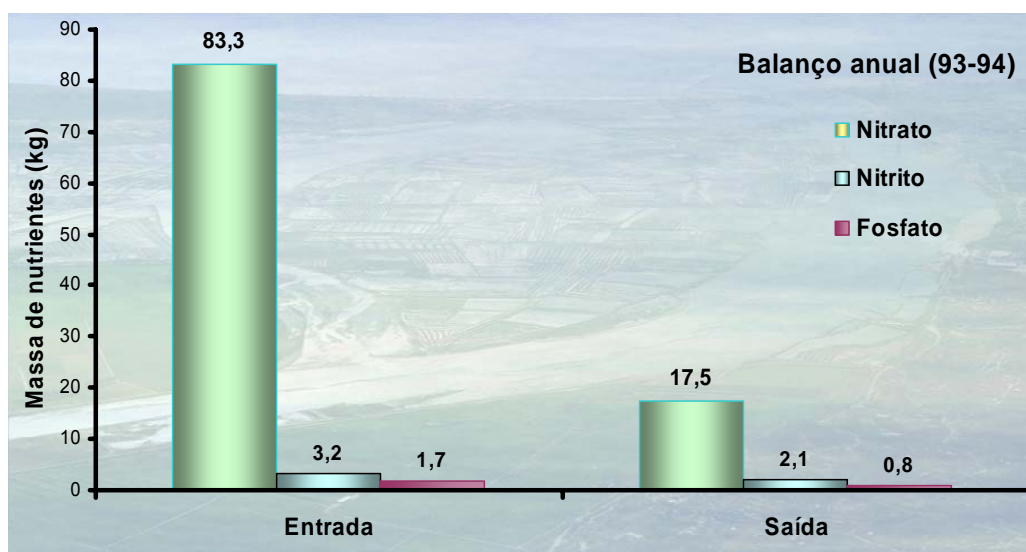


Figura 5.6 – Balanço anual de nutrientes no braço sul do estuário (1993-94)

De acordo com os resultados obtidos, estima-se que, em termos anuais, o rio Pranto descarrega no braço sul do estuário do rio Mondego cerca de 86 toneladas de azoto inorgânico (na forma de nitrato e de nitrito) e cerca de 2 toneladas de fósforo inorgânico (na forma de fosfato), sendo transferidas para o oceano, na forma dissolvida, cerca de 20 toneladas de azoto (nitratos mais nitritos) e cerca de 1 tonelada de fosfato.

Os valores calculados neste balanço anual são consistentes com a hipótese de o processo de eutrofização, verificado no braço sul, ser (também) motivado pela descarga excessiva de nutrientes através das comportas do rio Pranto, nomeadamente de azoto, que é responsável pelo aumento significativo da razão N/P durante o Outono e o Inverno (valores superiores a 100).

Durante a Primavera e o Verão (de 1993 e de 2000) e após períodos prolongados com as comportas do Alvo encerradas, a razão N/P apresentou valores muito baixos (inferiores a 10), permitindo concluir que, neste sistema, o azoto é o principal nutriente limitante das florescências macroalgais.

A ausência de medições de azoto amoniacal e da matéria orgânica em suspensão (incluindo a vegetação flutuante) na campanha de amostragem de 1993-94 determinou a subestimação das massas de azoto e de fósforo descarregadas no braço sul do estuário através das comportas do rio Pranto.

No sentido de melhorar esta estimativa, as campanhas de 2000-01 incluíram a medição dessas variáveis, para atender ao facto de os nutrientes dissolvidos que entram no sistema poderem ser retidos ou exportados noutras formas, nomeadamente em suspensão ou como tecido celular da vegetação flutuante, durante a vazante.

O valor médio anual (em 2000) da concentração de azoto amoniacal corresponde a cerca de 26% do valor total de azoto inorgânico dissolvido descarregado pelo rio Pranto (Figura 5.7).

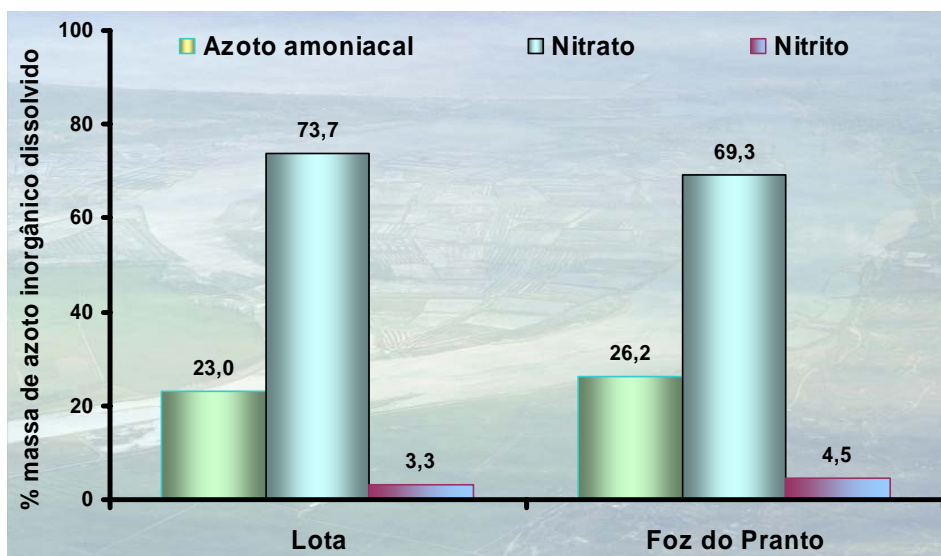


Figura 5.7 – Fraccionamento do azoto inorgânico dissolvido no braço sul (2000)

Os valores observados nestas campanhas permitiram estabelecer um balanço de nutrientes relativo a cada mês do ano 2000, integrando várias formas de azoto e fósforo e considerando as velocidades do escoamento medidas no local. A título de exemplo apresenta-se a variação das quantidades de nutrientes em suspensão (Figura 5.8) e o balanço de nutrientes (Figura 5.9) observados na estação da Lota, ao longo dum ciclo de maré, nos meses de Julho de 2000 e de 2001.

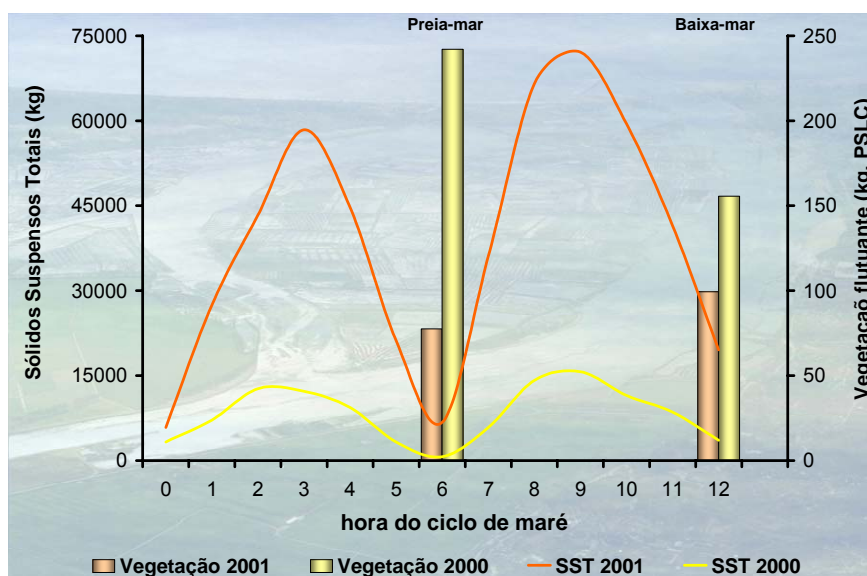


Figura 5.8 – Massa de azoto em suspensão, na secção da Lota, ao longo dum ciclo de maré

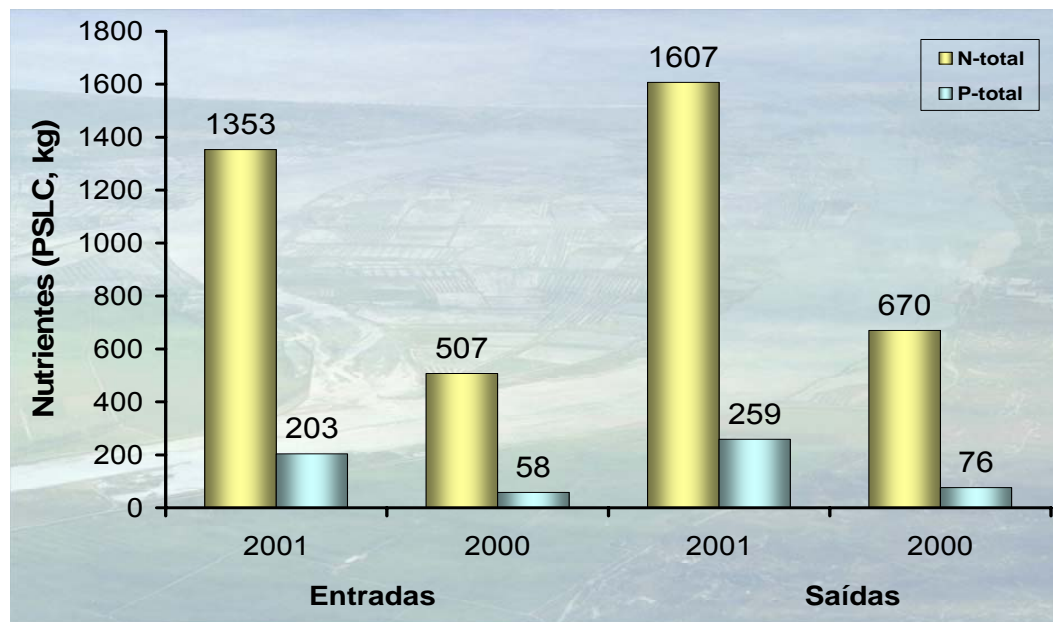


Figura 5.9 – Balanço de nutrientes durante um ciclo de maré na estação da Lota (2000-01)

Os resultados obtidos (absolutos e percentuais) em termos de balanço anual de cada um dos nutrientes estão sintetizados na Figura 5.10. Na estação da Lota, o valor apresentado corresponde a um balanço positivo, isto é, em que as saídas superaram as entradas do nutriente por jusante (durante a enchente).

As observações efectuadas nestas campanhas permitiram verificar que, ao contrário do que acontece com o azoto, o fósforo adsorvido na matéria particulada é predominante (cerca de 52%) na entrada de fosfato através do rio Pranto. A matéria em suspensão transportada pelo rio Pranto tende a sedimentar à entrada do braço sul, face à diminuição da velocidade do escoamento (aumento da secção transversal), como se confirma pela batimetria da área a jusante da Foz do Pranto.

No Verão, devido à ocorrência de hipoxia nos sedimentos, o fósforo depositado na camada bêntica é remineralizado, por acção de bactérias heterotróficas, originando fluxos diários de fosfatos para a coluna de água da ordem dos 30 mg.m^{-2} (Neto, 2004).

Em termos globais, os resultados obtidos para o ano 2000 indicam que o braço sul *produziu* cerca de 7 toneladas de azoto (entrada de 54 ton. e saída de 61 ton.) e cerca de 10 toneladas de fósforo (entrada de 11 ton. e saída de 21 ton.), evidenciando um comportamento distinto do observado em 1993-94, não tendo, nesse caso, sido contabilizados os balanços de azoto amoniacal e das fracções de azoto e fósforo em suspensão.

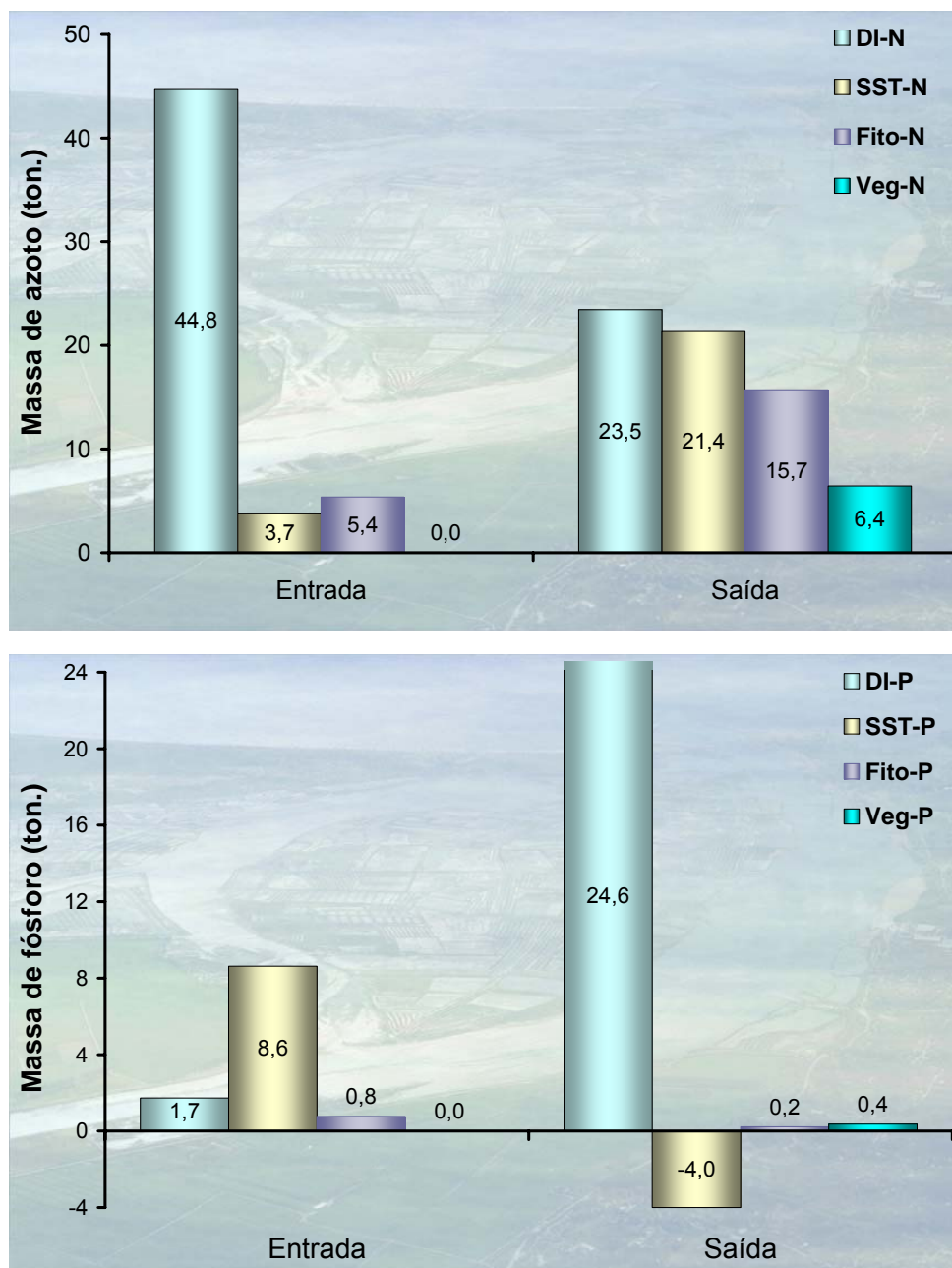


Figura 5.10 – Balanço anual de nutrientes (azoto e fósforo) no braço sul (2000)

A análise dos valores mensais observados nas fronteiras de montante e de jusante permitiram constatar que:

- a entrada de azoto inorgânico dissolvido no braço sul ocorre por montante ou por jusante, consoante estejam ou não abertas as compostas do Alvo;
- o transporte de fósforo dissolvido para o exterior do sistema ocorre principalmente durante os meses de Verão (incremento substancial do processo de remineralização) e nos meses em que se registaram elevados caudais de cheia reduzindo substancialmente o respectivo tempo de residência no sistema;
- o peso relativo das massas de azoto e de fósforo na forma fitoplanctónica é geralmente irrelevante (inferior a 1%), comportando-se este braço como um consumidor de fitoplâncton, excepto na Primavera;
- a fracção de nutrientes incorporados na vegetação flutuante e exportada anualmente pelo sistema revelou ser inferior a 10%, já que esta componente só revelou ser significativa durante a ocorrência (sazonal) de florescências macroalgais de 1993 e 1996.

Da avaliação global do balanço de nutrientes no braço, pode concluir-se que, mesmo após as medidas de gestão de 1998, o sistema não está em equilíbrio, funcionando ainda como uma significativa fonte de nutrientes para as águas exteriores vizinhas. No entanto, com base nos resultados comparáveis, pode-se considerar que houve redução significativa (cerca de 60%) na descarga de azoto do rio Pranto para o braço sul do estuário, facto que é muito relevante por se tratar, como se referiu, do nutriente limitante nos períodos com condições ambientais mais favoráveis à ocorrência de florescências macroalgais.

A melhoria das condições ambientais do braço sul, associadas ao respectivo estado trófico, implicará uma progressiva diminuição não só da respectiva carga de nutrientes (em especial o azoto), mas também do tempo de residência dos nutrientes neste sistema estuarino. Uma forma de conseguir este objectivo seria através duma maior regularidade e frequência das descargas do Pranto no braço sul, mas que implicaria um aumento indesejável de nutrientes neste sistema. A dialéctica desta opção poderá ser mitigada através da aplicação de medidas de gestão adequadas, como:

- a adopção de práticas agrícolas menos poluentes, decorrentes da optimização das doses de fertilizantes a utilizar (com benefícios económicos e ambientais);
- a execução de leitos de macrófitas, a montante das comportas, visando a remoção de nutrientes da coluna de água;
- a operação criteriosa da abertura das comportas do Alvo, já que em estudos anteriores (Duarte *et al.*, 2001), relativos ao efeito da duração das descargas do rio Pranto no tempo de residência do braço sul, se concluiu ser preferível, para a diminuição do tempo de residência nas áreas mais vulneráveis à eutrofização, efectuar descargas mais frequentes, mas com menores períodos de duração (Figura 5.11).

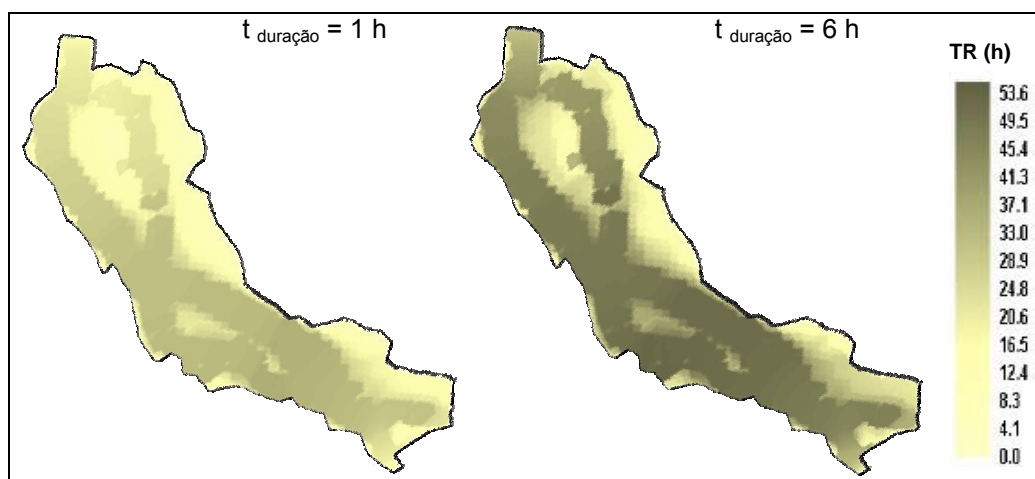


Figura 5.11 – Efeito da duração das descargas do rio Pranto nos *TR* do braço sul

Não tendo sido possível efectuar uma monitorização contínua do sistema por escassez de recursos materiais, não havia outra alternativa que não fosse a de considerar as medições mensais como representativas do comportamento médio do sistema ao longo desse período. Tratou-se duma debilidade do procedimento adoptado nas estimativas do balanço anual de nutrientes, que só poderá ser colmatada, no futuro, com um investimento efectivo e planeado numa rede de monitorização contínua abrangendo todo o sistema estuarino.

Os resultados destas estimativas revelaram uma grande sensibilidade aos valores dos caudais na fronteira de jusante e à indefinição do sentido do escoamento aí observado nos períodos de inversão da maré, relevante na baixa-mar quando as concentrações de nutrientes são mais elevadas.

Por outro lado, o estabelecimento de condições de fronteira na secção da Ponte da Gala exclusivamente hidráulicas não é suficiente para reproduzir a variação da origem (marinha ou fluvial) e da composição das massas hídricas que inundam o braço sul durante a enchente, aspectos relevantes para o estudo dos processos de eutrofização das águas estuarinas.

Estas duas constatações justificaram, por si só, a necessidade de um aprofundamento do conhecimento das características hidrodinâmicas do estuário do rio Mondego como um todo (braço norte, braço sul e trecho fluvial), tendo-se optado pelo recurso à modelação matemática deste sistema.

O modelo desenvolvido foi também utilizado para caracterizar o transporte e a distribuição espacial de variáveis escalares (salinidade e concentração de nutrientes), objecto de análise do Capítulo 6, de modo a permitir a quantificação de tempos de residência de nutrientes no sistema e a caracterizar a dispersão de cargas poluentes no interior deste estuário.

5.3 MODELO BIDIMENSIONAL DO ESTUÁRIO DO MONDEGO

Os processos de circulação, mistura e transporte têm uma influência relevante nos processos biogeoquímicos que ocorrem nos ecossistemas aquáticos, sendo determinantes da qualidade ecológica das águas estuarinas.

Neste ponto, além da descrição das principais características do modelo desenvolvido no âmbito deste trabalho, *MONDEST*, e dos procedimentos relativos à sua calibração e validação, serão apresentados os resultados das simulações hidrodinâmicas efectuadas para um conjunto de cenários, definidos em função dos diferentes regimes de maré e de caudais fluviais dos rios Mondego e Pranto.

Deste modo, visa-se efectuar a uma avaliação do efeito da maré e do escoamento fluvial na variação espacial e temporal do nível da superfície livre e da velocidade das correntes, na extensão e atraso na propagação da maré ao longo do estuário e na interacção entre as massas hídricas dos dois braços do estuário. Além disso, proceder-se-á à determinação da variação do prisma de maré com a respectiva amplitude nos dois braços do estuário e ao cálculo dos respectivos caudais médios de maré.

Os resultados deste modelo serão tanto mais fiáveis, quanto menor for a estratificação vertical da densidade, e de quaisquer outros parâmetros indutores de gradientes da velocidade nessa direcção, de modo a que possam ser considerados desprezáveis.

5.3.1 CARACTERÍSTICAS DO MODELO *MONDEST*

O modelo *MONDEST* foi desenvolvido recorrendo-se à aplicação dos programas *RMA2*, *RMA4* e *TRIANGLE* (descritos no Capítulo 3), para a resolução das equações hidrodinâmicas e de transporte de substâncias nas águas estuarinas e para a discretização espacial do sistema modelado, respectivamente,

O domínio abrangido pelo modelo *MONDEST* refere-se à totalidade do estuário do rio Mondego desde a sua fronteira oceânica, prolongada cerca de 3 km para o exterior da embocadura, até à Ponte de Pereira, cerca de 2,8 km a montante da Ponte de Formoselha (em Montemor-o-Velho) e do açude que aí interrompe a propagação da onda de maré para montante (Figura 5.12).

Durante a preia-mar, a área total do domínio excluindo a área costeira até aos molhes interiores da embocadura, é de aproximadamente 676 ha, correspondendo 96% (650 ha) à área estuarina, por estar à influência da propagação da onda de maré na elevação da superfície livre.

O braço sul apresenta uma área total de 230 ha e uma área, até à Ponte da Gala, com cerca de 187 ha, correspondendo mais de 75% desta área a zonas de sapal. O trecho do rio Pranto incluído no braço sul apresenta uma área inundável (na preia-mar) de 40 ha.

O contorno desta área foi estabelecido por digitalização das margens com base nas cartas militares do IGEO de 2001 (n.º 239, 240 e 249), à escala 1:25 000, e nas cartas batimétricas fornecidas pela Junta Autónoma do Porto da Figueira da Foz, relativas aos dois braços, à escala 1:2000, tendo sido necessário proceder a conversões de escalas e à geo-referenciação de todas essas cartas, de modo a compatibilizar e articular os elementos recolhidos nas várias fontes de informação.

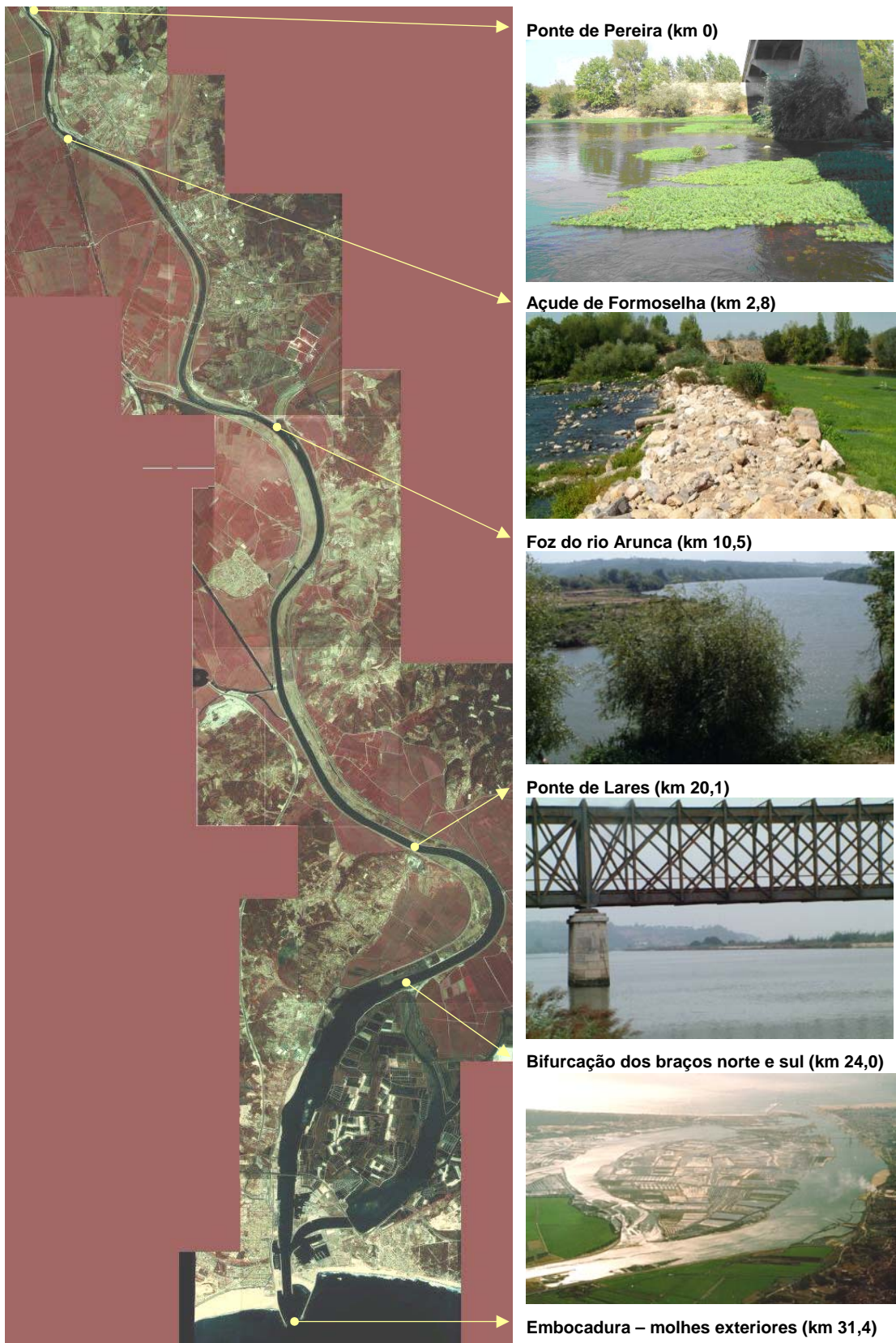


Figura 5.12 – Área abrangida pelo modelo *MONDEST*

Neste contorno foram consideradas fronteiras abertas tanto no braço norte, nas confluências dos rios Arunca e Foja e no local das comportas da Maria da Mata, como no braço sul: comportas do Alvo (rio Pranto), esteiro dos Armazéns e junto à ETAR da Lota.

Face à grande extensão do sistema modelado (cerca de 31,4 km), a visualização de resultados será restrita ao trecho de estuário até à foz do rio Foja (futuramente designado por *zona estuarina*), abrangendo a totalidade do braço sul e do trecho do rio Mondego sujeito a intrusão salina. Na Figura 5.13 apresenta-se o contorno da *zona estuarina* com a localização das várias secções utilizadas na calibração e na análise dos resultados das simulações.

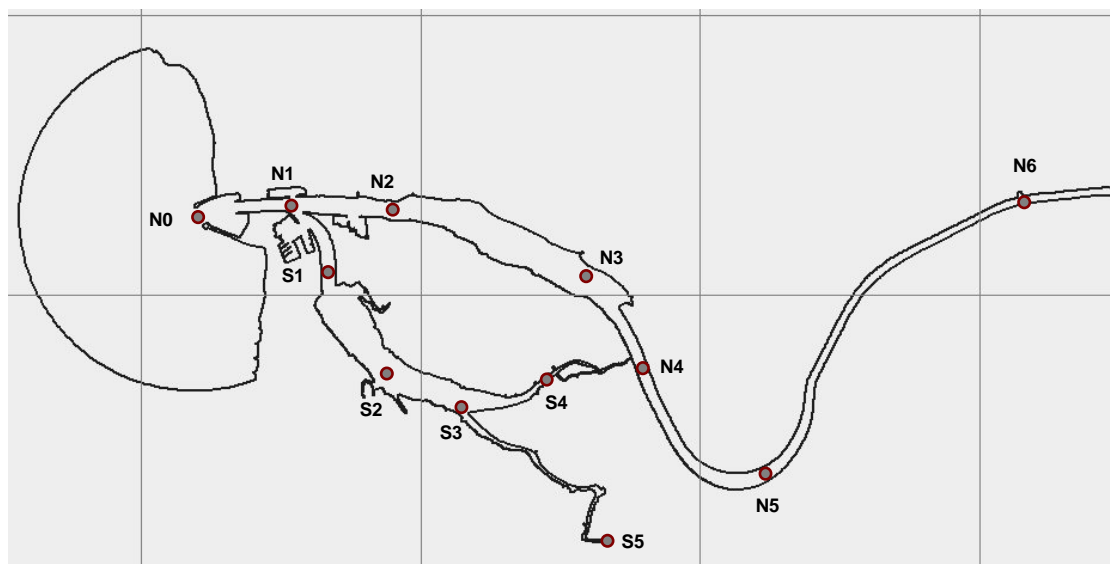


Figura 5.13 – Contorno da *zona estuarina* e localização das secções de controlo

Na Tabela 5.4 apresenta-se, para toda a área modelada, a designação e o código das secções consideradas na análise dos resultados das simulações efectuadas no âmbito deste trabalho, bem como a distância desses locais à secção da embocadura do estuário.

A batimetria adoptada no modelo *MONDEST* resultou da articulação de elementos cartográficos, com diferentes escalas e datas de referência, provenientes de várias fontes informação (p.ex.: JAPFF, Instituto Hidrográfico).

Tabela 5.4 – Identificação e distância entre as secções de controlo no estuário do Mondego

DESIGNAÇÃO	CÓDIGO	DISTÂNCIA (km)	ZONA DO ESTUÁRIO
Embocadura (molhes exteriores)	N0	0,0	Foz do rio Mondego
Marina	N1	1,3	Confluência dos braços
Ponte da Figueira	N2	2,8	Braço norte
Gramatal	N3	6,3	Braço norte
Cinco Irmãos	N4	7,4	Bifurcação dos braços
Comportas da Maria da Mata	N5	10,0	Ligação Pranto/Mondego
Estação elevatória da Foja	N6	15,7	Fluvial (rio Mondego)
Foz do rio Arunca	N7	20,9	Fluvial (rio Mondego)
Ponte de Formoselha e açude	N8	28,6	Limite montante do estuário
Ponte de Pereira	N9	31,4	Rio Mondego
Lota (jusante da Ponte da Gala)	S1	2,6	Braço sul
Negra (esteiro dos Armazéns)	S2	4,4	Braço sul
Foz do rio Pranto	S3	5,4	Braço sul
Areiro novo	S4	6,7	Braço sul
Comportas do Alvo (rio Pranto)	S5	8,7	Rio Pranto (sujeito a maré)

As cotas batimétricas foram todas convertidas de modo a uniformizar a sua referência ao zero hidrográfico, sendo consideradas positivas no sentido ascendente. Na Figura 5.14 apresenta-se a batimetria considerada para a *zona estuarina*, correspondente às áreas com cotas entre +3m e -7m, sendo visível, no braço sul, o predomínio das zonas de sapal e os respectivos canais preferenciais de escoamento.

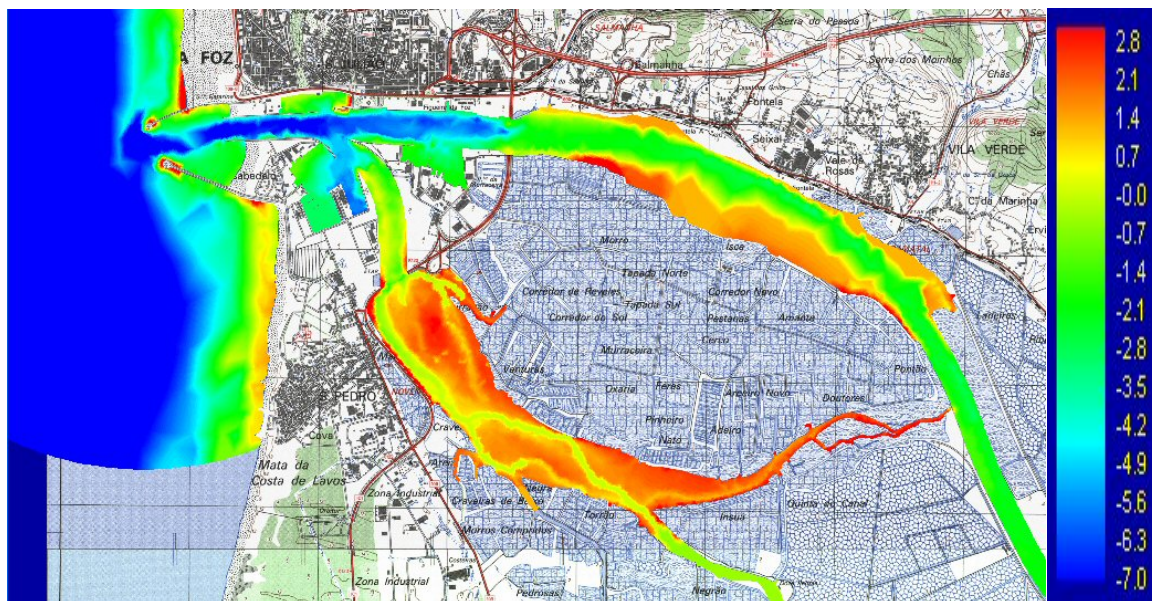


Figura 5.14 – Batimetria da *zona estuarina* do rio Mondego

O gradiente de profundidades do braço norte é muito superior ao do braço sul, sendo perceptíveis os canais de navegação de acesso aos portos comercial e piscatório.

A definição da batimetria em sistemas de leitos móveis é sempre muito complexa, apresentando, neste caso concreto, fragilidades acrescidas resultantes da escassez de informação consistente e representativa da totalidade do estuário.

Para o desenvolvimento de estudos de processos específicos em áreas mais restritas, que justifiquem até a sua modelação tridimensional, será conveniente investir na obtenção de informação actualizada e mais detalhada sobre a configuração batimétrica desses domínios.

5.3.2 DISCRETIZAÇÃO ESPACIAL DO DOMÍNIO

A dimensão dos elementos a considerar na discretização espacial do domínio para aplicação de modelos numéricos deverá ser estabelecida em função do maior ou menor gradiente espacial que as variáveis (alturas de água e componentes da velocidade) apresentam nesse domínio. Estes gradientes são influenciados pela morfologia e batimetria do sistema hídrico modelado.

No modelo *MONDEST* adoptou-se uma malha de elementos finitos não estruturada, composta por elementos triangulares, tendo como critério de refinamento a imposição de áreas máximas e de ângulos internos mínimos para os seus elementos. Na zona fluvial e no braço norte, os valores impostos foram de 10 000 m² e de 25°, respectivamente.

Atendendo ao maior volume de dados batimétricos no braço sul e sendo este braço o objecto preferencial deste estudo, efectuou-se, neste subdomínio, um refinamento da malha de elementos finitos, reduzindo o valor máximo da área dos seus elementos a 500 m².

A aplicação do programa *TRIANGLE* à totalidade do domínio modelado, adoptando-se estes dois critérios de refinamento, conduziu a uma malha com uma resolução de 16 579 elementos (triangulares) e 37 940 nós (Figura 5.15).

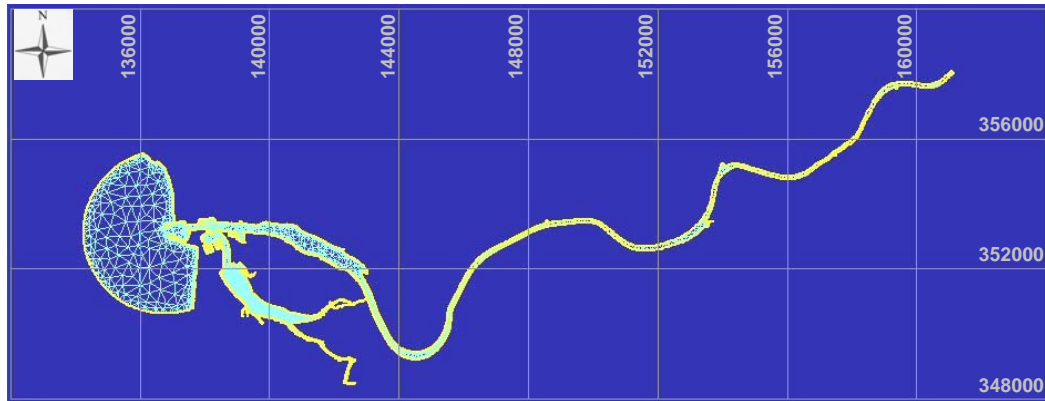


Figura 5.15 – Malha de elementos finitos do domínio modelado

Com a diferenciação dos valores considerados no critérios de refinamento, pretendeu-se reduzir significativamente a dimensão dos elementos no braço sul (Figura 5.16), região do domínio com menores profundidades e maiores áreas sujeitas ao fenómeno de *cobre-descobre*, onde os procedimentos computacionais associados à resolução da equação de conservação da massa são mais delicados, podendo originar divergências numéricas que inviabilizam a conclusão do processo de cálculo automático.

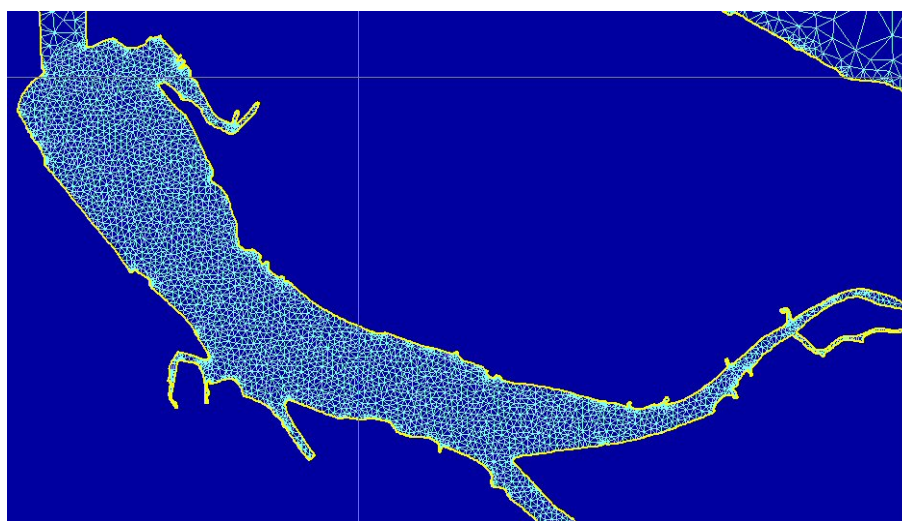


Figura 5.16 – Malha de elementos finitos do braço sul

5.3.3 CONDIÇÕES DE FRONTEIRA

As condições de fronteira consideradas no modelo *MONDEST* referem-se aos caudais fluviais dos rios Mondego, Arunca e Pranto e à elevação do nível da água na fronteira oceânica, correspondente ao sinal da maré ao largo da Figueira da Foz, gerado a partir do programa *SR95* para o período em análise, considerando uma síntese das principais componentes harmónicas da maré.

Na análise de processos com escala temporal superior a um dia, simularam-se os efeitos da acção de marés quebradas, médias e vivas, considerando-as, em termos médios, com amplitudes de 0,6 m, 1,15 m e 1,6 m, respectivamente.

Os caudais considerados para o rio Mondego resultam da análise efectuada (no Capítulo 4) aos valores médios diários observados no período 1990-2004, tendo-se adoptado os seguintes valores: $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, como caudal de estiagem, correspondente ao percentil 90% (na curva de caudais acumulados); $75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, como valor médio anual; $340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, como caudal máximo de dimensionamento do leito menor do canal principal e caudal dominante (Tabela 4.3); e $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, como caudal de cheia, correspondente ao percentil 10% ou 5%, considerando ou não as restantes aflúências (pontuais e difusas) a este trecho, que podem ser significativas em situação de cheia.

Os valores considerados para os caudais descarregados pelo rio Pranto no braço sul, correspondem aos observados durante as campanhas, tendo em consideração as curvas de vazão das três comportas situadas no lugar do Alvo. Assim, admitiram-se os valores médios diários de 0 (comportas fechadas), 15 e $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, correspondentes, respectivamente, a descargas efectuadas durante parte do ciclo de maré e a descargas em contínuo (habituais em períodos de maior pluviosidade). Os caudais do rio Arunca estão correlacionados com os do rio Pranto, sendo sensivelmente iguais ao triplo destes (DGRAH, 1987).

5.3.4 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE AOS PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO

A análise de sensibilidade aos parâmetros de calibração da componente hidrodinâmica do modelo *MONDEST* incidiu sobre o efeito da variação do coeficiente de rugosidade de *Manning* (n) e do coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal ($E_h=E_x=E_y$) (médio na vertical) nos níveis da superfície livre (NSL) e no módulo da velocidade média (MVM) da corrente, para um regime de maré média e considerando o valor médio anual do caudal do rio Mondego.

Para cada uma das simulações esses coeficientes foram considerados constantes em todo o domínio, correspondendo as várias simulações efectuadas à variação de um desses dois parâmetros mantendo constante o outro, de acordo com os cenários apresentados na Tabela 5.5.

Tabela 5.5 – Cenários para a análise de sensibilidade aos parâmetros de calibração

n ($m^{-1/3}.s$)	E_h ($m^2.s^{-1}$)		
	10	25	40
0,02		AS 1	
0,04	AS 2	AS 3	AS 4
0,08		AS 5	

O intervalo de valores seleccionados para esta análise resultou duma pesquisa bibliográfica relativa aos intervalos adoptados em sistemas estuarinos semelhantes.

A análise de sensibilidade foi realizada de modo a quantificar, na designada *zona estuarina*, as maiores diferenças verificadas quer em termos temporais, num dado local, quer em termos espaciais, delimitando-se as regiões desse subdomínio mais sensíveis à variação dos parâmetros analisados.

Os locais escolhidos para analisar a variação temporal das variáveis NSL e MVM foram o N1, S1, S3 e N4, sendo estes dois últimos os que revelaram maior sensibilidade à variação considerada para ambos os parâmetros, tanto na média das diferenças entre cenários extremos simulados, como nas respectivas diferenças máximas (Figuras 5.17 e 5.18).

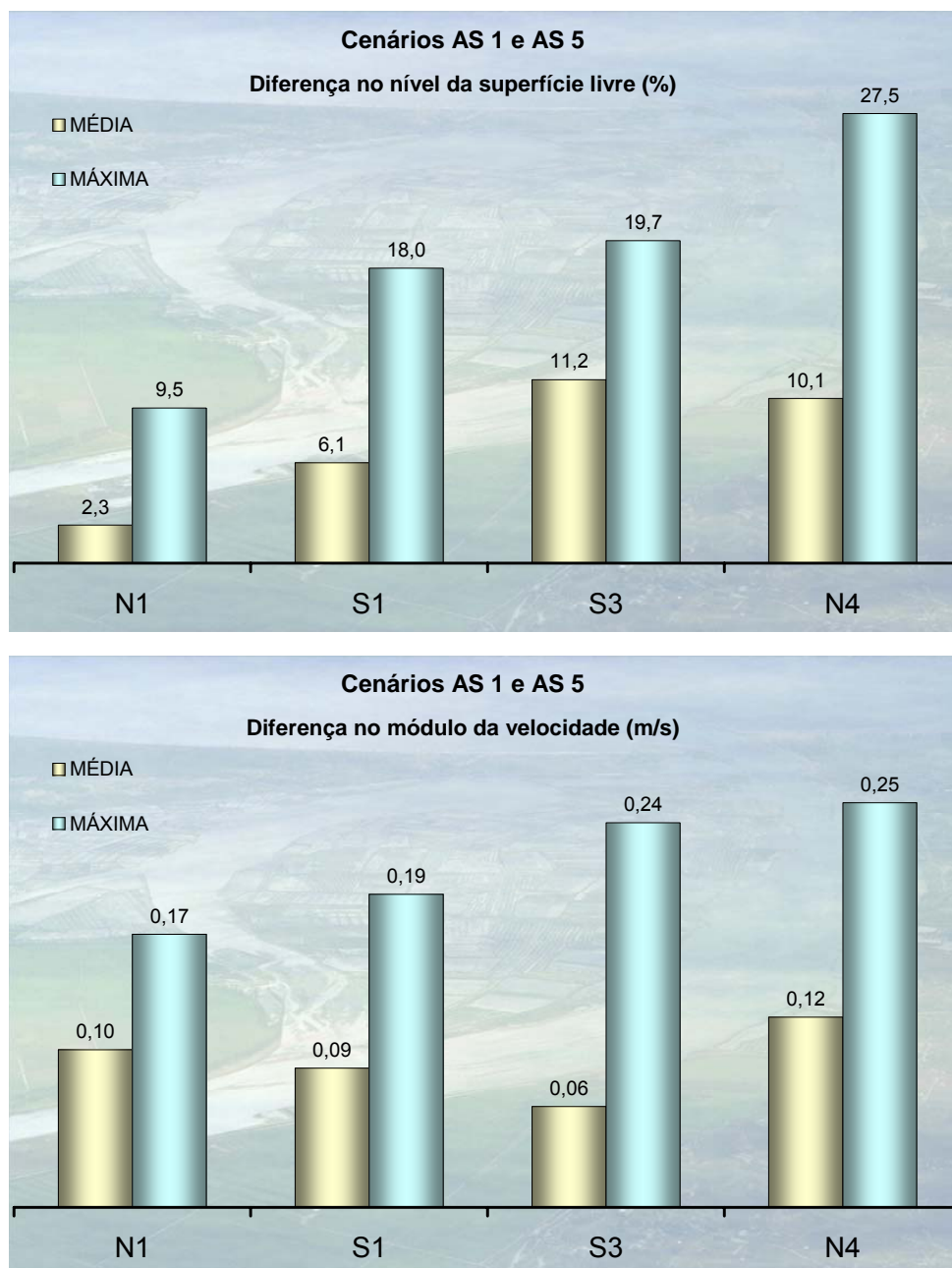


Figura 5.17 – Análise sensibilidade ao coeficiente de rugosidade de Manning na zona estuarina: médias e valores máximos das diferenças entre cenários extremos

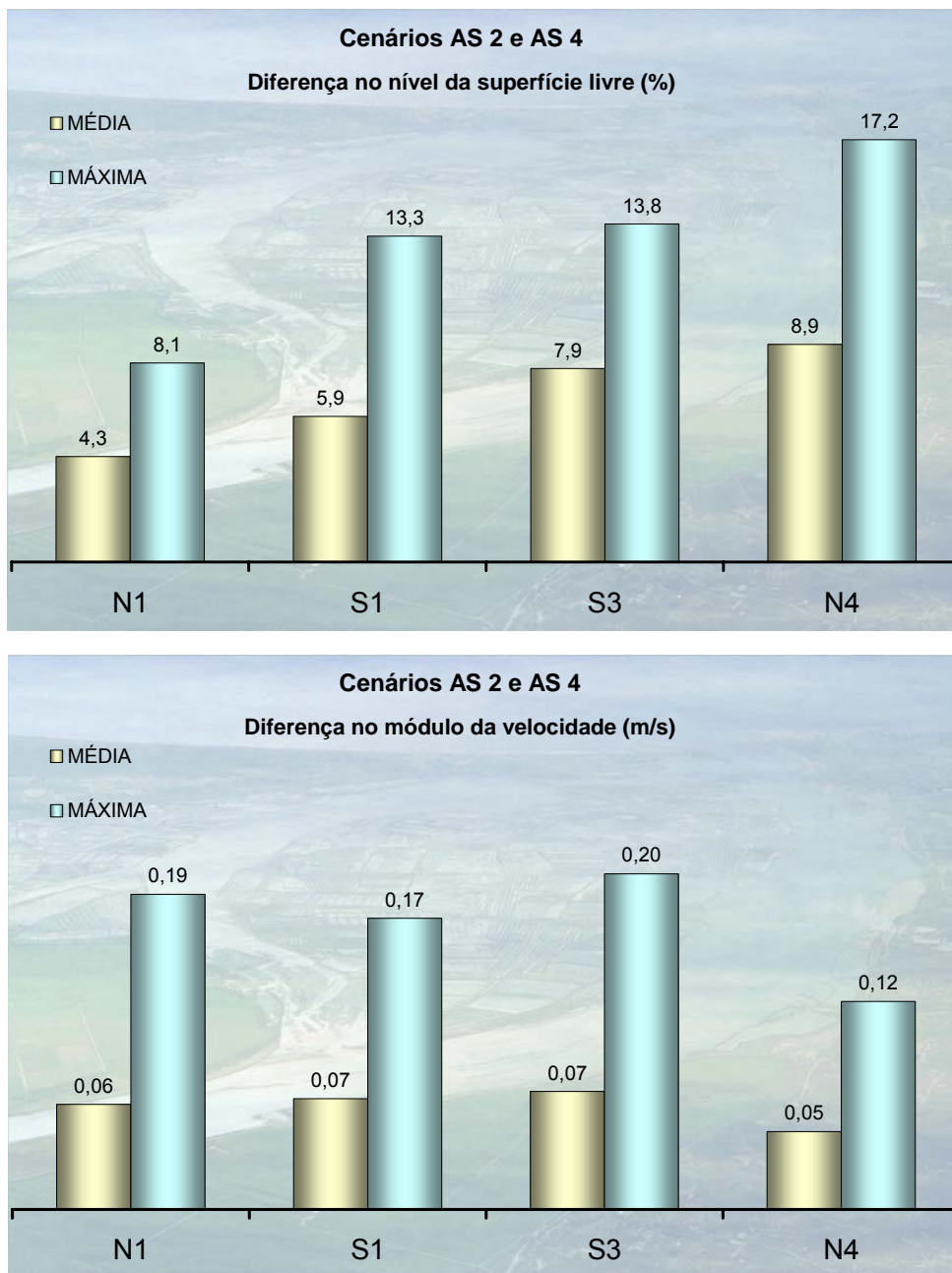


Figura 5.18 – Análise sensibilidade ao coeficiente de viscosidade turbulenta, na zona estuarina: médias e valores máximos das diferenças entre cenários extremos

Os resultados obtidos nas simulações hidrodinâmicas efectuadas para esta análise (com o modelo MONDEST) e as diferenças (percentuais ou absolutas) calculadas para os diferentes pares de cenários constam das tabelas apresentadas no *Anexo D*.

Globalmente, os resultados obtidos revelam uma maior sensibilidade à variação do coeficiente de rugosidade, excepto no canal de navegação, confirmando a hipótese mais previsível em sistemas de águas pouco profundas.

Na Figura 5.19 apresenta-se o resultado da análise do efeito da variação do coeficiente de rugosidade de Manning na evolução temporal (dois ciclos de maré) das variáveis NSL e MVM na estação da foz do rio Pranto (S3).

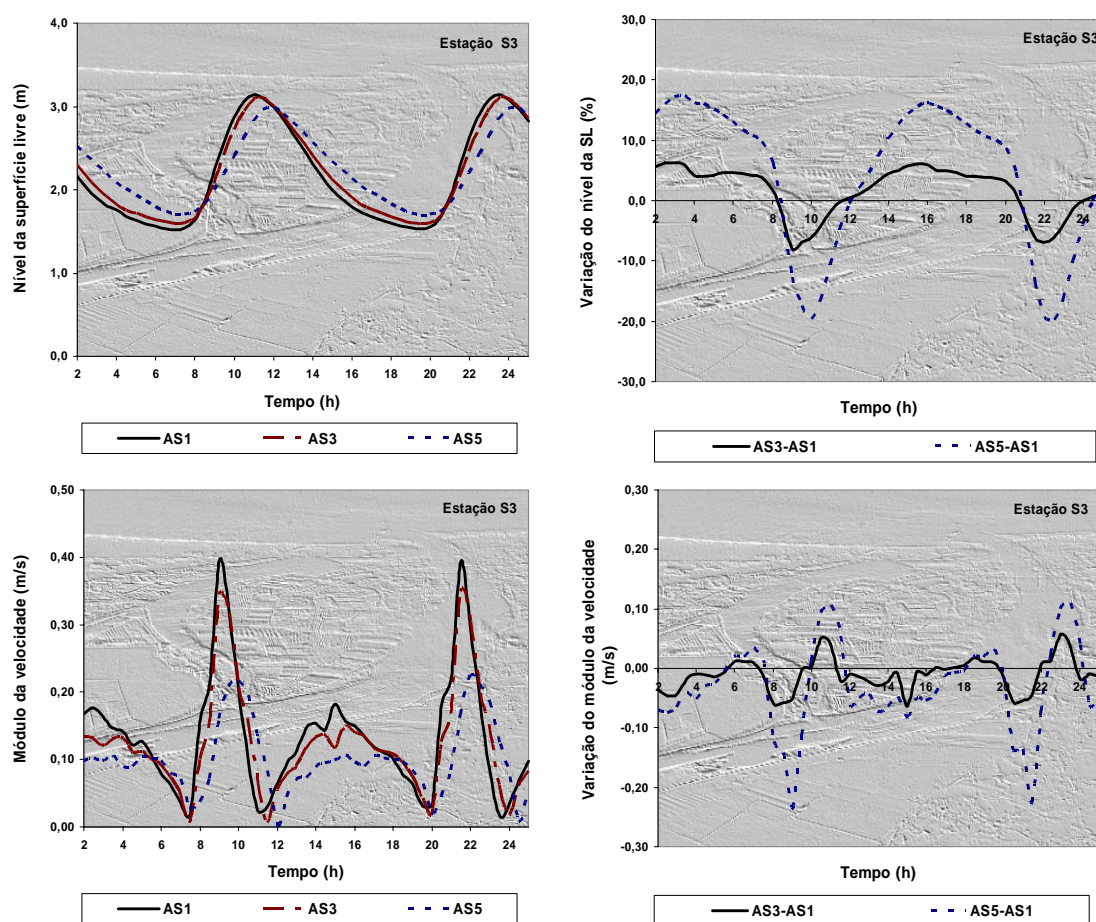


Figura 5.19 – Sensibilidade do nível da superfície livre e do módulo da velocidade médio ao coeficiente de rugosidade de Manning, na foz do Pranto

A variação média nos resultados revela-se significativa (atingindo 20%) apenas para o maior valor do coeficiente de Manning, que é quádruplo do valor menor. No intervalo entre os menores valores considerados para o coeficiente de rugosidade, há uma boa aproximação dos resultados, verificando-se que

essas diferenças resultam principalmente do desfasamento temporal na ocorrência dos valores de cada cenário.

O efeito do coeficiente (horizontal) de viscosidade turbulenta na variação temporal das variáveis NSL e MVM, no mesmo local (S3), está representado na Figura 5.20.

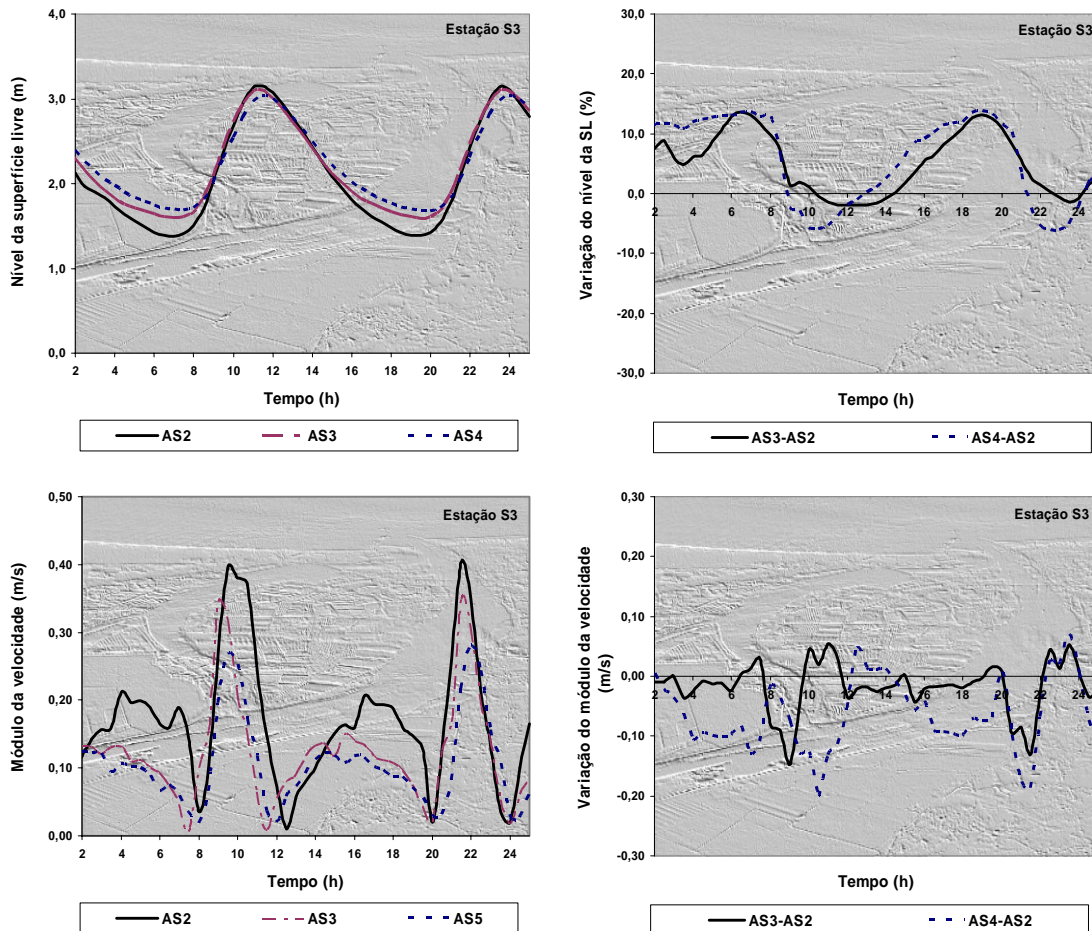


Figura 5.20 – Sensibilidade do nível da superfície livre e do módulo da velocidade média ao coeficiente de viscosidade turbulenta (horizontal), na foz do Pranto

Verifica-se que, neste caso, a dissonância mais significativa ocorre para o menor valor do coeficiente de viscosidade turbulenta pelo que a variação percentual no NSL é praticamente igual se tomarmos esse valor como referência. Além disso, o desfasamento temporal entre os resultados dos vários cenários é menor do que o verificado para o coeficiente de rugosidade.

De modo a identificar as regiões da *zona estuarina* mais sensíveis à variação dos parâmetros de calibração, procedeu-se a um mapeamento deste subdomínio com as diferenças dos níveis da superfície livre e do módulo da velocidade média, em cada um dos elementos, correspondentes aos valores limite dos intervalos considerados nesta análise de sensibilidade. Os resultados obtidos estão representados nas Figuras 5.21 a 5.24.

As zonas mais sensíveis à variação do NSL com o coeficiente de rugosidade localizam-se no braço sul, aumentando essa sensibilidade para montante em ambos os braços, devido ao efeito da batimetria (menores profundidades), variando as diferenças médias entre 0,6% (em N1) e 11,2% (no braço sul, em S3), com uma diferença máxima de 27,5% (em N4).

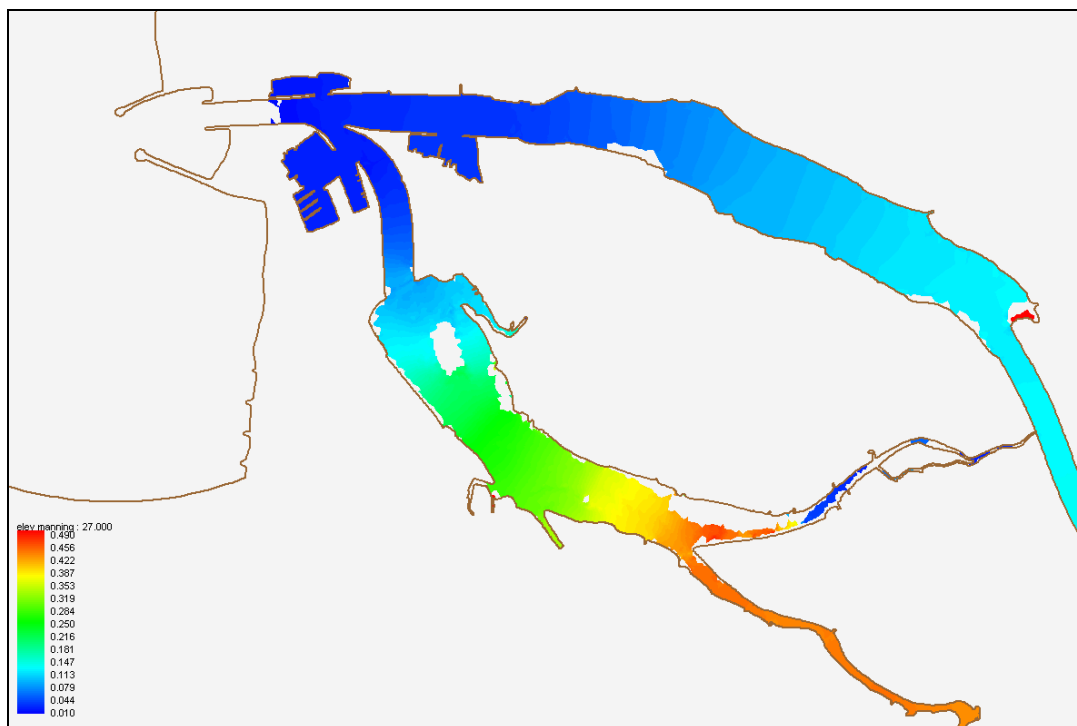


Figura 5.21 – Variação espacial da sensibilidade do nível da superfície livre ao valor do coeficiente de rugosidade de Manning

A variação do MVM com este parâmetro é bastante uniforme no braço norte, verificando-se que no braço sul as zonas mais sensíveis se localizam no seu trecho intermédio, entre a Lota e o esteiro dos Armazéns.

As diferenças médias do MVM na foz do Pranto variam entre $0,06 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,12 \text{ m.s}^{-1}$, com uma diferença máxima de $0,17 \text{ m.s}^{-1}$. Estes valores das diferenças são quase sempre originados por desfasamento entre os instantes em que se considerou a sua ocorrência.

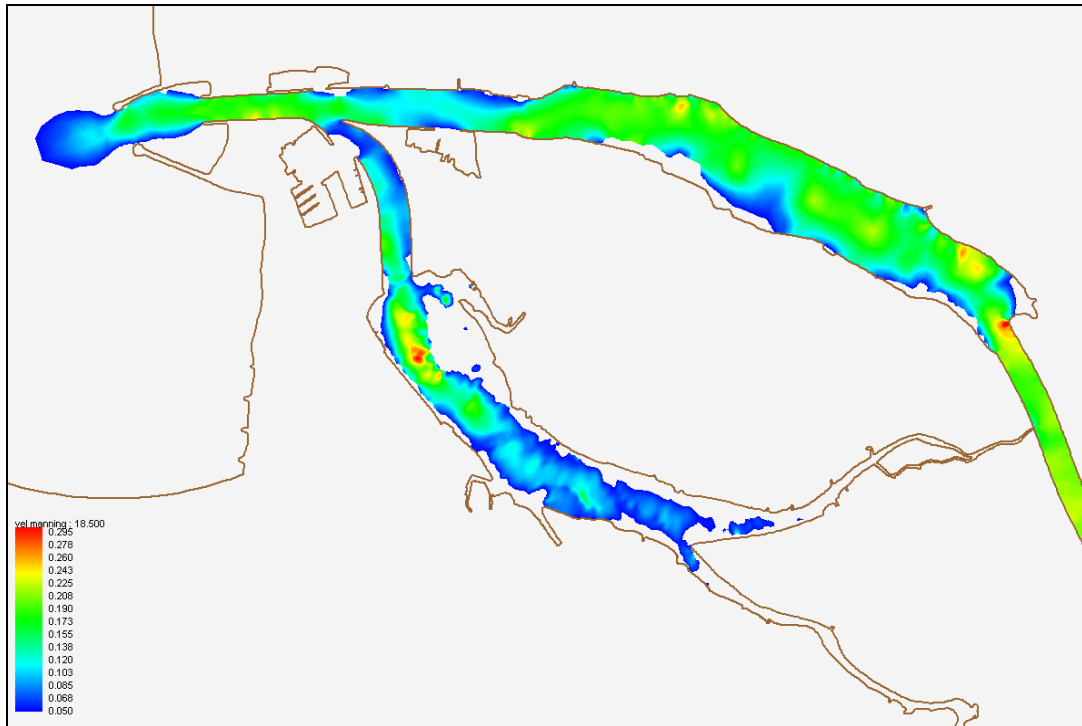


Figura 5.22 – Variação espacial da sensibilidade do módulo da velocidade média ao valor do coeficiente de rugosidade de Manning

O efeito do coeficiente (horizontal) de viscosidade turbulenta, além de menos acentuado do que o de rugosidade, não origina um gradiente significativo do valor das variáveis NSL e MVM em ambos os braços (pelo que houve necessidade de alterar as escalas de visualização, apresentadas nas respectivas legendas). No caso, do NSL esse efeito só é perceptível nas zonas menos profundas e mais distantes da embocadura (a montante das Pontes da Figueira da Foz e da Gala). As diferenças médias e máximas no MVM mantêm-se praticamente constantes nos dois braços do estuário, com valores de $0,07 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,19 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente, reduzindo-se essas diferenças a cerca de 70% na zona fluvial do estuário (a montante de N4).

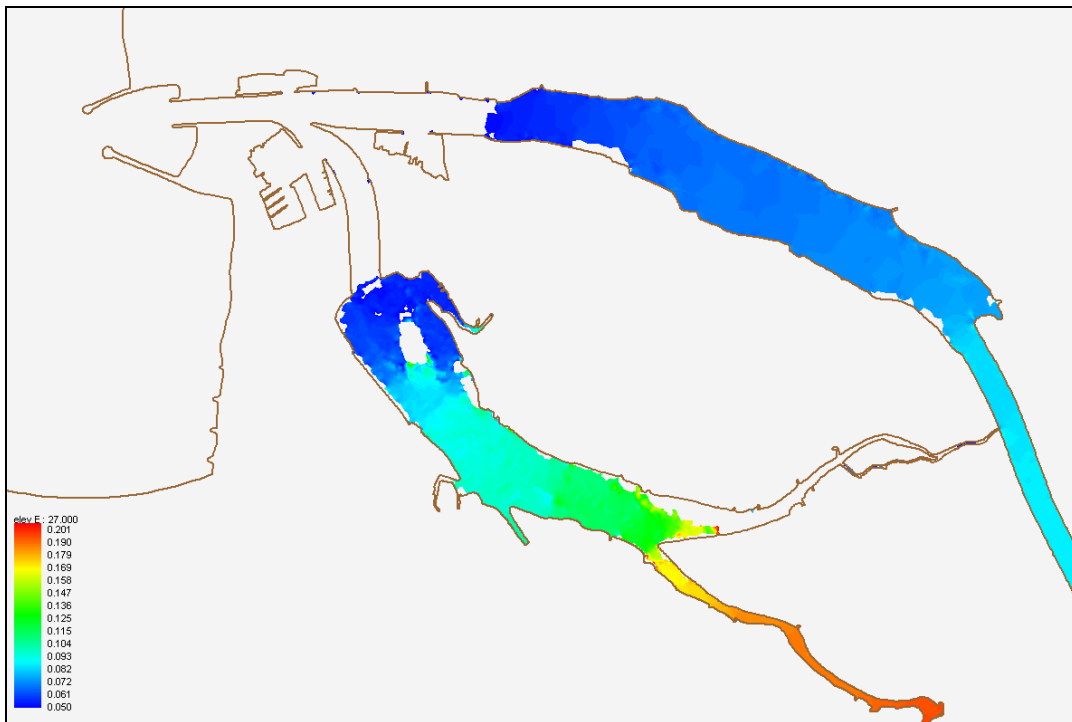


Figura 5.23 – Variação espacial da sensibilidade do nível da superfície livre ao valor do coeficiente de viscosidade turbulenta

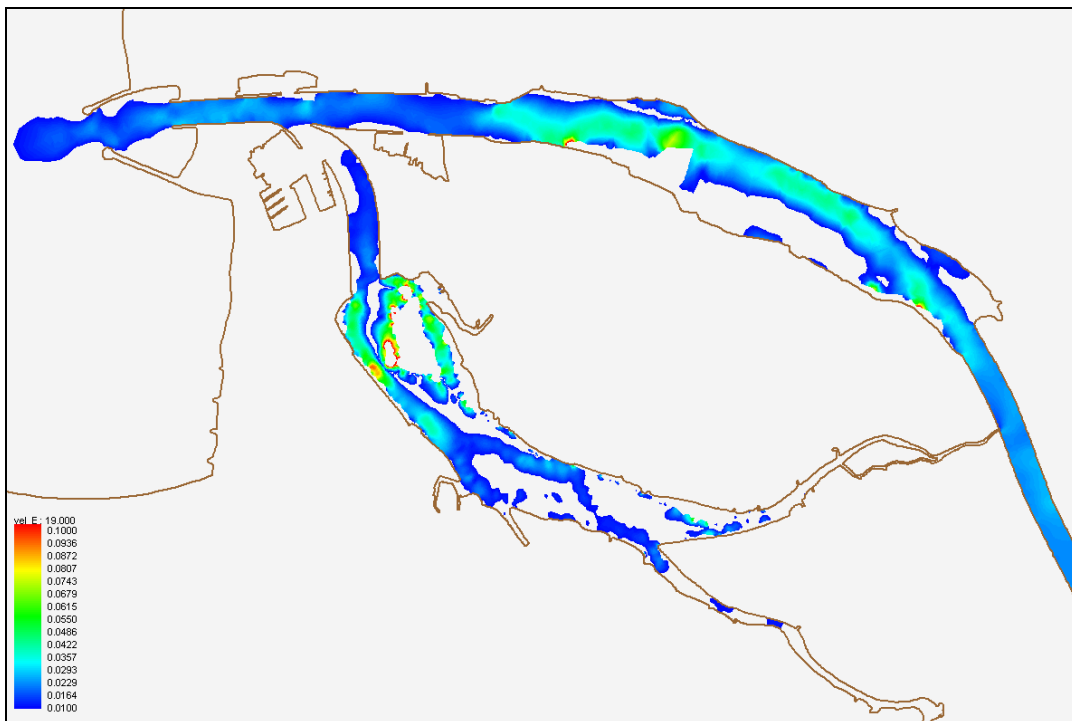


Figura 5.24 – Variação espacial do módulo da velocidade média ao valor do coeficiente de viscosidade turbulenta

Assim, atendendo aos resultados desta análise, a calibração do modelo deverá ser efectuada, de forma iterativa, considerando o valor do coeficiente de rugosidade que conduza ao melhor ajuste ao registo dos dados relativos à elevação da superfície livre. Note-se, que os erros resultantes dessa escolha são de ordem de grandeza inferior àqueles que decorrem das medições, atendendo quer à habitual ondulação da superfície livre (propagação da onda de maré e acção do vento), quer às condições de observação (distância e luminosidade).

5.3.5 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MÓDULO HIDRODINÂMICO

A especificidade de cada sistema hídrico e a diversidade (tipo, frequência e quantidade) de séries de dados (medições no protótipo) disponíveis inviabilizam a adopção de um método genérico para calibração e validação de modelos.

A calibração do modelo *MONDEST* foi efectuada através de sucessivas simulações com diferentes pares de valores, relativos aos parâmetros de calibração (n e E_h), visando o melhor ajuste possível entre os resultados dessas simulações e a série de dados de campo mais extensa, referente à elevação da superfície livre e à velocidade do escoamento. Essa série foi obtida em 28/09/2000, com a medição simultânea da elevação da superfície livre nas três estações do braço sul (Lota, Armazéns e Foz do Pranto).

As condições de fronteira adoptadas corresponderam à elevação do nível da superfície livre oceânica (calculada através do programa *SR95*), ocorrida nos dias de realização das campanhas seleccionadas para a calibração e validação, e ao caudal médio diário do rio Mondego, já que as comportas do Alvo se encontravam encerradas nesses dias.

O período de simulação útil adoptado na modelação hidrodinâmica foi de dois ciclos de maré (cerca de 25 horas), sendo este antecedido, no cálculo, por um período igual a um dia, destinado apenas a eliminar o efeito do regime transitório resultante da consideração da condição inicial de repouso (correspondente à situação de preia-mar). O passo de integração adoptado em todas as simulações hidrodinâmicas foi de 6 minutos.

A melhor correlação entre os níveis da superfície livre observados e os resultados obtidos com o modelo hidrodinâmico ($r \geq 0,96$) ocorreu para a simulação em que se considerou um valor para o coeficiente de rugosidade de Manning igual a $0,02 m^{-1/3}.s$ e um valor do coeficiente de viscosidade turbulenta igual a $20 m^2.s^{-1}$, para todo o domínio (Figura 5.25). Duma forma geral, a concordância entre os valores observados e calculados tende a diminuir com o afastamento à fronteira oceânica devido à diminuição das profundidades. Verifica-se que nas regiões mais interiores do braço sul (p.ex., na foz do rio Pranto) há uma maior influência da batimetria, originando maior assimetria na duração da enchente e da vazante. Essa assimetria apresenta variações significativas com a cota do local da secção transversal onde se procede à monitorização dessa elevação. De acordo com os resultados da análise de sensibilidade efectuada, o desfasamento entre os valores observados e calculados poderia ser minimizado com a adopção, neste subdomínio, dum valor do coeficiente de Manning próximo de $0,04 m^{-1/3}.s$ (Figura 5.20).

Na Figura 5.26 apresenta-se uma comparação entre os valores calculados do módulo da velocidade e os medidos na estação da Lota, a cerca de 0,50 m da superfície. A correlação de valores obtida ($r = 0,90$) é bastante satisfatória atendendo não só a eventuais erros de calibração do molinete utilizado nas medições e à indefinição da direcção e profundidade que se considerou na medição do módulo da velocidade (que no modelo resulta duma soma vectorial), mas também ao facto de estes resultados traduzirem valores médios na vertical.

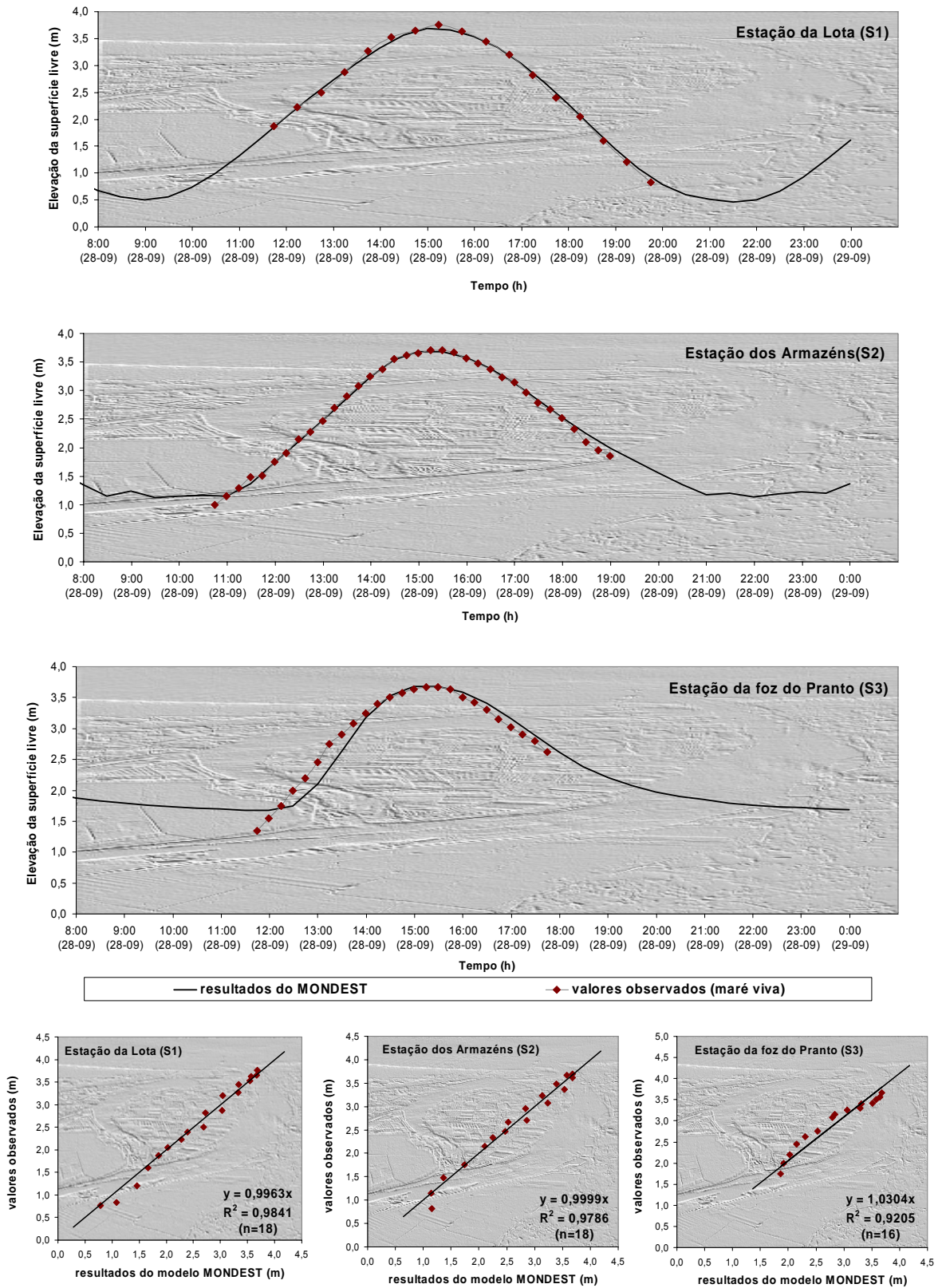


Figura 5.25 – Calibração do modelo *MONDEST* relativa ao nível da superfície livre

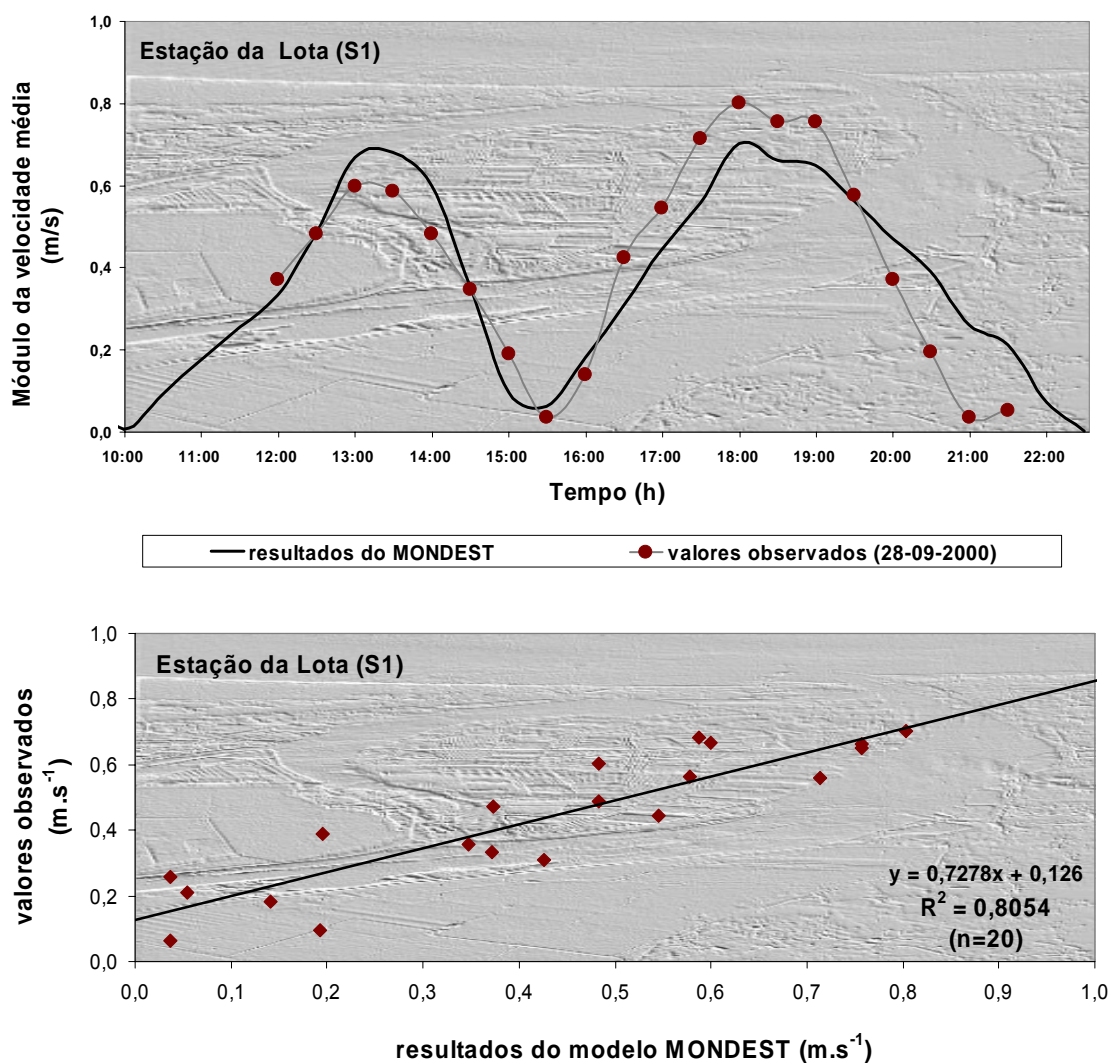


Figura 5.26 – Calibração do modelo *MONDEST* relativa ao módulo da velocidade média

A calibração do modelo foi também efectuada na fronteira montante do estuário, junto à ponte de Formoselha, considerando a propagação duma maré viva de elevada amplitude (cerca de 1,9 m) ocorrida em Setembro de 2002.

Os resultados obtidos apresentam uma boa correlação (Figura 5.27), após correcção da cota batimétrica inicialmente adoptada para o local de medição com base no perfil longitudinal do leito central proposto no Projecto de Regularização do Baixo Mondego (Lencastre, 2004).

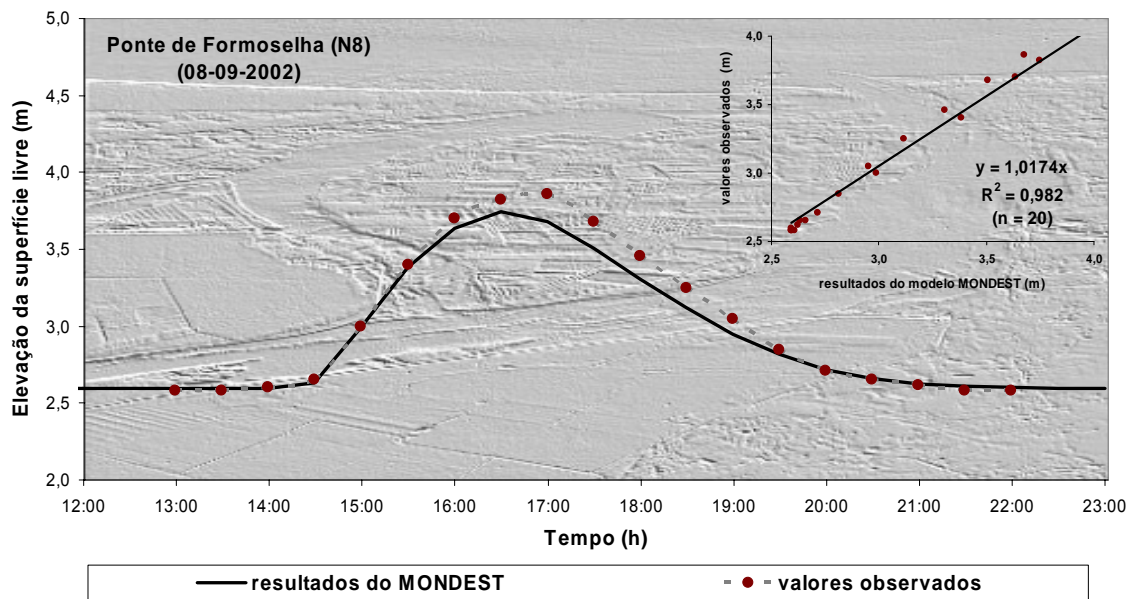


Figura 5.27 – Calibração na fronteira montante do estuário (Ponte de Formoselha)

Verifica-se, porém, que a diferença no nível da superfície livre observada foi de 1,28 m, que é superior em 0,13 m à obtida nos resultados da simulação. Esta situação indica que o coeficiente de rugosidade de *Manning* deveria ser diminuído no trecho fluvial, para aumentar a amplitude da onda e reduzir o ligeiro desfasamento (também) verificado, no caso de se pretender analisar o comportamento hidrodinâmico nesse trecho.

A adopção criteriosa de mais do que um valor do coeficiente de rugosidade para o domínio modelado poderá ser um futuro refinamento deste modelo, de modo a reproduzir melhor a heterogeneidade do leito deste estuário, agravada pela sua regularização parcial.

Com os mesmos valores dos parâmetros de calibração, procedeu-se à validação da componente hidrodinâmica do modelo *MONDEST* através da comparação dos resultados do modelo com outras séries de dados, obtidas em diferentes regimes de maré (Figura 5.28), tendo-se igualmente verificado uma boa aproximação dos resultados do modelo *MONDEST* aos registos das campanhas de amostragem.

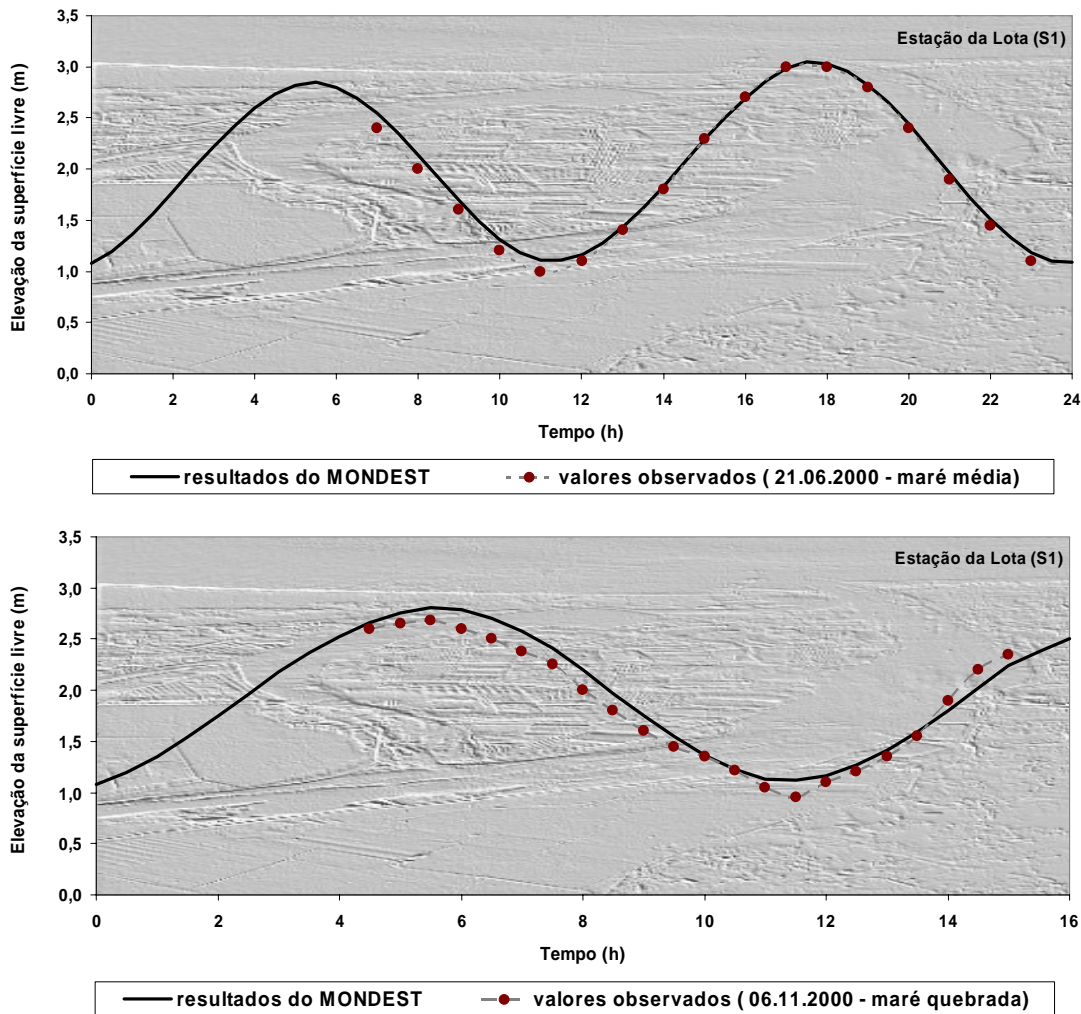


Figura 5.28 – Validação do modelo MONDEST relativa ao nível da superfície livre

Algumas séries de dados não configuraram uma boa correlação com os resultados do modelo, nomeadamente as que se referem ao módulo da velocidade em períodos de maior pluviosidade, podendo esse facto ser atribuído à abertura das comportas do Alvo (rio Pranto).

Na Figura 5.29 apresenta-se uma situação desse tipo, correspondente a uma simulação hidrodinâmica com caudal do rio Pranto nulo, verificando-se, nos valores observados, a manutenção de velocidades de escoamento significativas durante a estofa da preia-mar (não se anulando) e uma quase duplicação da velocidade máxima na vazante.

Durante a enchente há uma diminuição da velocidade relativamente à da simulação, presumidamente devido à inércia causada pela contra-corrente do caudal do rio Pranto.

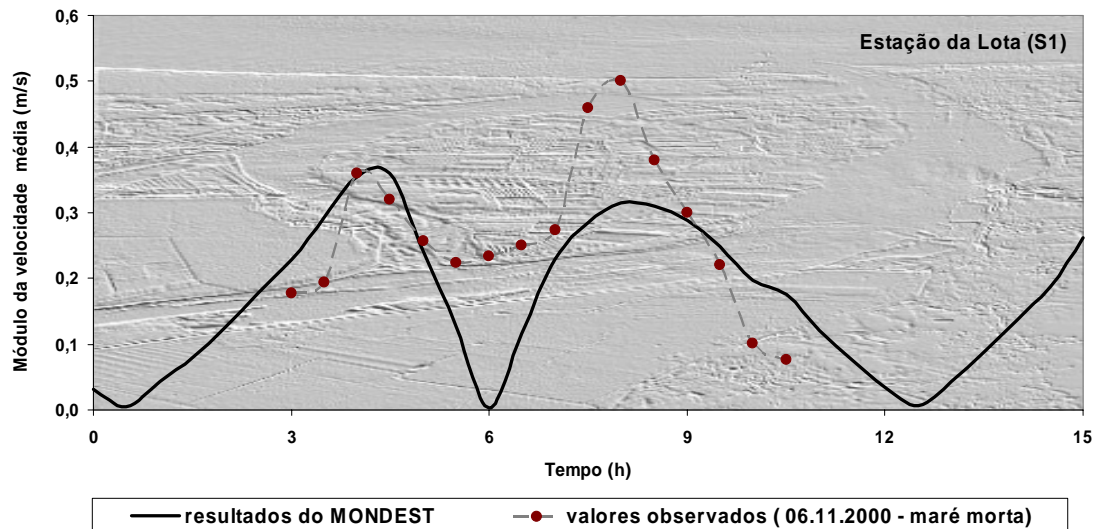


Figura 5.29 – Influência do caudal do rio Pranto na velocidade das correntes do braço sul

Constata-se, através deste exemplo, a influência significativa do caudal fluvial do rio Pranto na hidrodinâmica do braço sul e que será objecto de análise no ponto seguinte.

5.3.6 MODELAÇÃO DA HIDRODINÂMICA DO ESTUÁRIO

Na modelação da hidrodinâmica deste estuário procedeu-se à realização de dezasseis simulações, utilizando o modelo *MONDEST*, para caracterizar os campos de velocidades nos dois braços do estuário em função do tipo de maré e da variação dos caudais fluviais do rio Mondego e do rio Pranto (Tabela 5.6).

Além disso, procurou-se estimar os caudais de maré na enchente e na vazante através do cálculo dos prismas de maré em várias secções, tendo em consideração as prováveis variações nas assimetrias que se verificam nas durações da enchente e da vazante.

Tabela 5.6 – Cenários para a análise das características hidrodinâmicas do estuário

CAUDAL FLUVIAL ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)		MARÉ-TIPO		
Mondego	Pranto	Média	Viva	Quebrada
	0	H 1	H 2	H 3
15	15	H 4		
	30	H 5		
75	0	H 6	H 7	H 8
	0	H 9	H 10	H 11
340	15	H 12		
	30	H 13		
500	30		H 14	
800	30		H 15	H 16

As simulações efectuadas permitiram, também, avaliar outros aspectos mais específicos, tais como: a variação das assimetrias entre a duração da enchente e da vazante ao longo dos dois braços; o desfasamento temporal da propagação da maré em cada braço e entre ambos; a não inversão do sentido de escoamento no braço norte para caudais de cheia; a relação entre as intensidades das correntes de enchente e de vazante; o efeito directo das correntes do braço norte na circulação do braço sul; e a variação transversal do módulo da velocidade média, nomeadamente no braço sul.

A análise dos resultados das simulações será efectuada em termos espaciais, através do mapeamento de campos de velocidades e de NSL, e temporais, através de gráficos que permitam avaliar a evolução, numa ou mais secções, das variáveis hidrodinâmicas para diferentes cenários de simulação.

5.3.6.1 EFEITO DA ACÇÃO DA MARÉ NAS CORRENTES ESTUARINAS

O efeito da acção da maré no comportamento hidrodinâmico do estuário foi efectuado através da variação da sua amplitude, considerando um caudal do rio Mondego constante e igual ao valor médio de estiagem e um valor nulo do caudal do rio Pranto (cenários H2 e H3), para minimizar a sobreposição de efeitos e traduzir situações reais de escoamento fluvial.

Nas Figuras 5.30 e 5.31 representa-se o mapeamento dos resultados do modelo MONDEST relativos ao efeito do regime da maré (viva e quebrada) nas velocidades máximas das correntes na *zona estuarina*, durante a enchente e a vazante, respectivamente.

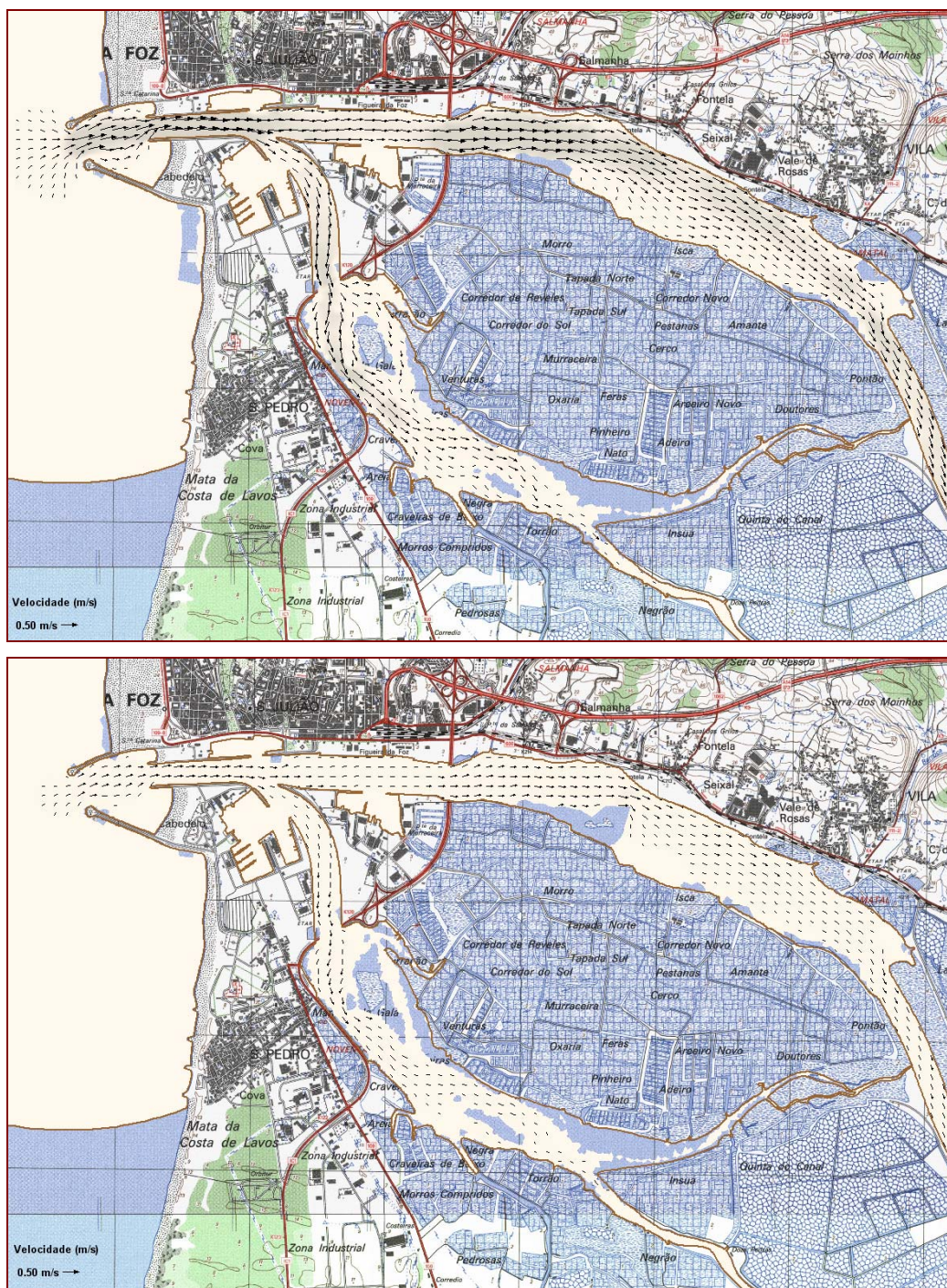


Figura 5.30 – Campo de velocidades máximas durante a enchente (maré viva e quebrada)

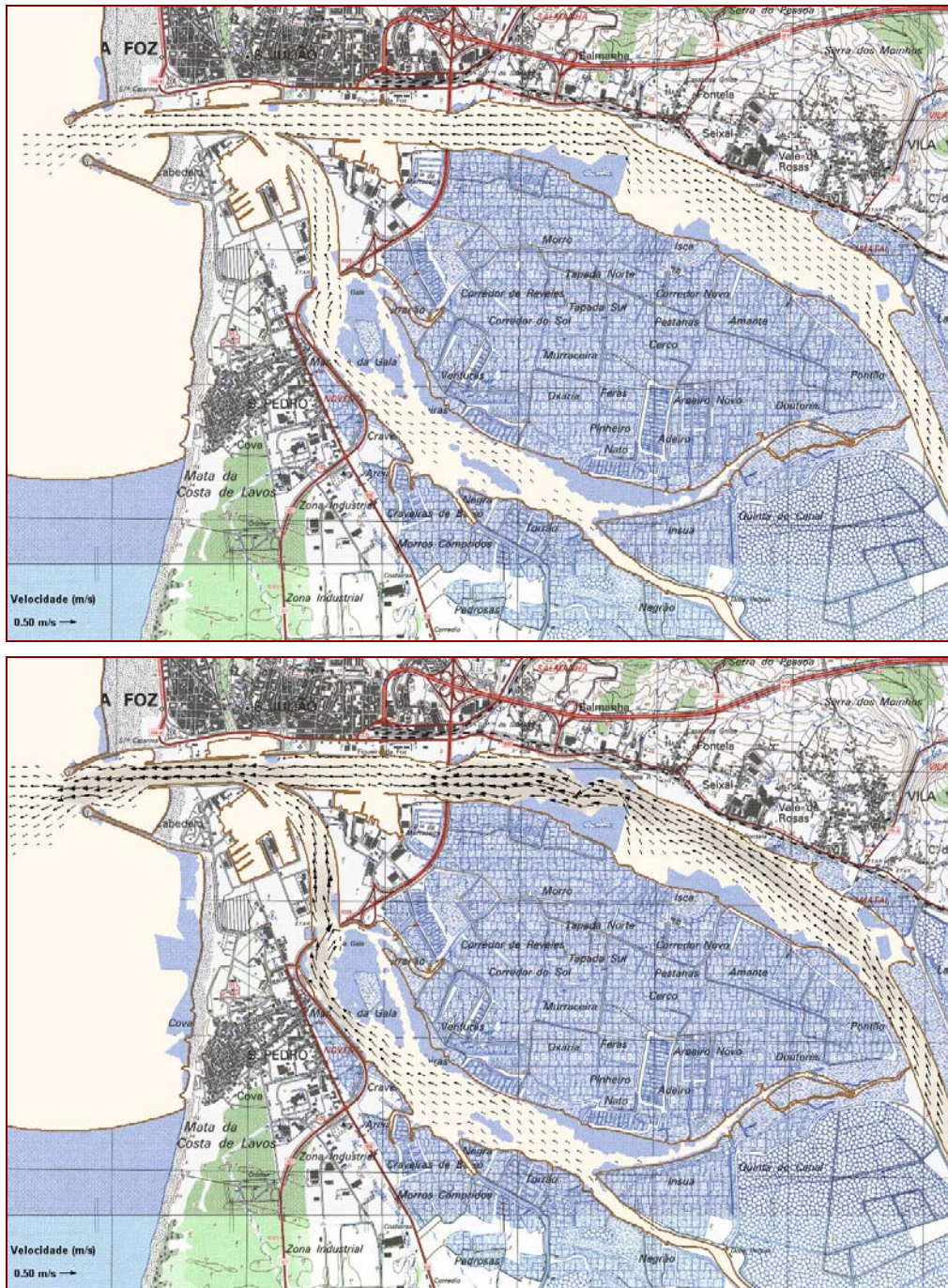


Figura 5.31 – Campo de velocidades máximas durante a vazante (maré viva e quebrada)

No braço norte, os valores máximos da velocidade ocorrem, de acordo com estes resultados, cerca de 1 km a montante da Ponte da Figueira da Foz (na zona da Fontela) devido às características batimétricas do local, variando a intensidade máxima entre $0,33$ e $0,61 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, em função da amplitude da maré.

No canal a jusante da confluência dos dois braços (N1) e na zona dos Cinco Irmãos (N4) registam-se valores máximos semelhantes na intensidade das correntes variando entre $0,3$ e $0,7 \text{ m.s}^{-1}$. No braço sul, e apesar da maior irregularidade das secções de vazão nas áreas de sapal, há uma prevalência das velocidades máximas na zona da Gala (situada na margem esquerda, a montante da Ponte da Gala), com intensidades entre $0,35$ e $0,7 \text{ m.s}^{-1}$.

Na Figura 5.32 apresentam-se os resultados do *MONDEST* relativos ao efeito do regime de maré na variação do nível da superfície livre (NSL) ao longo dum ciclo de maré, na *zona estuarina* (cenários H2 e H3).

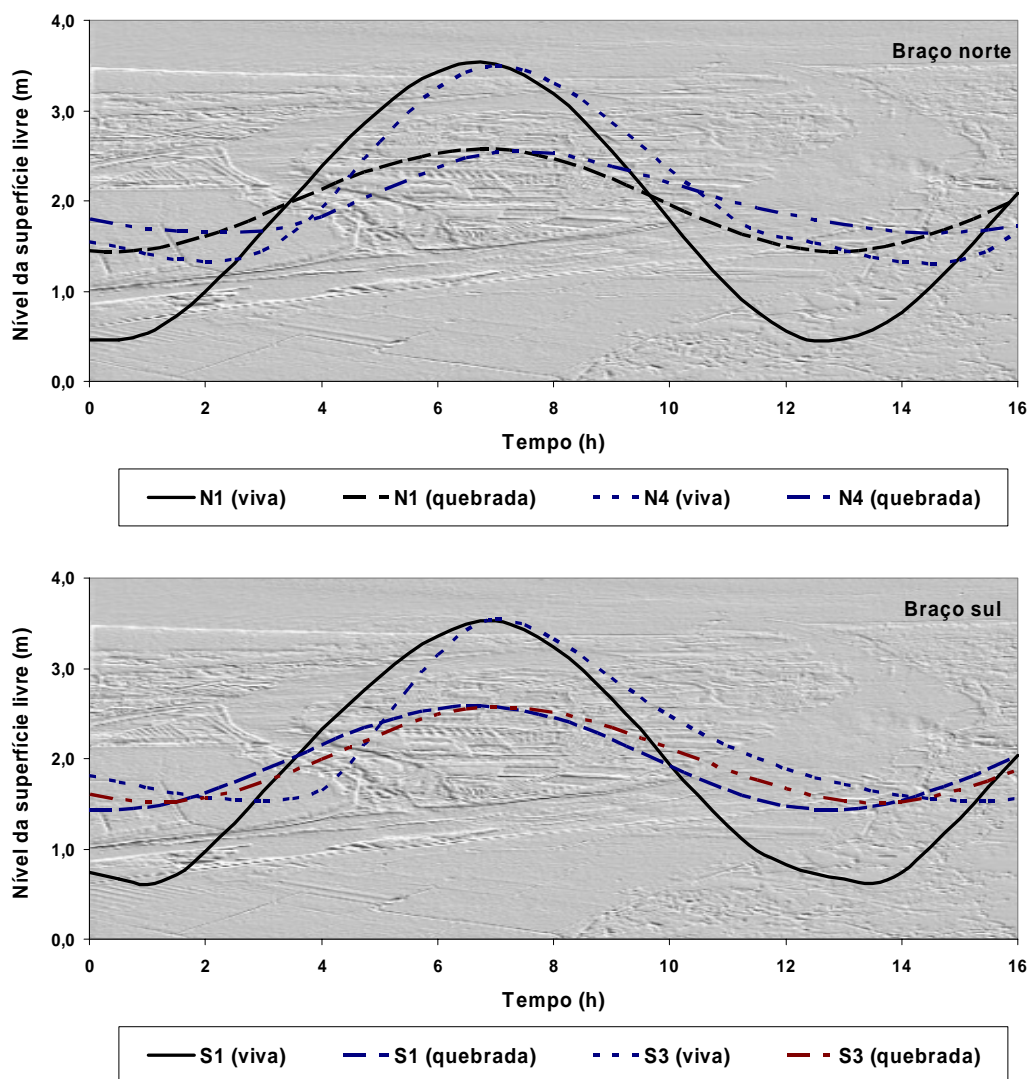


Figura 5.32 – Efeito do regime de maré na variação do NSL na *zona estuarina*

Na zona estuarina a variação do regime de maré não origina atrasos sensíveis na ocorrência da preia-mar e da baixa-mar, mesmo em S3 onde se verifica um atraso da ordem dos 15 minutos. Na secção N1 as durações da enchente e da vazante são semelhantes, enquanto que nas zonas interiores dos dois braços (N4 e S3) há uma assimetria acentuada nessas durações, com um tempo de enchente de 5 horas e um tempo de vazante de 7,5 horas, para um caudal do rio Mondego de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

As secções dos dois braços a distâncias semelhantes da embocadura apresentam NSL semelhantes entre si para qualquer regime de maré, embora as do braço sul apresentem uma tendência para um maior prolongamento das vazantes, devido às suas menores profundidades.

No braço norte verificam-se atrasos, entre as secções N1 e N4, de 15 minutos e de 2 horas na ocorrência da preia-mar e da baixa-mar, respectivamente. Os níveis da superfície livre são semelhantes na preia-mar, mas os da baixa-mar crescem para montante, devido ao efeito do aumento das cotas batimétricas. Na Figura 5.33 apresenta-se o efeito do regime de maré na variação do MVM num dos trechos onde ocorrem as correntes são mais intensas (N4).

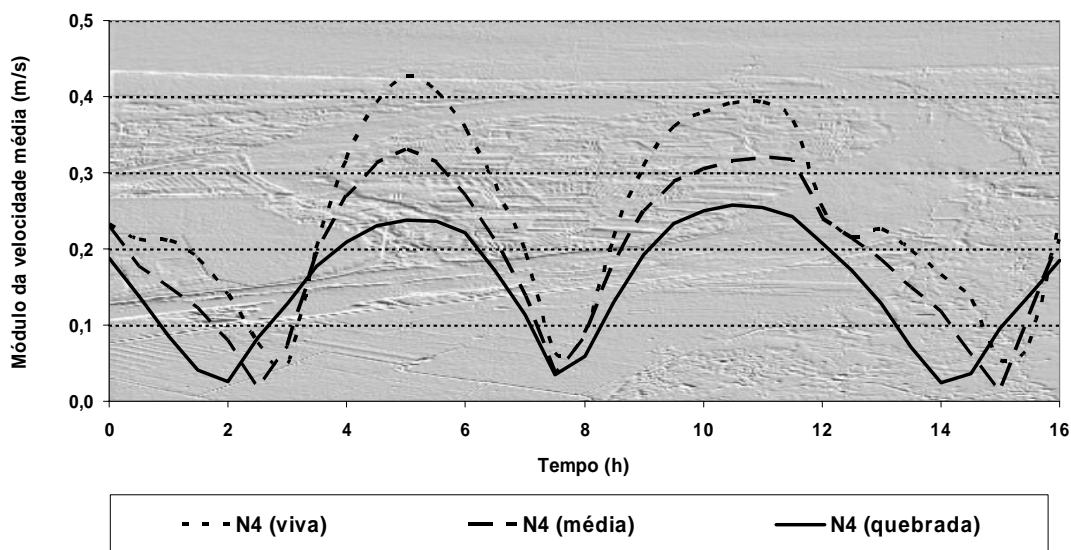


Figura 5.33 – Efeito do regime de maré na variação do MVM no braço norte (N4)

Numa maré quebrada verifica-se que o valor máximo do MVM na enchente é quase metade do que o calculado para a maré viva, sendo esta diferença atenuada nas velocidades de vazante devido à inversão na relação de grandeza das intensidades das correntes nestas duas situações: na maré viva a velocidade máxima na enchente é superior, enquanto que na maré quebrada passa a ser ligeiramente inferior.

Na estofa da preia-mar não se verifica qualquer atraso, mas na estofa da baixa-mar há um atraso crescente com o aumento da amplitude de maré, que pode ser superior a 1 hora.

Nas Figuras 5.34 e 5.35 apresentam-se a propagação da onda de maré e a variação da intensidade das correntes ao longo do braço norte e do trecho fluvial do estuário devidas à acção duma maré viva.

Neste cenário, conclui-se que, ao longo do estuário, existe um atraso de 1 hora na ocorrência da preia-mar e uma elevação residual na fronteira montante de 0,17 m. Devido ao efeito da batimetria nas secções da zona fluvial do estuário, a duração da vazante é prolongada, podendo atingir quase 10 horas, o que origina um atraso no início da enchente de 4,5 horas.

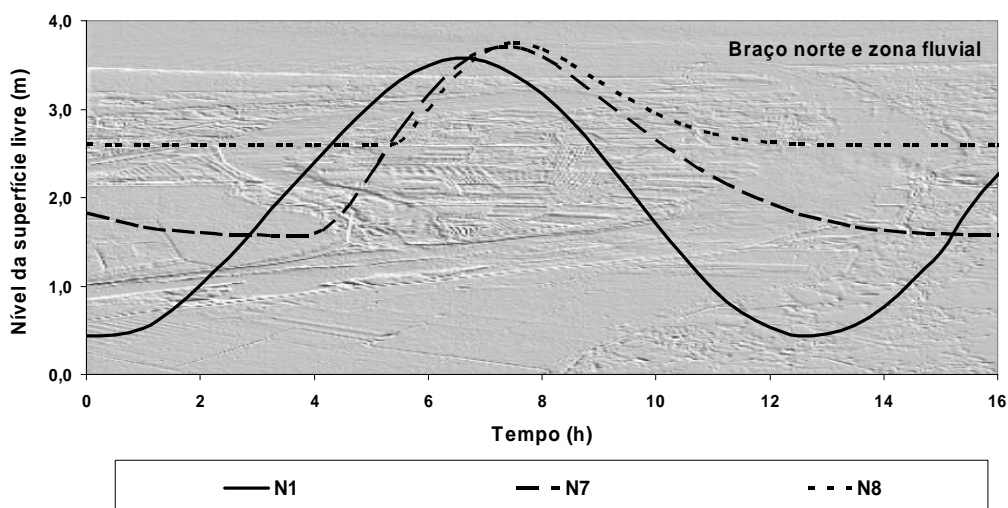


Figura 5.34 – Efeito no NSL da propagação duma maré viva ao longo do estuário

Verifica-se, também, que no trecho a montante da Ponte de Verride (a cerca de 19 km da embocadura), a variação da velocidade apresenta um comportamento de tipo fluvial – valor constante durante a vazante (e igual ao máximo da enchente) diminuindo apenas na estofas – semelhante ao que ocorre na secção N7 (Figura 5.36). Note-se, ainda, que a estofa da baixa-mar na zona fluvial e a intensidade máxima da corrente da enchente na zona estuarina ocorrem quase em simultâneo.

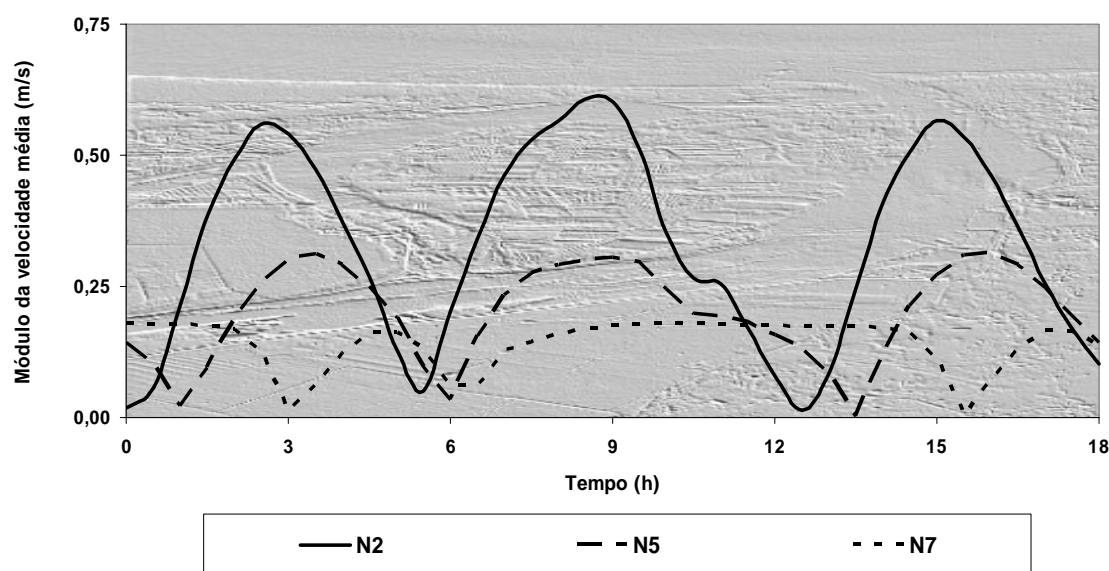


Figura 5.35 – Efeito no MVM da propagação duma maré viva ao longo do estuário

5.3.6.2 EFEITO DO CAUDAL FLUVIAL NAS CORRENTES ESTUARINAS

O efeito geral da variação dos caudais fluviais do rio Mondego e do rio Pranto foi avaliado considerando, geralmente, a ocorrência duma maré média (tipo), por ser a mais frequente e a usualmente seleccionada para a simulação de processos (físicos, químicos e biológicos) com maior escala temporal. Deste modo foram simuladas as condições hidrodinâmicas correspondentes aos cenários H1, H6 e H9 (efeito do caudal do rio Mondego) e aos cenários H1, H4 e H5 (efeito do caudal do rio Pranto).

Na Figura 5.36 apresenta-se o mapeamento dos resultados do modelo *MONDEST* relativos às simulações dos cenários H1, H5 e H9, que traduzem uma variação nos caudais fluviais do rio Pranto (de 0 para $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e do rio Mondego (de 15 para $340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), de modo a avaliar os seus efeitos nas correntes máximas de vazante nos braços sul e norte, respectivamente.

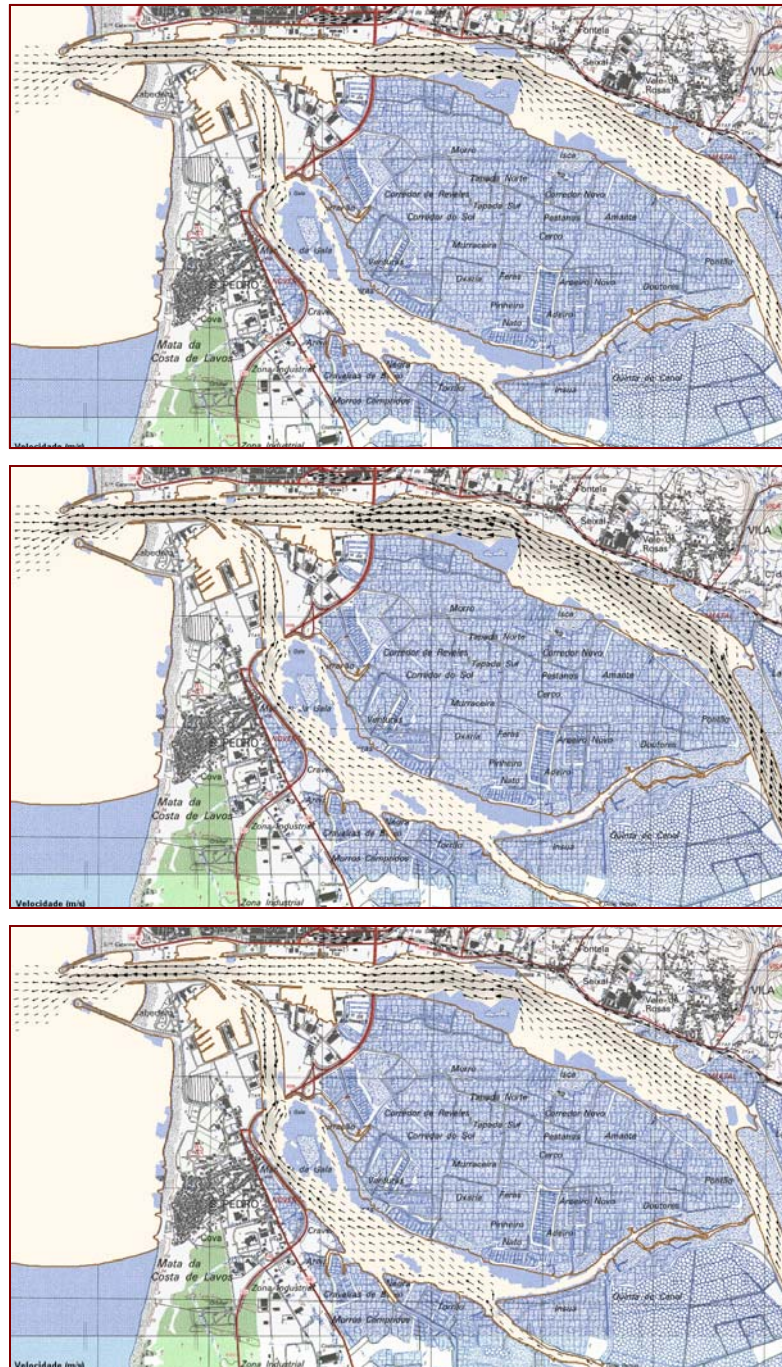


Figura 5.36 – Campo de velocidades máximas durante a vazante (cenários H1, H9 e H5)

No braço sul, os valores máximos da velocidade são muito pouco influenciados pela variação do caudal do rio Mondego. Pelo contrário, a descarga dum caudal máximo do rio Pranto (cenário H5) provoca, em relação ao cenário H1, um incremento de quase 20% na intensidade máxima da corrente de vazante, aumentando-a de 0,64 para 0,75 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Na foz do rio Pranto (S3), o efeito do aumento do caudal fluvial do rio Mondego para 340 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (cenário H9) traduz-se numa maior intensidade da corrente na enchente em relação à da vazante (como em S1) e num prolongamento da duração da vazante até 9 horas. Na Figura 5.37 ilustra-se esta situação e a variação do MVM ao longo do braço sul (cenário H9).

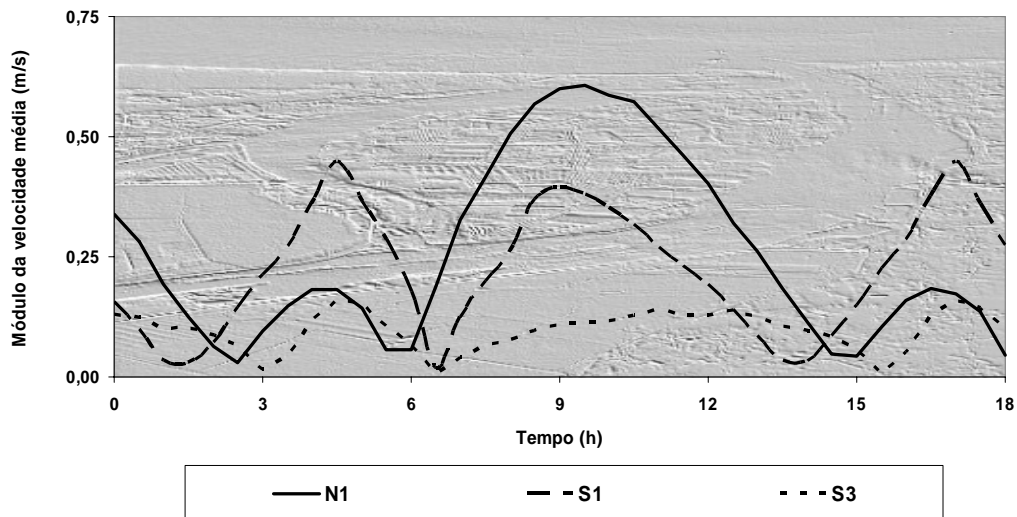


Figura 5.37 – Variação do MVM ao longo do braço sul do estuário (cenário H9)

No braço norte, o aumento do caudal do rio Mondego tende a anular os desfazamentos relativos à ocorrência dos valores máximos do MVM na enchente e do NSL e a prolongar a estufa da baixa-mar nas secções mais interiores. Nas condições do cenário H9, a enchente fica reduzida, apenas, a cerca de 3,5 horas. Neste braço, o escoamento deixa de ser reversível para este valor do caudal associado a uma maré quebrada, ao contrário do que se verifica no braço sul, onde essa reversibilidade se mantém mesmo para caudais de cheia superiores a 800 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

Na Figura 5.38 apresentam-se os resultados obtidos para o cenário H11 nos locais onde ocorrem as intensidades máximas das correntes em cada um dos braços do estuário.

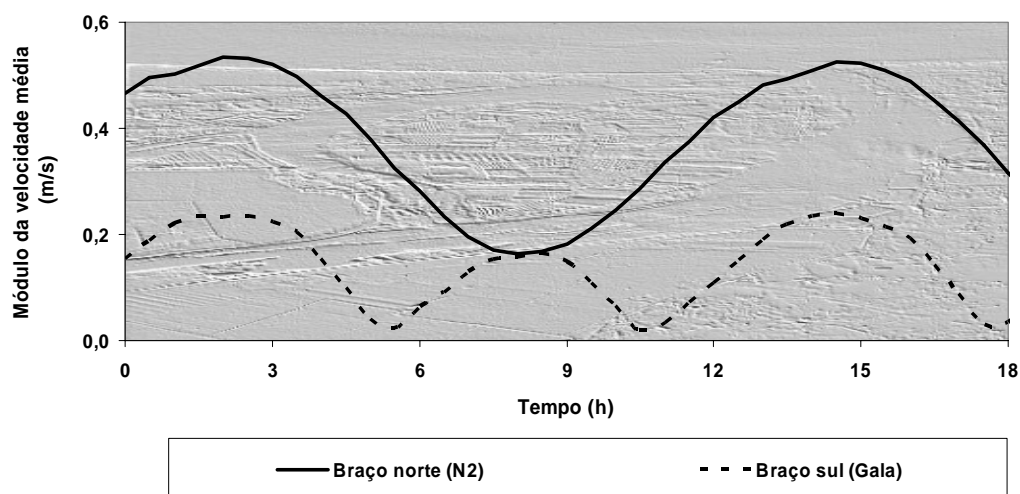


Figura 5.38 – Variação da intensidade máxima das correntes nos dois braços do estuário para o caudal de dimensionamento do leito menor do canal central (cenário H11)

Para valores do caudal do rio Mondego superiores a $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, verifica-se uma suavização da variação temporal das intensidades das correntes de vazante neste estuário, no caso de marés quebradas (cenário H16). Nestas condições, os valores máximos dessas intensidades oscilam entre $0,6$ e $0,85 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, no braço norte, e entre $0,1$ e $0,25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, no braço sul (Figura 5.39).

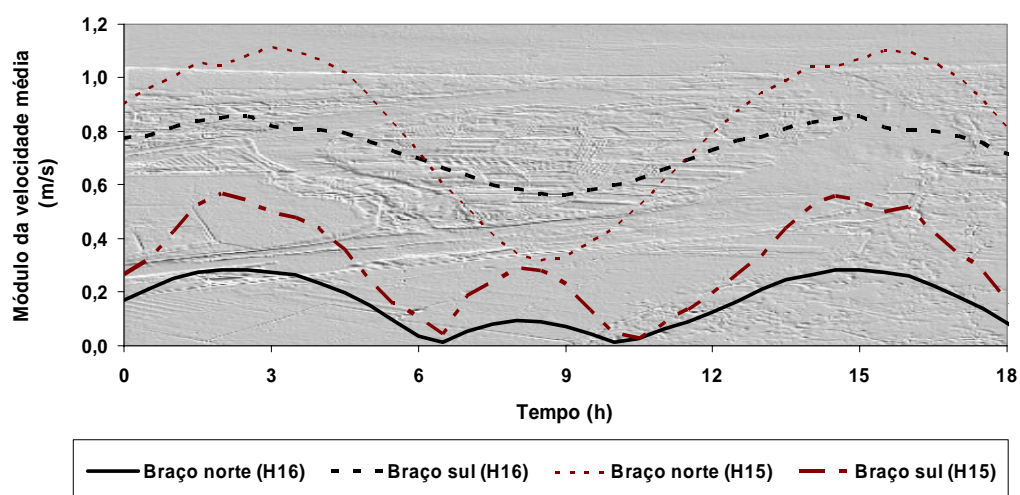


Figura 5.39 – Variação da intensidade máxima das correntes nos dois braços do estuário em situação de cheia (cenários H15 e H16)

Em situações de maré viva (cenário H15), as correntes de vazante atingem valores de $1,1 \text{ m.s}^{-1}$ no braço norte, sendo inferiores, no braço sul, às que ocorrem quando há descargas do rio Pranto e para valores menores do caudal do rio Mondego

O efeito do caudal do rio Mondego na hidrodinâmica do braço sul pode ser motivado pela entrada directa, por jusante e durante a enchente, das correntes do braço norte para o braço sul, que, de acordo com os resultados do modelo, ocorre para caudais de cheia superiores a $500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Figura 5.40).

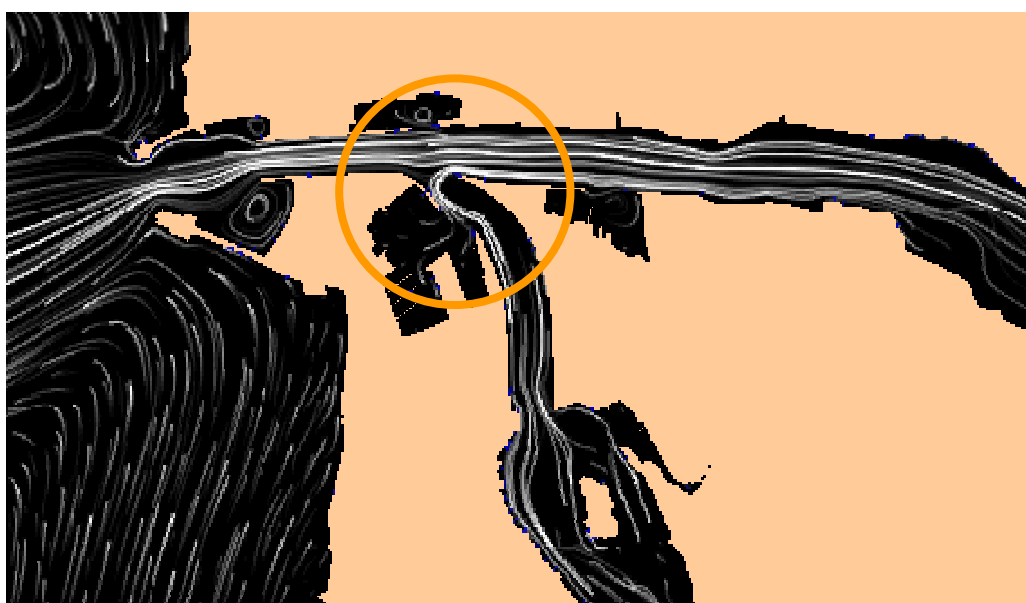


Figura 5.40 – Linhas de corrente na confluência dos braços (cenário de cheia H14)

No entanto, há um outro efeito (indirecto) da variação do caudal do rio Mondego no braço sul resultante da correspondente alteração do nível da superfície livre na sua fronteira de jusante (confluência dos dois braços).

Verifica-se, neste caso, que o aumento desse caudal agrava a assimetria nos tempos de duração da enchente e da vazante que aumenta ao longo do braço sul, prolongando os respectivos tempos da vazante. Na foz do rio Pranto, a duração da vazante pode variar entre 7,5h e 9h, reduzindo, neste caso, o tempo da enchente a apenas 3,5 horas (cenário H9, ver Figura 5.38).

Por último, procedeu-se a uma análise da variação transversal do MVM na secção (montante) da Ponte da Gala, no sentido de avaliar a opção tomada de desenvolver o modelo bidimensional MONDEST, abandonando a abordagem unidimensional mais simplificada que serviu de base aos estudos preliminares associados à estimativa do balanço de nutrientes no braço sul.

Considerando, como exemplo, as condições estabelecidas no cenário H5, os resultados do modelo MONDEST vêm confirmar a hipótese, baseada na irregularidade da secção transversal, numa grande discrepância dos valores máximos das correntes de enchente e de vazante, revelando, também, um acentuado desfasamento (ao longo do ciclo de maré) entre os valores obtidos para a margem esquerda, onde se localiza o canal mais profundo, e os das outras duas zonas adjacentes a áreas não preferenciais em termos de escoamento (Figura 5.41).

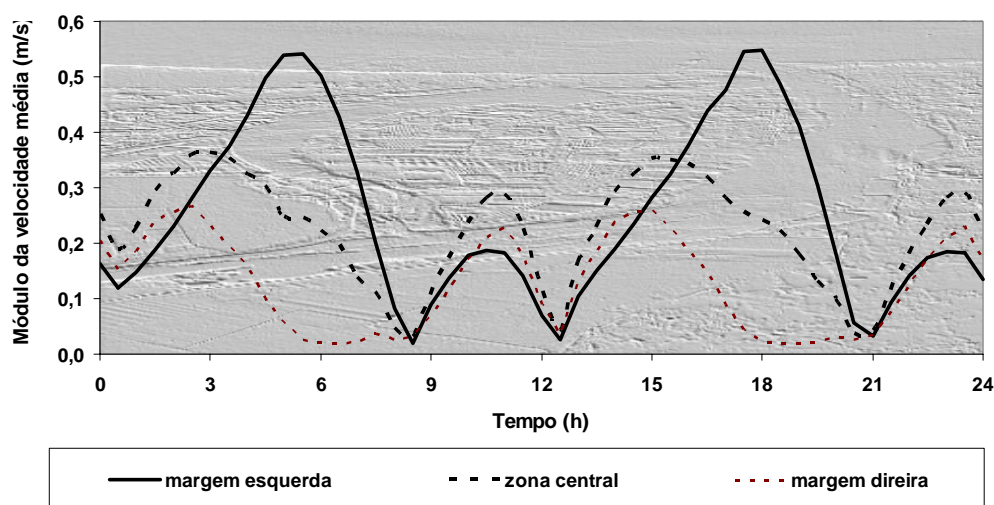


Figura 5.41 – Variação transversal do MVM na secção montante da Ponte da Gala

Na margem esquerda, os valores máximos da intensidade da corrente de vazante são duplos dos da margem direita e ocorrem com um atraso de cerca de 2 horas, potenciando a criação de circulações residuais na vazante. Na enchente, o desfasamento entre os valores do MVM é mínimo, ocorrendo os menores valores na margem esquerda. Este facto está, obviamente, associado à elevada descarga do rio Pranto, prevista neste cenário.

No caso de as comportas estarem encerradas (cenário H1), estas assimetrias dos valores máximos são mais reduzidas, mantendo-se, porém, os defasamentos das velocidades na vazante.

Conclui-se, assim, que a opção tomada se justifica plenamente, pois o intervalo de tempo necessário para a medição das velocidades ao longo da secção transversal da Ponte da Gala (superior a 20 minutos), associada à variabilidade da sua direcção, pode introduzir erros significativos nos valores das intensidades das correntes e que são muito amplificados quando, por exemplo, se procede ao cálculo de fluxos mensais de nutrientes baseado em monitorizações descontínuas e pouco frequentes (quinzenais ou mensais).

Os erros associados a estas medições podem também ser amplificados quando se utilizam os valores (assim obtidos) para estimar os prismas de marés, através do cálculo de caudais médios de maré (mesmo sem se conhecer a variação da secção real de escoamento) e da consideração de tempos “médios” de enchente e de vazante (desprezando as eventuais assimetrias e a sua variação em função dos regimes de maré e de caudal fluvial).

Daí que, neste trabalho, se preconize uma metodologia inversa para o cálculo dos caudais médios de maré (apresentada no ponto seguinte), partindo da determinação dos prismas de maré, através da aplicação do modelo MONDEST e das durações reais de enchente e de vazante, dados pelo intervalo de tempo que decorre entre os instantes correspondentes aos volumes máximos e mínimos de água em cada subdomínio do estuário. Estes volumes variam em função da batimetria (principalmente, no caso das áreas de sapal), da amplitude da maré e da grandeza dos caudais fluviais que afluem a esse estuário. Verifica-se que, em alguns trabalhos publicados se negligencia ou se omite o efeito deste último factor no cálculo dos prismas de maré.

5.3.6.3 PRISMAS E CAUDAIS DE MARÉ

Neste trabalho procedeu-se ao cálculo dos prismas de maré considerando os efeitos da variação do regime de maré e dos valores do caudal do rio Mondego. Nesse cálculo incidiu não só sobre a totalidade do estuário (até aos molhes interiores do porto comercial da Figueira da Foz), mas também sobre os seguintes subdomínios: zona estuarina (até à estação N4), braço sul a montante da foz do Pranto, trecho do rio Pranto a jusante das comportas, trecho do braço sul a montante da Ponte da Gala e braço sul (a totalidade até à confluência dos dois braços (N1)). Na Figura 5.42, apresenta-se uma síntese dos resultados obtidos no cálculo dos prismas de maré na embocadura do estuário e no braço sul, em função do regime de maré, considerando um caudal de estiagem do rio Mondego ($15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

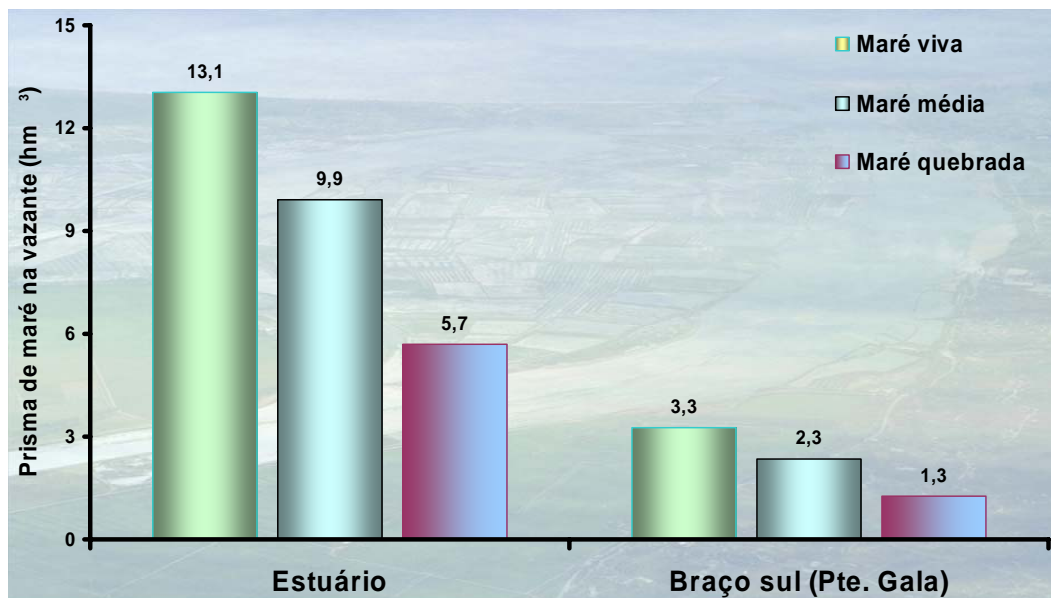


Figura 5.42 – Variação do prisma de maré na vazante em função do regime de maré

Como era previsível, verifica-se que o regime de maré tem uma grande influência no valor do prisma de maré, originando neste estuário e no seu braço sul uma redução dos prismas de vazante de 56% e 61%, respectivamente.

Os cálculos efectuados permitiram identificar assimetrias entre os prismas de maré ocorridos na enchente e na vazante. Nas marés vivas e médias o prisma na vazante excede em cerca de 9% o da enchente, enquanto que nas marés quebradas é o da enchente que excede o da vazante em 2%. No braço sul o padrão da assimetria mantém-se, mas as diferenças não excedem os 0,3%, sendo por isso irrelevante.

No caso da maré viva, regista-se um atraso na ocorrência dos volumes mínimos de 30 minutos, no braço sul, e de 2 horas, no trecho do rio Pranto, em relação à mesma situação considerando a totalidade do estuário.

A variação do prisma de maré em função do caudal do rio Mondego, para uma amplitude de maré de 1,60 m (maré viva tipo), está representada na Figura 5.43.

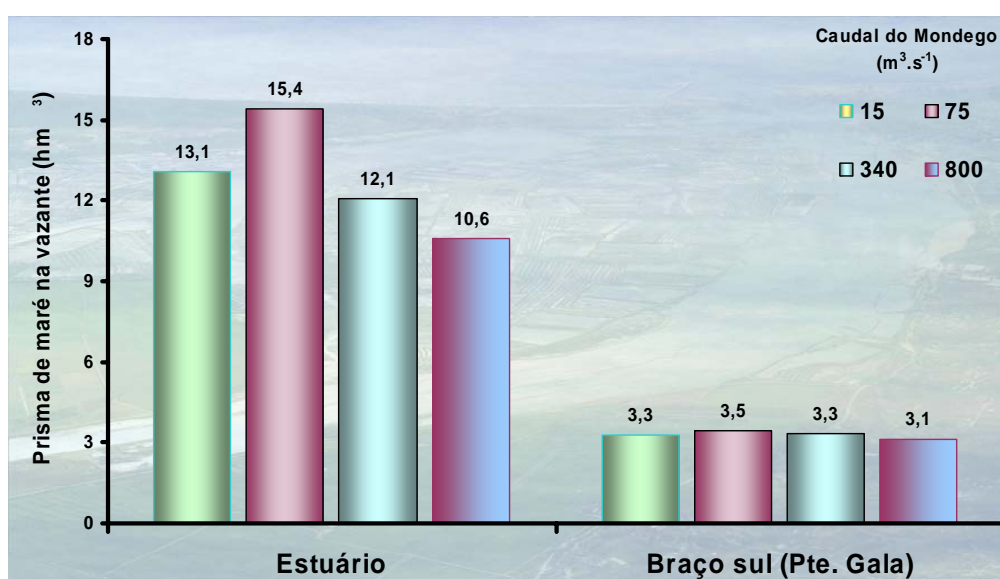


Figura 5.43 – Variação do prisma de maré (na vazante) em função do caudal do rio Mondego

Verifica-se que a influência do caudal do rio Mondego no valor do prisma de maré é muito menor que a do regime de maré, originando apenas uma redução dos prismas de vazante de 19% e 4% no estuário e no seu braço sul (a montante da Ponte da Gala), respectivamente.

Da análise dos resultados obtidos, conclui-se que a variação dos prismas de maré (na vazante e na enchente) não cresce proporcionalmente com o valor do caudal do rio Mondego. A linha de tendência, associada aos valores obtidos para o estuário, indica que o prisma máximo, para marés vivas, ocorre para valores do caudal fluvial próximos dos $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

No braço sul, a assimetria entre os prismas de maré na enchente e na vazante varia na razão inversa do caudal do rio Mondego. O efeito dos caudais de cheia, considerados neste cálculo, traduz-se numa redução, para metade, da contribuição relativa do prisma de maré da zona fluvial, passando de 20% para 10%.

Com o objectivo de quantificar a distribuição espacial do prisma médio de maré em cada um dos braços do estuário (incluindo no braço norte a zona fluvial), considerando o caudal de estiagem do rio Mondego, procedeu-se à quantificação das parcelas correspondentes a vários trechos do estuário, tendo resultado os dois perfis representados na Figura 5.44.

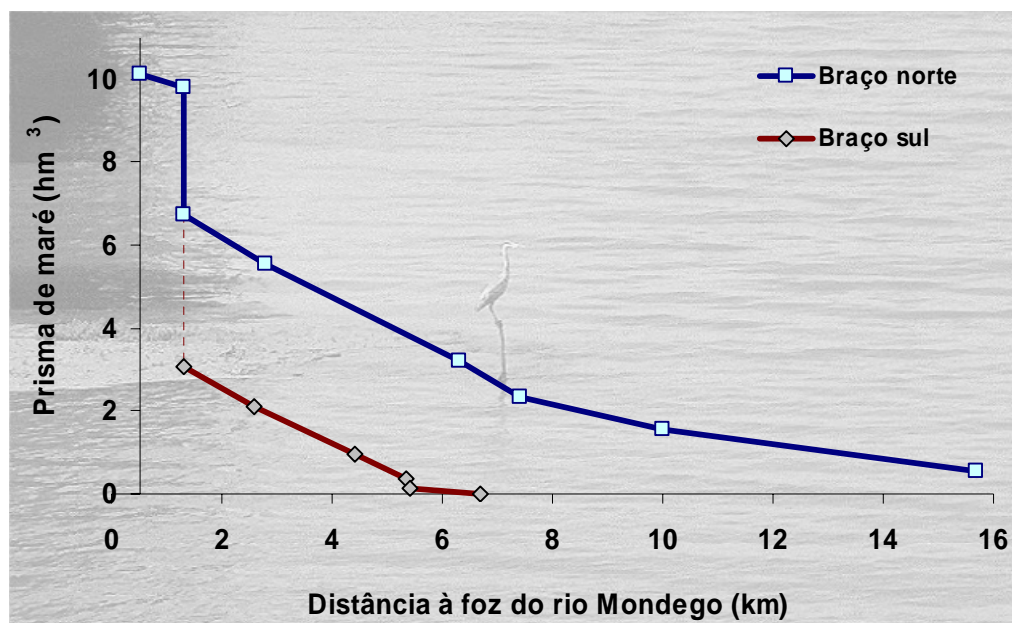


Figura 5.44 – Variação espacial do prisma de maré média no estuário do Mondego

Em termos relativos, a variação espacial do prisma de maré é muito semelhante nos dois braços do estuário, evidenciando, por isso, um certo equilíbrio dos efeitos das respectivas características geométricas e batimétricas. Na zona fluvial do estuário (a montante de N4) há uma suavização do decréscimo do prisma de maré com a distância à embocadura do estuário.

Para caudais de estiagem, o prisma médio de maré pode ser calculado através das seguintes expressões:

- Braço norte (a montante de N1):

$$P_m = 0,72 \times d + 6,753 \quad (5.1)$$

- Braço sul (a montante da confluência dos dois braços):

$$P_m = 0,667 \times d + 3,077 \quad (5.2)$$

- Zona fluvial do estuário (a montante de N4):

$$P_m = 0,223 \times d + 2,345 \quad (5.3)$$

em que,

P_m é o prisma médio de maré (hm^3), para caudais de estiagem;

d é a distância (km) da secção à confluência dos dois braços (N1).

Além da determinação dos respectivos volumes máximos e mínimos de água no estuário, através dos resultados do modelo *MONDEST*, procedeu-se também à quantificação dos respectivos tempos de duração da enchente e da vazante, de modo a permitir a quantificação de caudais médios de maré.

Os cálculos efectuados para determinar os caudais médios de maré à entrada do estuário (secção dos molhes interiores) e na Ponte da Gala foram sintetizados na Tabela 5.7 e correspondem aos cenários adoptados na estimativa dos prismas de maré.

Tabela 5.7 – Prismas e caudais médios de maré no estuário e na Ponte da Gala

Local	Cenário	Prisma de maré (hm ³)		Duração (h)		Caudal médio de maré (m ³ .s ⁻¹)	
		enchente	vazante	enchente	vazante	enchente	vazante
Estuário	H 1	9,178	9,894	6,25	6,25	408	440
	H 2	12,020	13,063	6,25	6,25	534	581
	H 3	5,818	5,692	6,25	6,25	259	253
	H 7	14,792	15,386	6,25	6,25	657	684
	H 10	11,387	12,089	6,00	6,50	527	517
	H 15	10,528	10,609	6,00	6,50	487	453
Ponte da Gala	H 1	2,334	2,341	5,50	7,00	118	93
	H 2	3,265	3,276	5,50	7,00	165	130
	H 3	1,269	1,266	6,00	6,50	59	54
	H 7	3,449	3,450	5,50	7,00	174	137
	H 10	3,325	3,337	5,50	7,00	168	132
	H 15	2,981	3,135	5,25	7,25	158	120

Em termos globais, verifica-se que à entrada do estuário os caudais médios de maré na vazante são superiores, em cerca de 10%, aos da enchente, enquanto que na secção da Ponte da Gala os caudais médios da maré na enchente são superiores, atendendo à assimetria das respectivas durações.

Na entrada do estuário, o caudal médio de maré na vazante varia entre 253 m³.s⁻¹ e 684 m³.s⁻¹. Na Ponte da Gala, o caudal médio de maré na enchente varia entre 59 m³.s⁻¹ e 174 m³.s⁻¹. Conclui-se, destes resultados, que a variação relativa dos caudais médios de maré é muito semelhante nos dois braços do estuário, facto já verificado com a evolução espacial dos prismas de maré.

Note-se que, nestes cálculos, não foram considerados os cenários que traduzem as descargas do rio Pranto e que podem influenciar não só pelo acréscimo de volume de água a escoar durante a vazante, mas também pelo eventual efeito de redução dos desfasamentos entre as durações da enchente e da vazante, que, como vimos, são significativos no braço sul do estuário.

CAPÍTULO 6

INFLUÊNCIA DA HIDRODINÂMICA NO PROCESSO DE EUTROFIZAÇÃO

6.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os estudos até agora desenvolvidos para caracterizar a dinâmica de nutrientes no braço sul do estuário do rio Mondego são unânimes em considerar que a produtividade anual de macroalgas verdes (com predomínio da *Enteromorpha*) é fortemente influenciada pelas condições meteorológicas e pelas descargas do rio Pranto durante o final do Inverno e início da Primavera (Lillebö *et al.*, 2005).

Nos capítulos anteriores ficou demonstrado que a circulação no braço sul pode ser também condicionada pelos caudais fluviais do rio Pranto e do rio Mondego, especialmente em situação de cheia. Este efeito do caudal fluvial é particularmente sensível em três aspectos fundamentais dos processos de eutrofização em sistemas estuarinos:

- no aumento da intensidade das correntes de vazante, favorecendo a erosão de macroalgas enraizadas, o arrastamento quer das flutuantes (*Chaetomorpha sp.*), quer das ligadas a detritos conquícolos (*Ulva sp.* e *Enteromorpha sp.*), bem como a atenuação da penetração solar na coluna de água;
- na variação espaço-temporal da salinidade, favorecendo ou inibindo o crescimento das espécies macroalgais;
- na diminuição do TR de nutrientes nas águas estuarinas, tornando-os menos disponíveis para assimilação e a conseqüente multiplicação celular.

O primeiro aspecto foi abordado no capítulo anterior, através da caracterização do campo de velocidades na *zona estuarina* e, em particular, no seu braço sul, tendo-se verificado que a acção erosiva é mais intensa no braço norte e em situação de cheia. As intensidades máximas das correntes no braço sul são compatíveis com o arrastamento e transporte de macroalgas flutuantes, que se inicia, no caso da *Enteromorpha*, para intensidades da ordem dos $0,2 \text{ m.s}^{-1}$, perdendo cerca de 30% da sua biomassa quando essa intensidade duplica.

O objectivo principal deste capítulo é a análise dos factores que influenciam a variação da salinidade e do TR de nutrientes na zona estuarina e, em particular, no seu braço sul, por ser o subsistema mais vulnerável à eutrofização.

Os estudos efectuados por Martins *et al.* (2000), relativos à evolução das taxas de crescimento da *Enteromorpha intestinalis* com a salinidade, indicam um crescimento exponencial desse crescimento até valores da salinidade próximos de 30 ‰, verificando-se o intervalo *óptimo* entre 17 e 22 ‰, em que a taxa de crescimento atinge o valor máximo de $0,36 \text{ d}^{-1}$.

Para valores da salinidade superiores àquele, essas taxas decrescem, sendo, no entanto, mais elevadas do que as observadas nas menores salinidades (<5 ‰), em que as taxas de crescimento não excedem os $0,06 \text{ d}^{-1}$. Deste modo, será efectuado o mapeamento dos valores da salinidade no braço sul, de modo a evidenciar as zonas mais sensíveis à eutrofização, por favorecerem o crescimento macroalgal.

A influência das descargas do rio Pranto na distribuição da salinidade nesse braço e os limites médios da propagação maré no braço norte, considerando-o bem misturado, são também analisadas neste capítulo, após a calibração do modelo de transporte, incorporado no modelo *MONDEST* e baseado na aplicação do programa *RMA4*, já descrito no capítulo 3.

Apesar de a assimilação dos nutrientes disponíveis não depender, apenas, da sua concentração na coluna de água, mas também do gradiente em relação à respectiva concentração no tecido celular das espécies algais (Solidoro *et al.*, 1997), a sua dinâmica (transformação, balanço anual e tempos de residência) é fundamental para a existência (ou não) do progressivo enriquecimento deste sistema em nutrientes.

As recentes metodologias de modelação dos processos de eutrofização salientam a necessidade de se incorporar a componente hidrodinâmica e não apenas a modelação de processos, dando especial relevo à consideração das escalas temporais dos fenómenos modelados.

A análise dos dados obtidos nas sucessivas campanhas de amostragem permitiram concluir que, no braço sul, o aumento das concentrações de azoto inorgânico está intimamente correlacionado com as descargas dos caudais do rio Pranto (e não com a precipitação) e que a produção primária pode ser limitada pelo fósforo ou pelo azoto, em função das condições ambientais, sendo os caudais do rio Pranto determinantes, tal como a gestão das suas descargas.

Daí a importância da consideração não só do tempo de retenção neste estuário, reconhecido como um indicador fundamental da limnologia do meio hídrico, mas fundamentalmente do TR (TR) das cargas poluentes (nutrientes e substâncias tóxicas) no interior do sistema, que pode determinar a limitação ou o favorecimento das florescências algais. Tratando-se de um parâmetro-chave na avaliação da vulnerabilidade dos sistema à eutrofização, entendeu-se que seria um contributo importante caracterizar a sua variabilidade espaço-temporal resultante de factores como o regime de caudais fluviais, a amplitude da maré e a especificidade de cada descarga, nomeadamente, a sua natureza (pontual, difusa e tipo de substância), localização, duração e instante do ciclo de maré em que ocorre (Duarte e Vieira, 2004).

Dos resultados obtidos nas simulações de vários cenários de transporte de grandezas escalares (salinidade, concentração de nutrientes), aplicando o modelo *MONDEST*, serão apresentados os correspondentes à zona do estuário a jusante da Estação Elevatória da Foja (secção N6), de modo a favorecer a sua percepção (pelo aumento de escala) e a realçar as variações obtidas nas secções do braço sul.

6.2 MODELAÇÃO DA SALINIDADE

A modelação da distribuição da salinidade nas águas estuarinas é particularmente relevante por traduzir o comportamento dispersivo dum marcador natural (de tipo conservativo), que, sendo periodicamente introduzido nesse sistema pela acção da maré, permite a calibração e validação dos modelos de transporte aplicados a substâncias conservativas.

A simulação da distribuição salina num domínio amplo implica um elevado tempos de cálculo, agravado ainda pela necessidade de maiores escalas temporais, de modo a garantir a obtenção de condições de referência estacionárias. Por isso, nestes casos, é recomendável a utilização de modelos de transporte com formulações eulerianas (Portela, 1996). Este autor verificou que, no caso da modelação da salinidade no estuário do rio Tejo, havia uma melhoria nos resultados obtidos quando se consideravam caudais fluviais ponderados a 50% com os respectivos caudais médios mensais, de modo a mitigar o erro associado ao grau de estratificação do estuário. Como já foi referido, a utilização dum modelo *2D-H* para simulação da salinidade conduz a resultados médios na vertical, que serão tanto mais realistas quanto menor for o grau de estratificação das águas estuarinas.

No braço norte, os resultados publicados de campanhas de amostragem (Cunha e Dinis, 2001) sugerem o seu comportamento como bem misturado para situações de maré viva e caudais de estiagem do rio Mondego, passando a parcialmente misturado para caudais superiores e/ou marés quebradas.

O comportamento hidrodinâmico do braço sul como lagoa costeira, decorrente das descargas sazonais do rio Pranto e da sua baixa profundidade média, proporciona-lhe, geralmente, condições de sistema bem misturado (e elevada salinidade), apresentando-se parcialmente misturado apenas nos períodos em que ocorrem elevadas e prolongadas descargas do rio Pranto.

No entanto, estas condições tendem a ser suavizadas, em situação de cheia, quer pela entrada directa do caudal do rio Mondego no braço sul, quer pela reentrada no estuário da sua pluma oceânica (de baixa salinidade) durante a enchente, dando origem a uma massa hídrica bem misturada, mas, neste caso, com salinidades praticamente nulas nos dois braços do estuário (observação pessoal em Janeiro de 2001).

6.2.1 MÓDULO DE TRANSPORTE DO MODELO *MONDEST*

O módulo de transporte do modelo *MONDEST* baseia-se na aplicação do programa *RMA4* à resolução da formulação euleriana da equação bidimensional (integrada na vertical) de advecção-difusão de substâncias (conservativas ou não) ao longo do estuário do rio Mondego, considerando a mesma discretização espacial (malha) efectuada no módulo hidrodinâmico e os resultados obtidos em cada um dos cenários hidrodinâmicos simulados.

O módulo de transporte do *MONDEST*, tal como o hidrodinâmico, permite simular a ocorrência do fenómeno de *cobre-descobre* nas zonas de sapal.

Os coeficientes horizontais de difusão turbulenta podem ser gerados automaticamente pelo programa, para cada intervalo de tempo, com base na definição dum de um valor constante para o número de *Péclet*, permitindo, desse modo, ajustar, em tempo real, o valor desses coeficientes em função da dimensão e da velocidade em cada um dos elementos. Geralmente, é nos elementos com maior dimensão e velocidade do escoamento que ocorrem os valores mais elevados dos coeficientes de difusão turbulenta, e, conseqüentemente, os menores valores do número de *Péclet*.

Como condições de fronteira, consideraram-se valores da salinidade nulos nas águas dos cursos de água afluentes ao estuário e de 36 ‰ na sua embocadura.

Procedeu-se a uma análise de sensibilidade do modelo de transporte ao tempo de simulação necessário para se atingirem as condições de referência correspondentes a uma maré média (justificável face à elevada escala temporal considerada) e a um caudal de estiagem do rio Mondego (para minimizar o efeito de estratificação parcial no braço norte). Foram sucessivamente testados os períodos de 5, 10 e 20 dias. Na Figura 6.1 apresentam-se os resultados da evolução temporal da salinidade no estuário obtidos nas secções N4, S1 e S3, considerando salinidades iniciais nulas nessas secções.

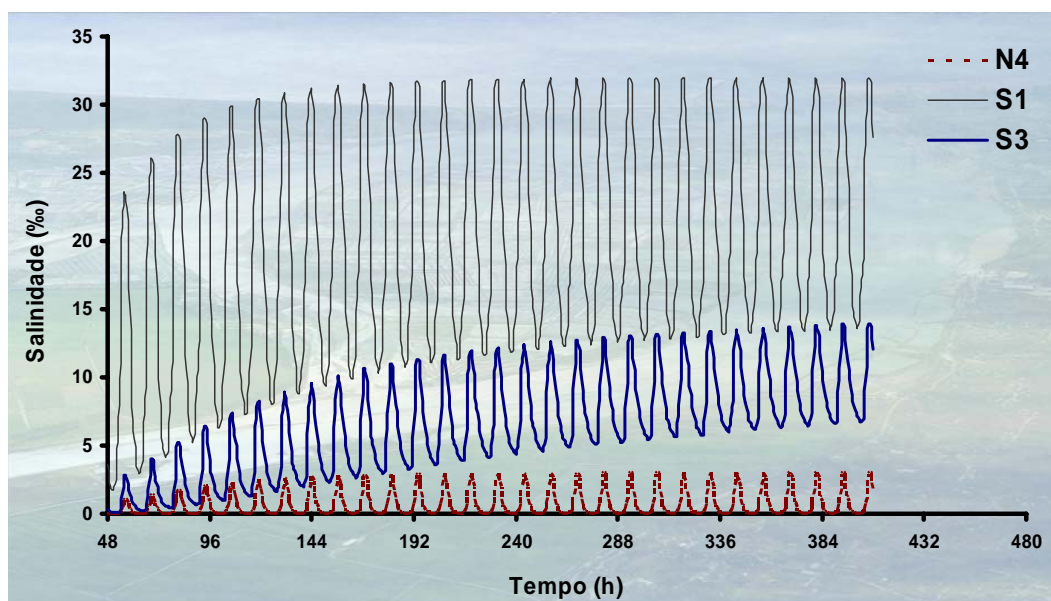


Figura 6.1 – Tempo de simulação necessário para se obter condições de equilíbrio dinâmico

No braço norte e na secção S1 (a jusante da Ponte da Gala), as condições de equilíbrio estabelecem-se para tempos da ordem das 240 horas, mas na foz do Pranto (S3) é necessário prolongar a simulação, pelo menos, até às 360 horas (aproximação de 2,5%) para se assegurar a transição das condições iniciais de salinidade para uma situação de equilíbrio dinâmico correspondente ao efeito de mistura resultante do cenário hidrodinâmico considerado. Nesta secção e ao fim de 20 dias, a diferença residual reduz-se a apenas 0,4%.

6.2.2 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MÓDULO DE TRANSPORTE

A definição do caudal nas fronteiras fluviais é de grande importância na simulação das distribuições da salinidade em sistemas estuarinos, pois como vimos a escala temporal para se estabelecerem condições de equilíbrio dinâmico pode ser muito superior à da variação desses caudais, especialmente nos períodos de maior pluviosidade.

A calibração dos módulos de transporte assenta basicamente no ajustamento progressivo dos coeficientes (horizontais) de difusão turbulenta ($D_h=D_x=D_y$) para um determinado cenário hidrodinâmico, complementado, no caso de substâncias não conservativas, pelo ajuste dos coeficientes utilizados para descrever as cinéticas associadas aos processos bioquímicos simulados.

No caso do módulo de transporte do modelo *MONDEST*, em que se dispõe da opção (bastante atractiva) de se considerar um valor constante para o número de *Péclet*, deixando o programa gerar, automaticamente e em cada instante, o valor D_h , a calibração não incidiu apenas na análise do efeito da variação do valor (constante) desses coeficientes no ajustamento dos resultados do modelo aos valores observados, mas também em estabelecer uma correspondência entre esses resultados e os obtidos considerando um determinado valor do número de *Péclet*.

A indisponibilidade de séries de dados consistentes relativos ao braço norte condicionou o âmbito desta tarefa, centrando-a na avaliação da correlação entre os valores calculados pelo modelo e os observados nas estações do braço sul para diferentes valores dos coeficientes de difusão (5, 25 e $40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) e para um valor do número de *Péclet* igual a 40 (Figura 6.2). Constatou-se que este valor conduz a resultados que, em termos médios, se aproximam dos obtidos para um valor (constante) de D_h próximo de $5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

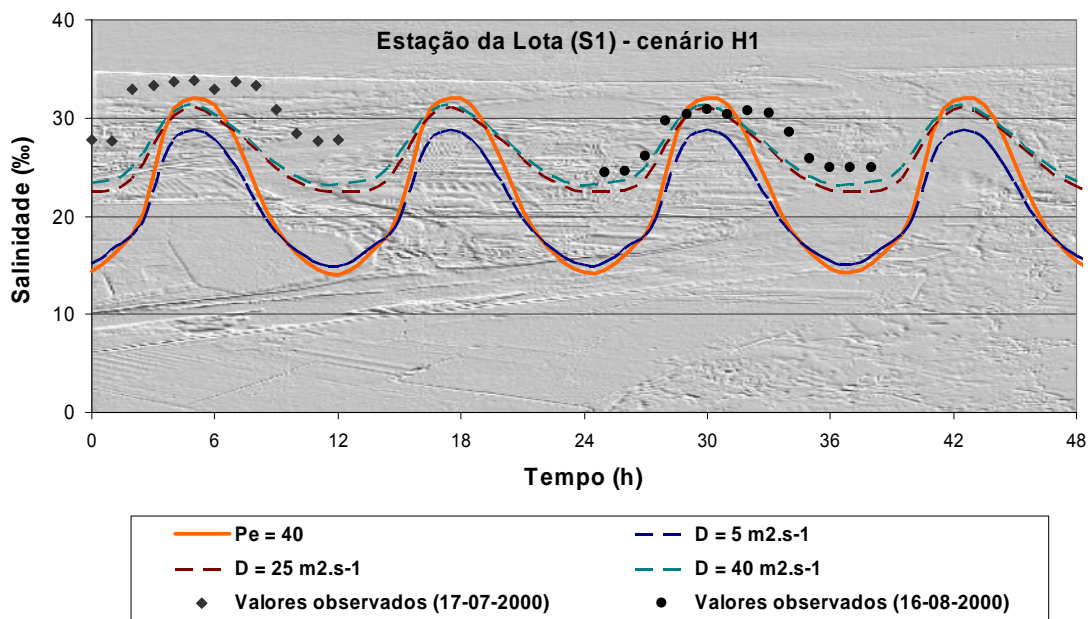


Figura 6.2 – Calibração do módulo de transporte do modelo *MONDEST*

Da comparação dos resultados obtidos ressalta o comportamento híbrido revelado pelos resultados da simulação em que se fixou o número de Péclet: aproxima-se dos menores valores de D_h na baixa-mar e excede mesmo as salinidades obtidas para os valores mais elevados de D_h durante a preia-mar.

A comparação dos resultados das simulações com os dados das campanhas indica que, no braço sul, as melhores correlações ($r=85\%$, $n=12$) ocorrem para os dois valores mais elevados de D_h . Verifica-se, ainda, que não há grandes diferenças nos resultados obtidos para este intervalo de valores do coeficiente D_h . Assim, adoptou-se, nas simulações seguintes um valor do coeficiente horizontal de difusão turbulenta igual a $30 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

A sensibilidade do sistema aos valores do coeficiente de difusão turbulenta e a eventual necessidade de se considerar valores diferentes deste parâmetro em zonas com comportamentos dispersivos distintos, vêm reforçar o interesse da execução de campanhas de amostragem para monitorização da dispersão de marcadores (p.ex.: rodamina *WT*) neste estuário e em particular no seu braço sul.

A vantagem, em relação ao traçador *salinidade*, reside na sua autonomia em relação às condições hidrodinâmicas antecedentes.

A modelação matemática da salinidade em águas estuarinas pouco profundas apresenta diversas dificuldades, unanimemente reconhecidas, sendo a qualidade dos resultados dependente não só do rigor no estabelecimento das condições hidrodinâmicas nas fronteiras do sistema (incluindo a acção do vento), mas sobretudo da qualidade da resolução e definição da batimetria do estuário.

Além destas *habituais* dificuldades, constatou-se, neste trabalho de calibração, que para um cenário hidrodinâmico idêntico (maré média com igual amplitude e caudais do rio Mondego semelhantes) e num mesmo local foram observadas diferentes séries de valores da salinidade, embora apresentando um padrão de variação comum (ver Figura 6.2). Esta outra dificuldade, associada à baixa reprodutibilidade do fenómeno de mistura salina, resulta quer do carácter aleatório das condições hidrodinâmicas e meteorológicas (vento, temperatura e pluviosidade) nos dias que antecedem as medições, quer do período de tempo necessário para se (re)estabelecerem condições de equilíbrio dinâmico, durante o qual aquelas condições raramente se mantêm inalteráveis. Ou seja, para um dado cenário, os modelos de transporte tendem a reproduzir situações de equilíbrio, quando, na realidade, os fenómenos de mistura em sistemas estuarinos se regem, em geral, por uma sucessão (aleatória) de regimes transitórios, dificultando e relativizando quaisquer tarefas de calibração e validação não suportadas por séries temporais de dados contínuas e bastante extensas.

Com o valor do coeficiente de difusão turbulenta resultante da calibração, procedeu-se à validação da componente de transporte do modelo *MONDEST* através da comparação dos seus resultados com as séries de valores observados durante a campanha de 28/09/2000, correspondente a um regime de maré viva, nas três estações do braço sul: Lota (S1), Armazéns (S2) e da foz do rio Pranto (S3) (Figura 6.3).

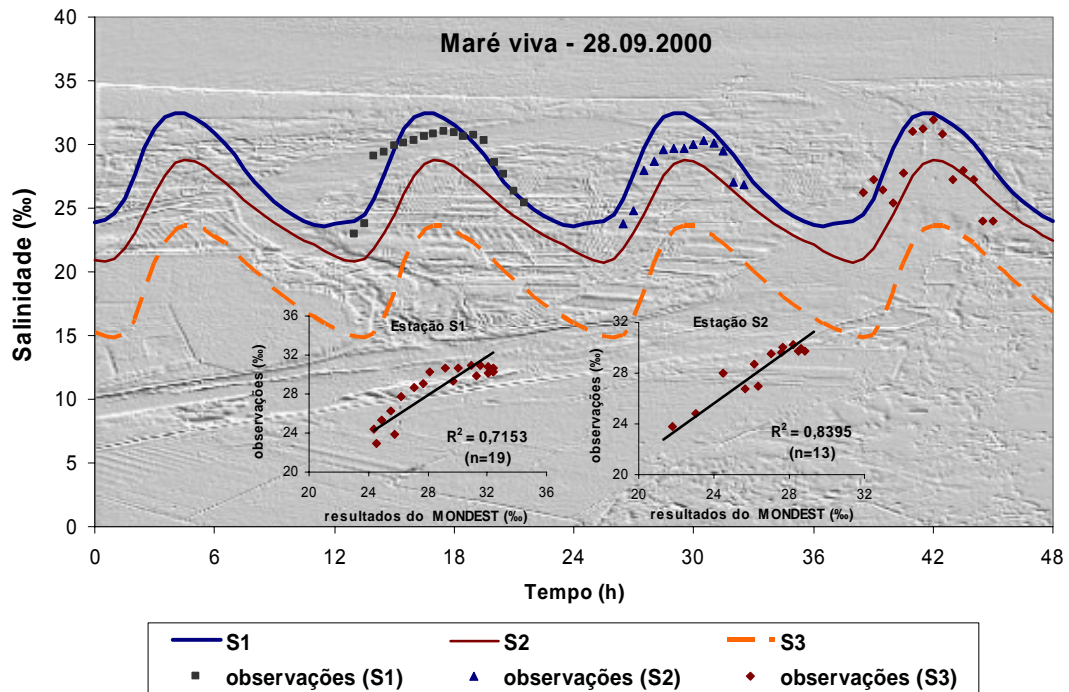


Figura 6.3 – Validação do módulo de transporte do modelo *MONDEST*

Em termos globais, esta série de dados sugere um amortecimento mais suave na evolução para montante dos valores da salinidade do que o reproduzido pelos resultados do modelo.

As correlações obtidas entre os valores da salinidade observados nas estações S1 e S2 e os resultados das simulações efectuadas com o modelo *MONDEST* ($r_{S1}=0,85$ e $r_{S2}=0,92$) são bastante aceitáveis, atendendo às dificuldades atrás apresentadas e ao facto de se aplicar um modelo *2D-H*.

A baixa correlação ($r_{S3}=0,5$) em locais mais interiores do braço sul pode estar relacionada com a diminuição da profundidade, que influencia as taxas de diluição nas áreas de sapal, com o eventual desenvolvimento de circulações residuais induzidas pela acção do vento e com os condicionalismos verificados na realização da amostragem. Por exemplo, a acessibilidade à estação S3 é muito diferente em situações de baixa-mar e de preia-mar, tendo, neste último caso, de se proceder à recolha de amostras próximo da margem e nas camadas superficiais da coluna de água, o que, para este tipo de batimetria,

pode diminuir a representatividade das medições realizadas. Por sua vez, na baixa-mar, a salinidade nas áreas de sapal pode ser sensível aos efeitos da evaporação ou da precipitação, afectando desse modo as respectivas concentrações.

Saliente-se, ainda, que para valores de caudais de cheia do rio Mondego de $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a salinidade na foz do Pranto calculada pelo modelo *MONDEST* é praticamente nula ao longo de todo o ciclo de maré, confirmando, assim, as observações efectuadas, nesse local, em 12/01/2001.

6.2.3 DEFINIÇÃO DE CENÁRIOS

Na modelação da distribuição da salinidade e do alcance da propagação da cunha salina no estuário do Mondego aplicou-se o módulo de transporte do *MONDEST* aos cenários hidrodinâmicos apresentados na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 – Cenários para a análise da distribuição da salinidade no estuário

CAUDAL FLUVIAL ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)		MARÉ-TIPO		
Mondego	Pranto	Média	Viva	Quebrada
	0	SL 1	SL 6	SL 9
15	15	SL 2		
	30	SL 3		
75	0	SL 4	SL 7	
340	15	SL 5	SL 8	

Neste estudo tomou-se como valor de referência a salinidade do trecho fluvial do estuário, próxima de 2‰ (SNIRH, 2002), e considerou-se como limite da frente salina os locais com salinidades superiores a esta em 50%.

Na análise da propagação da frente salina no estuário, o efeito da maré será avaliado com base na comparação dos resultados obtidos nos cenários SL6 e SL9, enquanto que o efeito do caudal do rio Mondego será estimado com base nos resultados referentes aos cenários SL6, SL7 e SL8.

O efeito do caudal do rio Mondego na distribuição da salinidade na *zona estuarina* será apresentado com base na análise dos resultados obtidos nas simulações correspondentes aos cenários SL1, SL4 e SL5. Com os resultados relativos aos cenários SL1, SL2 e SL3 pretende-se avaliar o efeito do caudal do rio Pranto na distribuição da salinidade ao longo do braço sul do estuário.

6.2.4 DISTRIBUIÇÃO DA SALINIDADE NO ESTUÁRIO

A variação da distribuição espacial da salinidade no estuário, para o cenário SL1, ao longo do ciclo maré (média) está representada na Figura 6.4, quer pelo seu valor absoluto em cada uma das estofas (preia-mar e baixa-mar), quer através das respectivas diferenças, de modo a visualizar as regiões com maiores amplitudes.

Na situação de preia-mar podemos verificar que a frente salina no braço norte atinge, em termos médios, a zona das comportas da Quinta do Canal, enquanto que no braço sul se propaga a todo esse domínio, incluindo o subsistema do rio Pranto. Na baixa-mar, a frente salina recua até junto da Ponte da Figueira da Foz, verificando-se um gradiente de salinidade significativo entre a zona da embocadura e a zona costeira adjacente.

Neste cenário, as maiores amplitudes de salinidade ocorrem num trecho do braço norte, com cerca de 2 km, entre a Ponte da Figueira da Foz e a zona do Seixal.

No braço sul, a salinidade máxima varia entre 31‰, na Ponte da Gala, e 19‰, no Areeiro Novo (S4), atingindo um valor de 8‰ no rio Pranto, numa secção localizada 1km a jusante das comportas do Alvo. Os valores mínimos variam entre 22‰ (S1) e 16‰ na foz do rio Pranto (S3), já que em S4 se verifica um mínimo de 20‰, devido à menor capacidade de diluição e à retenção da água na zona de sapal

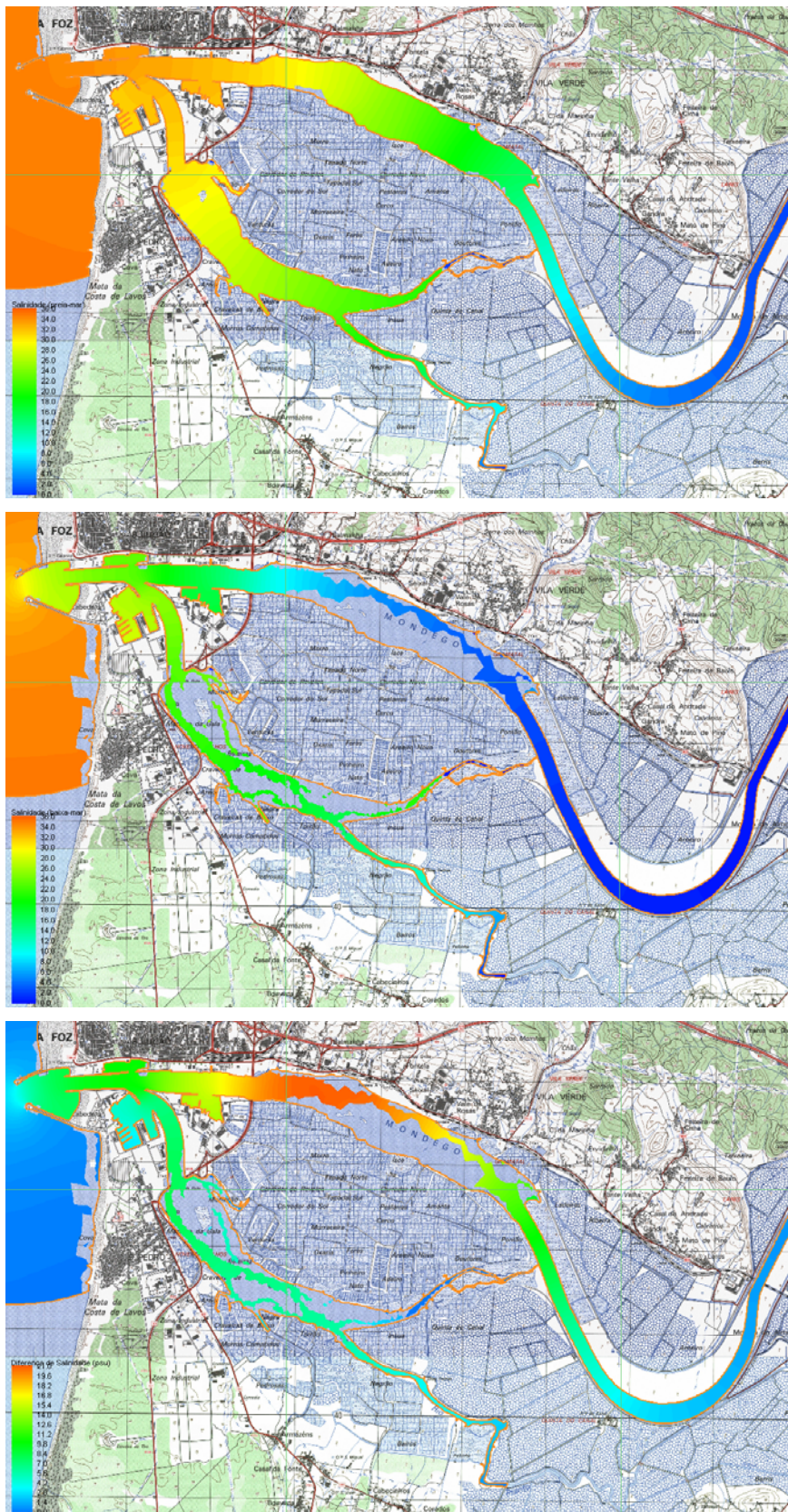


Figura 6.4 – Variação da distribuição da salinidade num ciclo de maré média e em condições de estiagem (cenário SL1)

6.2.4.1 EFEITO DO REGIME DE MARÉ

O efeito do regime de maré na distribuição espacial da salinidade na *zona estuarina* pode ser avaliado pelas variações da amplitude da salinidade, durante as estofas, calculadas com base nos resultados das simulações efectuadas com o modelo *MONDEST*.

Na Figura 6.5 representa-se a evolução espacial dos valores da salinidade obtidos nas várias estações de controlo para as situações de preia e de baixa-mar, considerando os dois regimes de maré extremos, correspondentes aos cenários SL6 e SL9.

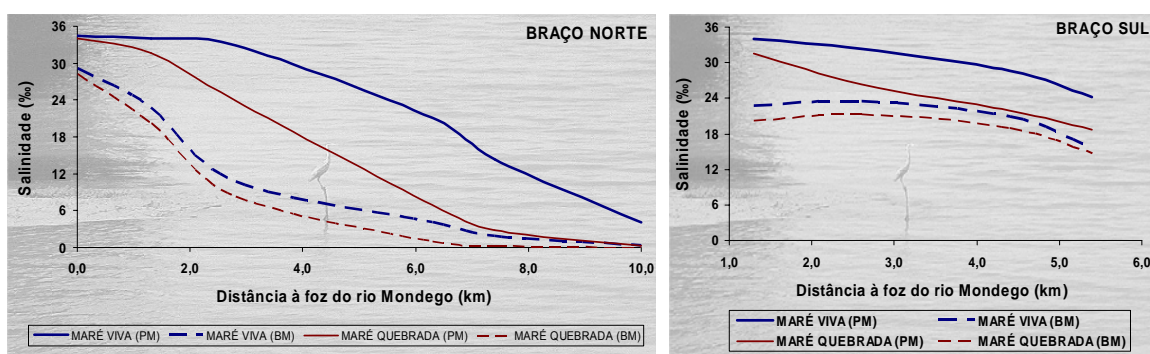


Figura 6.5 – Efeito do regime de maré (viva e quebrada) nos valores máximos e mínimos da salinidade ao longo do estuário (braço norte e braço sul)

O efeito da maré é mais significativo nos valores máximos da salinidade do que nos seus valores mínimos. Para o cenário SL6, a amplitude máxima nos valores da salinidade ($\approx 22\text{‰}$) ocorre a montante da ponte da Figueira da Foz, como no cenário SL1 (ver Figura 6.4), enquanto que, no braço sul, a montante da Ponte da Gala, essa amplitude se mantém praticamente constante. No cenário SL9, a amplitude máxima ocorre na mesma zona, mas o seu valor reduz-se a cerca de 70% do verificado naquele cenário (SL6).

De acordo com a síntese de resultados obtidos nas simulações destes cenários (Tabela 6.2), verifica-se que, em regime de maré viva, a salinidade

máxima ocorre sem defasamentos no braço sul e no braço norte até à Ponte da Figueira da Foz (N2), mas apresenta um atraso progressivo nas estações a montante, que atinge valores de 30 minutos na zona dos Cinco Irmãos (N4) e de cerca de 1 hora junto às comportas da Quinta do Canal (N5).

Tabela 6.2 – Síntese de resultados do modelo *MONDEST* relativa aos valores extremos da salinidade para diferentes regimes de maré (cenários SL6 e SL9)

Maré	Ciclo	tempo (h)	M.E.	N1	N2	N3	N4	N5	S1	S2	S3	
VIVA	B.M.	0,0	29,18	24,58	14,12	6,28	3,30	0,83	24,82	23,34	19,11	
		0,5	29,33	23,81	12,79	5,21	2,92	0,69	24,29	23,07	18,41	
		1,0	29,88	23,20	11,58	4,55	2,57	0,58	23,85	22,62	17,84	
		1,5	30,49	22,74	10,76	4,95	2,28	0,48	23,51	22,17	17,33	
		2,0	31,45	22,71	10,66	4,47	2,05	0,41	23,42	21,73	16,78	
		2,5	32,39	23,31	11,13	4,14	1,87	0,36	23,57	21,32	16,29	
		3,0	33,06	24,64	12,25	2,97	1,79	0,34	23,75	20,98	15,88	
		3,5	33,55	26,90	14,24	3,04	1,83	0,34	23,92	20,78	15,57	
	4,0	33,88	29,74	17,27	3,33	2,04	0,40	24,37	20,96	15,43		
	P.M.	7,5	34,51	34,02	32,86	20,39	13,37	3,38	32,30	28,62	24,24	
		8,0	34,51	33,67	32,82	21,11	14,29	3,90	31,94	28,52	24,21	
		8,5	34,41	33,31	32,40	20,88	14,08	4,06	31,42	28,13	23,95	
	QUEBRADA	B.M.	0,0	29,18	24,58	14,12	6,28	3,30	0,83	24,82	23,34	19,11
			0,5	29,33	23,81	12,79	5,21	2,92	0,69	24,29	23,07	18,41
1,0			29,88	23,20	11,58	4,55	2,57	0,58	23,85	22,62	17,84	
1,5			30,49	22,74	10,76	4,95	2,28	0,48	23,51	22,17	17,33	
2,0			31,45	22,71	10,66	4,47	2,05	0,41	23,42	21,73	16,78	
2,5			33,88	29,74	17,27	3,33	2,04	0,40	24,37	20,96	15,43	
P.M.		7,0	34,51	34,02	32,86	20,39	13,37	3,38	32,30	28,62	24,24	
		7,5	34,41	33,31	32,40	20,88	14,08	4,06	31,42	28,13	23,95	

À entrada do braço norte (N1) a salinidade mínima ocorre com um defasamento de 2 horas em relação à secção dos molhes exteriores, verificando-se depois os mesmos atrasos relativos que os registados para o caso da salinidade máxima. No braço sul, a salinidade mínima ocorre sem atrasos em S1, mas apresenta, de acordo com os resultados da simulação, defasamentos de 1,5 e 2 horas nas secções S2 e S3, respectivamente.

No caso do regime de maré quebrada, os resultados apontam para um atraso de 30 minutos na ocorrência das salinidades máximas, quer no braço norte, a montante da Ponte da Figueira da Foz, quer no braço sul a montante da Ponte da Gala. Para os valores mínimos da salinidade, verifica-se uma redução para metade no atraso entre N1 e a secção da embocadura, mantendo-se os mesmos defasamentos relativos para montante. No braço sul, o atraso em S3 passa a ser semelhante ao registado na estação S2, que se mantém em 1,5 horas.

6.2.4.2 EFEITO DO CAUDAL DO RIO MONDEGO

O efeito do caudal do rio Mondego na distribuição da salinidade na *zona estuarina* foi avaliado através da análise dos resultados obtidos nas simulações efectuadas com o modelo *MONDEST* correspondentes aos cenários SL1, SL4 e SL5, estabelecidos para uma amplitude de maré média.

Na Figura 6.6 representa-se a variação espacial dos valores máximos da salinidade obtidos para os cenários SL1 (estiagem), SL4 e SL5 (caudal de início duma situação de cheia, ou seja, de inundação do leito maior do canal principal do trecho regularizado do rio Mondego).

Além das alterações significativas na penetração da frente salina no braço norte, podemos constatar que os maiores gradientes na salinidade máxima e a maior sensibilidade desses à variação do caudal do rio Mondego ocorrem no braço norte, como seria de esperar.

A situação relativa ao cenário SL5 é elucidativa do estado oligohalino que se verifica nos dois barcos do estuário em situação de cheia, e o efeito significativo do caudal fluvial na sua pluma oceânica (com cerca de 2,5 km de extensão), reduzindo em mais de 40 % a salinidade máxima na embocadura.

Na Figura 6.7 representa-se a variação espacial dos valores mínimos da salinidade obtidos para os cenários SL1 e SL4, dado que os valores mínimos relativos ao cenário SL5 são praticamente nulos em todo o estuário, bem como uma representação das respectivas diferenças de modo a realçar as zonas mais sensíveis ao efeito da variação do caudal do rio Mondego.

Da análise dos resultados obtidos, podemos concluir-se que os valores mínimos da salinidade sofrem reduções mais acentuadas nos trechos mais a jusante (incluindo a zona da embocadura), oscilando os seus valores máximos entre 75%, à entrada do braço norte, e de 45%, na zona da Ponte da Gala.

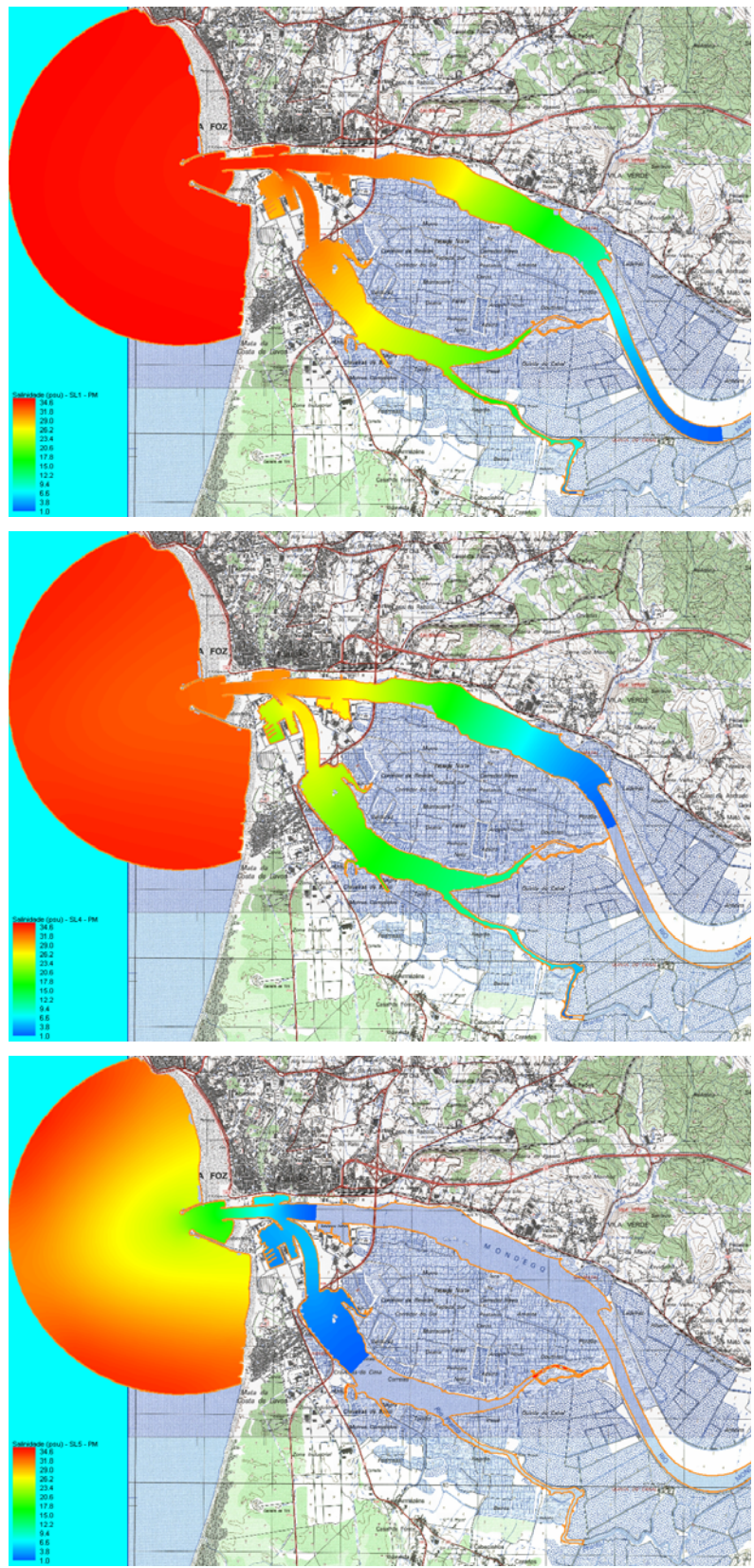


Figura 6.6 – Efeito da variação do caudal do rio Mondego na distribuição da salinidade máxima

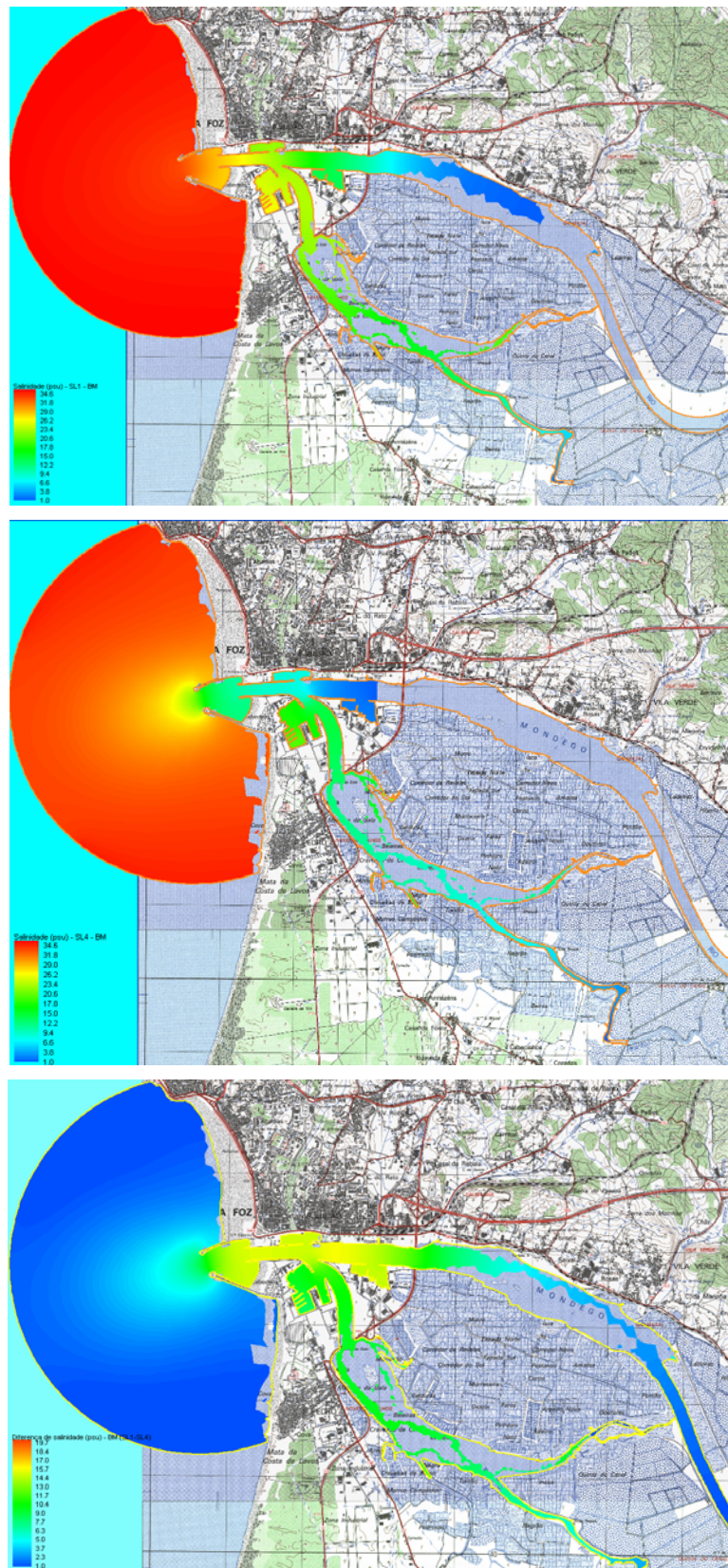


Figura 6.7 – Efeito da variação do caudal do rio Mondego na distribuição da salinidade mínima

Verifica-se que, no braço norte, a zona da Ponte da Figueira da Foz é uma das mais sensíveis às variações de salinidade (máxima e mínima). Na Figura 6.8, apresenta-se a evolução da sua concentração nesse local (N2) e no braço sul a jusante da Ponte da Gala (S1).

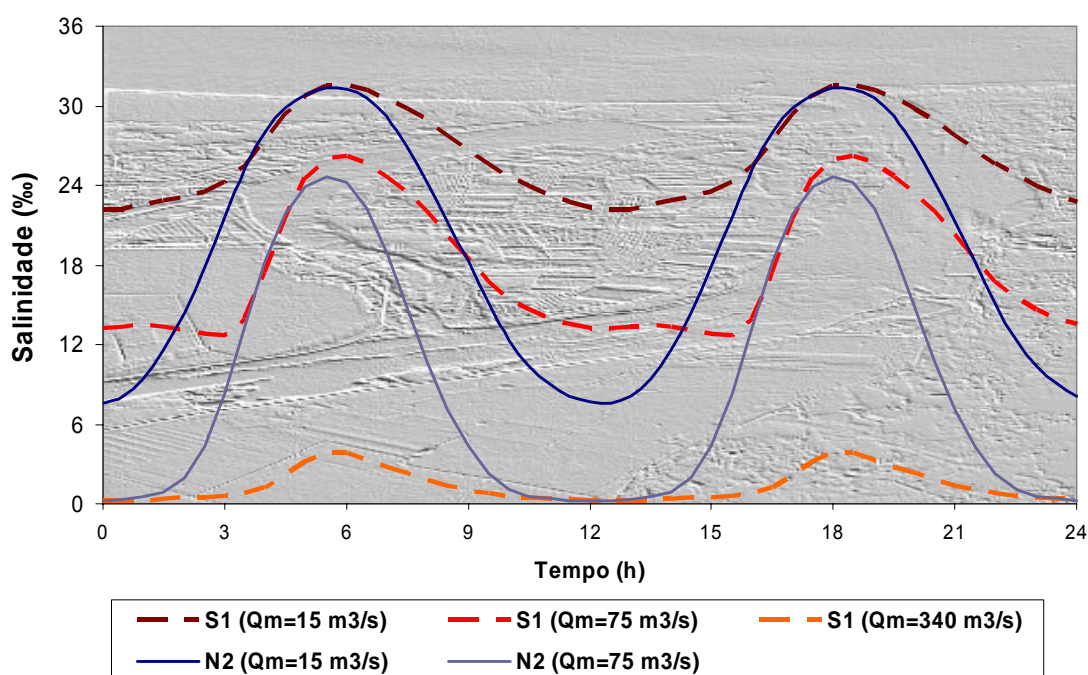


Figura 6.8 – Efeito da variação do caudal do rio Mondego na salinidade na estação N2

Refira-se que, para uma situação de maré média e caudais de estiagem, a ocorrência de um caudal de cheia no rio Mondego (igual ao do cenário SL5) só origina condições oligohalinas no braço sul se esse caudal se mantiver pelo menos durante 36 horas, enquanto que na Ponte da Figueira basta a sua manutenção durante 13 horas para se atingirem tais condições.

6.2.4.3 EFEITO DO CAUDAL DO RIO PRANTO

O efeito do caudal do rio Pranto na distribuição da salinidade na *zona estuarina*, considerando um regime de maré médio, foi avaliado através dos resultados obtidos no modelo *MONDEST* para os cenários SL1, SL2 e S3.

A distribuição da salinidade no braço sul é fortemente influenciada pelo caudal do rio Pranto, como seria expectável. Na Figura 6.9 representa-se a distribuição dos valores máximos da salinidade (situação de preia-mar) relativa ao cenário SL3, que corresponde ao caudal máximo do rio Pranto descarregado no braço sul, através das comportas do Alvo.

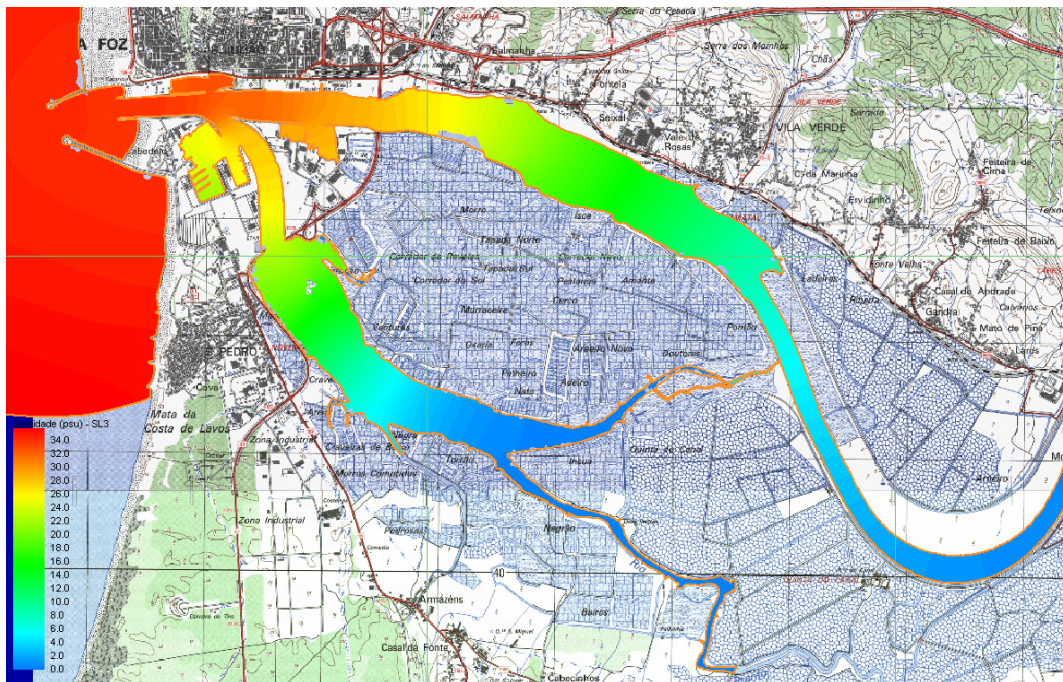


Figura 6.9 – Distribuição da salinidade para uma descarga do rio Pranto de $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (SL3)

Além duma redução generalizada da salinidade máxima neste braço, pode constatar-se a formação duma região oligohalina em todo o subdomínio a montante da confluência do esteiro dos Armazéns (S2), com salinidades nulas a montante da foz do rio Pranto.

De modo a avaliar as áreas mais sensíveis à variação da salinidade com a intensidade das descargas do rio Pranto, procedeu-se à representação (Figura 6.10) das diferenças das salinidades máximas resultantes da ocorrência de descargas médias diárias do rio Pranto de 15 e $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, em relação à situação de estiagem (SL1), em que as comportas do Alvo permanecem habitualmente encerradas.

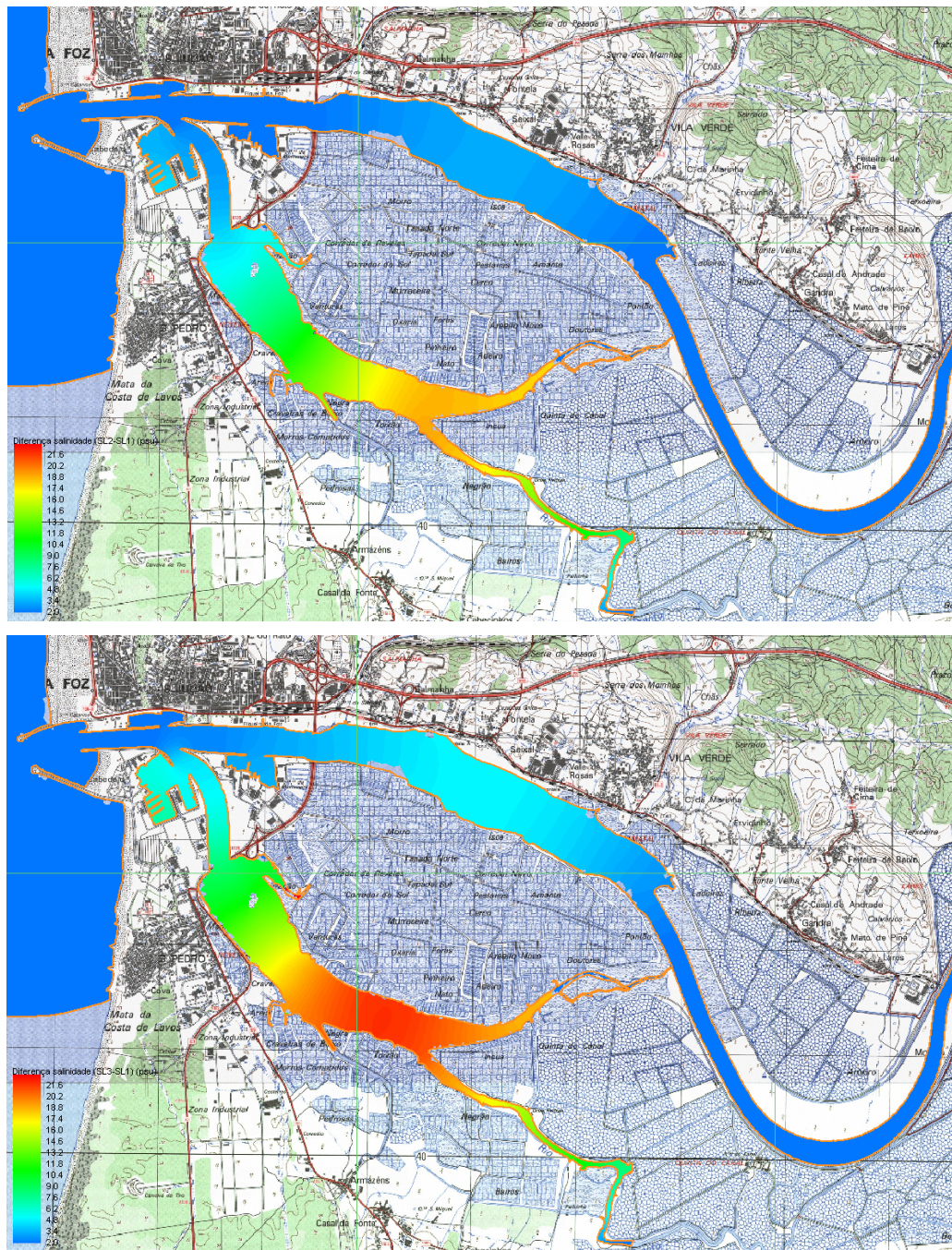


Figura 6.10 – Efeito da variação do caudal do rio Pranto na redução da salinidade máxima

Verifica-se, como era expectável, que as maiores variações ocorrem no braço sul e são máximas na zona de confluência do rio Pranto, coincidindo precisamente com a área onde se verificaram maiores sintomas de eutrofização. Esta variação é sensível até à Ponte da Gala, no caso do cenário SL2, e até à confluência dos braços, no cenário de caudal máximo (SL3).

Nesta situação, constata-se a ocorrência (inesperada) duma variação significativa (cerca de 20%) na salinidade de um trecho restrito do braço norte, com cerca de 2 km, situado na zona do Seixal (a montante da ponte da Figueira da Foz), talvez devida à diminuição brusca da profundidade nesse zona.

Os resultados obtidos permitem concluir que o efeito da descarga máxima de caudal do rio Pranto na distribuição da salinidade no braço sul pode, em regime de maré média, diminuir o valor máximo da salinidade em 95%, na foz do rio Pranto, e em cerca de 30%, a jusante da Ponte da Gala. Face aos valores significativos das variações obtidas para as salinidades máximas, considerou-se pertinente uma avaliação semelhante para os respectivos valores mínimos, correspondentes a condições extremas de caudal do rio Pranto e durante a baixa-mar (Figura 6.11).

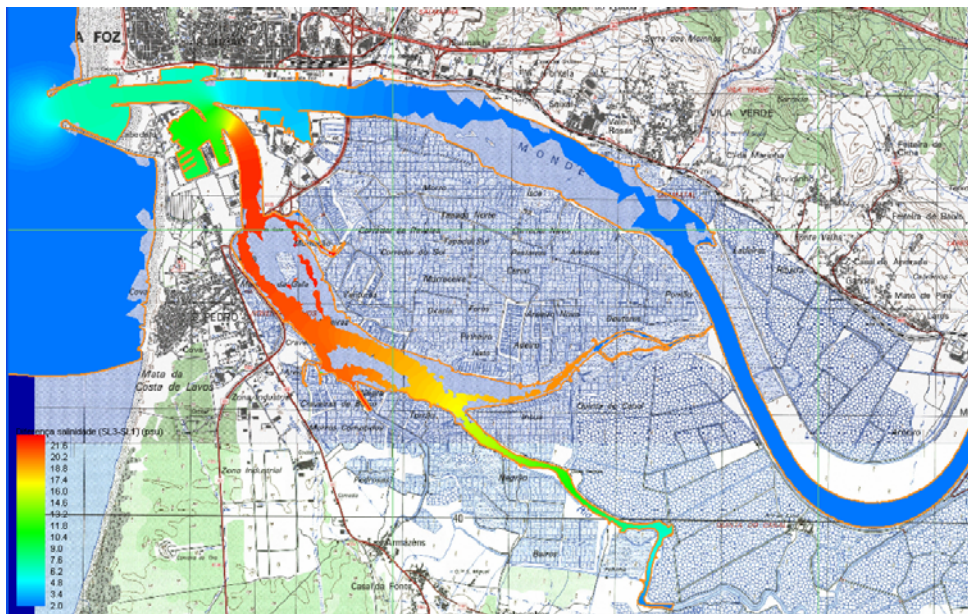


Figura 6.11 – Efeito do caudal de cheia do rio Pranto na redução da salinidade mínima

Verifica-se que, no caso das salinidades mínimas, as maiores variações no braço sul ocorrem a jusante do esteiro dos Armazéns, até à confluência dos braços, diminuindo gradualmente até a zona da embocadura. O seu efeito deixa de ser sensível no braço norte.

Além disso, verifica-se uma alteração significativa na evolução temporal das salinidades, representando-se na Figura 6.12 os resultados obtidos na estação da Lota (S1). Verifica-se que as descargas (máximas) do rio Pranto no braço sul podem reduzir em 34% a salinidade máxima na Ponte da Gala e originar condições oligohalinas durante 5,5 horas do ciclo de maré.

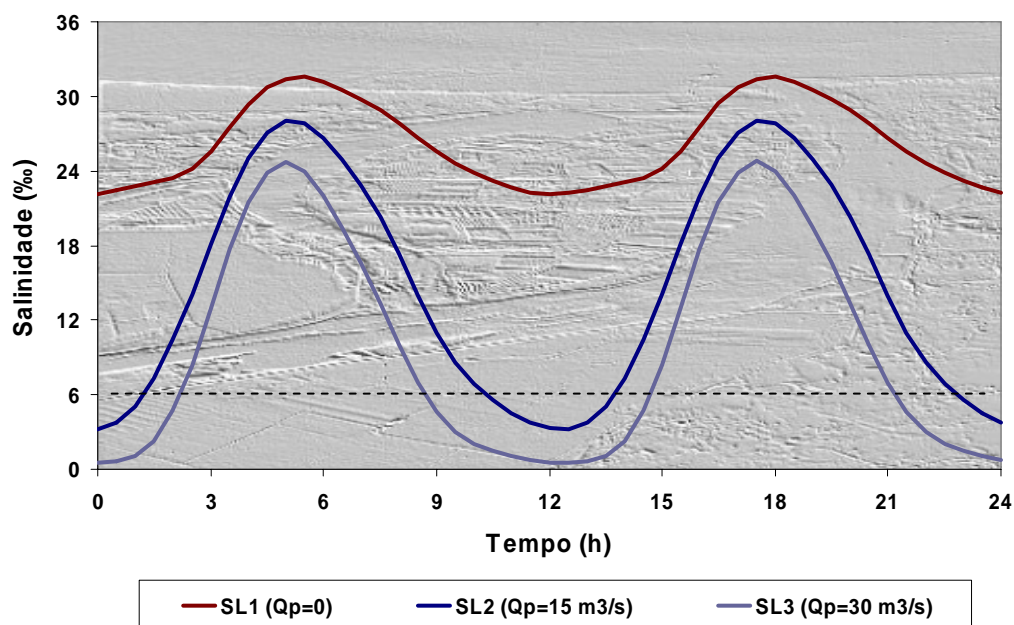


Figura 6.12 – Efeito do caudal do rio Pranto na evolução da salinidade na Ponte da Gala

A análise da distribuição da salinidade no estuário teve como objectivo final a identificação das zonas que, ao longo do ciclo de maré, apresentam salinidades que se enquadram no intervalo de valores (atrás definido) mais favoráveis ao crescimento de macroalgas verdes, considerando condições hidrodinâmicas predominantes nos períodos do ano em que se verificaram florescências macroalgais, e que estão representadas, neste trabalho, pelos cenários SL1 e SL2.

Na Figura 6.13 representam-se os trechos do estuário com salinidades entre 15 e 24‰ na preia-mar (salinidade máxima) e no instante em que ocorrem as correntes máximas de vazante (salinidades médias), de modo a ter uma ideia da dinâmica dessas *manchas* ao longo do ciclo de maré.

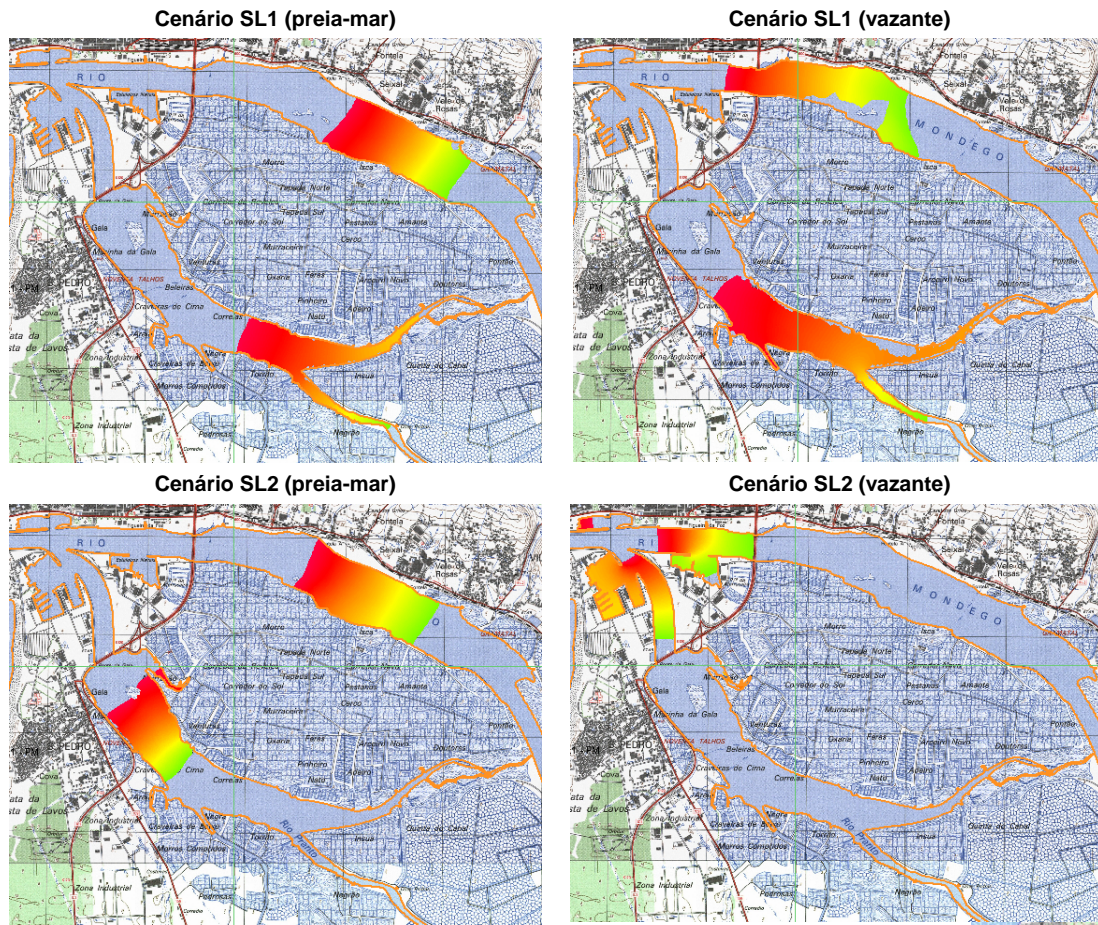


Figura 6.13 – Delimitação de zonas com salinidade favorável ao crescimento macroalgal

Verifica-se que, durante a maior parte do ciclo de maré, esse intervalo de salinidades favorável à proliferação (crescimento exponencial) de macroalgas infestantes ocorre precisamente no trecho do braço sul onde se verificou o maior gradiente de eutrofização, e que foi considerado, em 1998, como hipertrófico. Pelo contrário, no trecho a montante da Ponte da Gala, considerado, nessa altura, como mesotrófico, raramente se verificam valores da salinidade pertencentes a esse intervalo.

No braço norte, também ocorre uma zona com salinidades favoráveis, mas neste caso coincidente com o trecho onde as correntes são mais intensas. Logo a combinação desses dois efeitos pode ser um factor determinante da vulnerabilidade (ou não) dessas áreas a fenómenos de eutrofização.

6.2.5 PROPAGAÇÃO DA FRENTE SALINA

A avaliação da propagação da frente salina, em termos absolutos, através dum modelo *2D-H* é algo limitada, pelo facto de não traduzir as variações verticais de salinidade que se verificam, em maior ou menor grau, em zonas tão específicas como essa. No entanto, na análise efectuada pretendeu-se, simplesmente, obter uma estimativa do alcance (médio) da propagação da frente salina no estuário, durante a preia-mar, e dos efeitos, em termos relativos, da variação da amplitude da maré e do caudal do rio Mondego nessa propagação.

6.2.5.1 EFEITO DO REGIME DE MARÉ

O efeito da acção da maré na propagação da salinidade ao longo do estuário, e em particular no braço norte, pode ser avaliado pela comparação da posição da frente salina durante a preia-mar para os dois regimes de maré com maior diferença de amplitude: maré viva e maré quebrada (Figura 6.14).

Nas condições simuladas, verifica-se uma diferença de cerca de 4 km na extensão da propagação da frente salina no braço norte. Para caudais de estiagem do rio Mondego, esta frente prolonga-se cerca de 12,5 km (até 1 km a montante da Ponte de Lares), em maré viva, e cerca de 8,5 km (até 1,5 km a jusante da comporta da Quinta do Canal), em maré quebrada.

No braço norte, a zona oligohalina varia entre a zona a jusante da bifurcação dos braços e a Quinta do Canal. No braço sul, a frente salina faz-se sentir em todo o seu domínio, verificando-se que, em marés quebradas, surge uma zona oligohalina no trecho do subsistema Pranto situado de 1 km a jusante das comportas do Alvo.

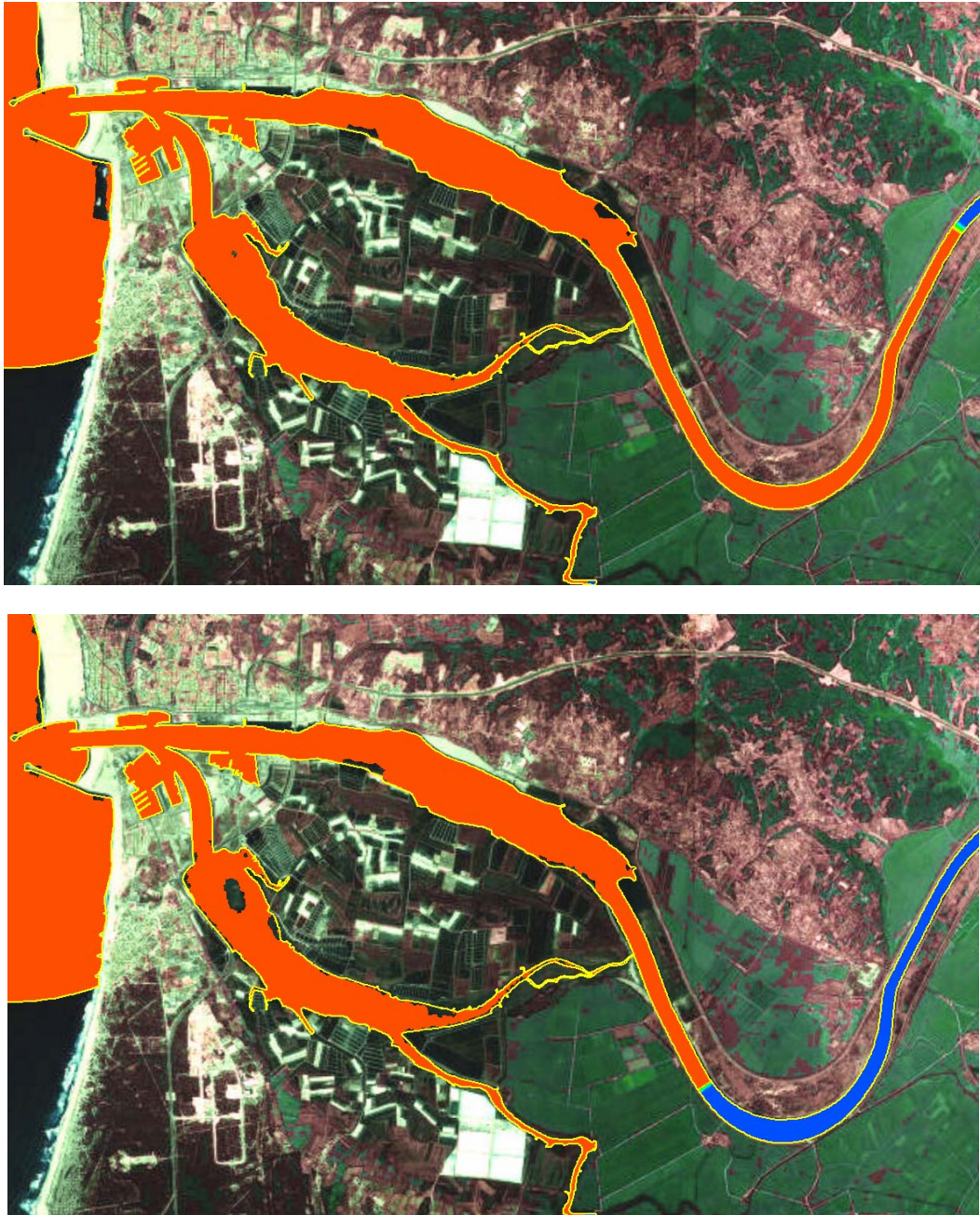


Figura 6.14 – Efeito do regime de maré (viva e quebrada) na propagação da frente salina

De modo a avaliar o recuo da frente salina durante a vazante e a perceber a diferença nas áreas de sapal, em cada um dos braços, resultantes da acção destes dois regimes de maré, representam-se, na Figura 6.15, as situações de baixa-mar correspondentes a estas duas amplitudes de maré.

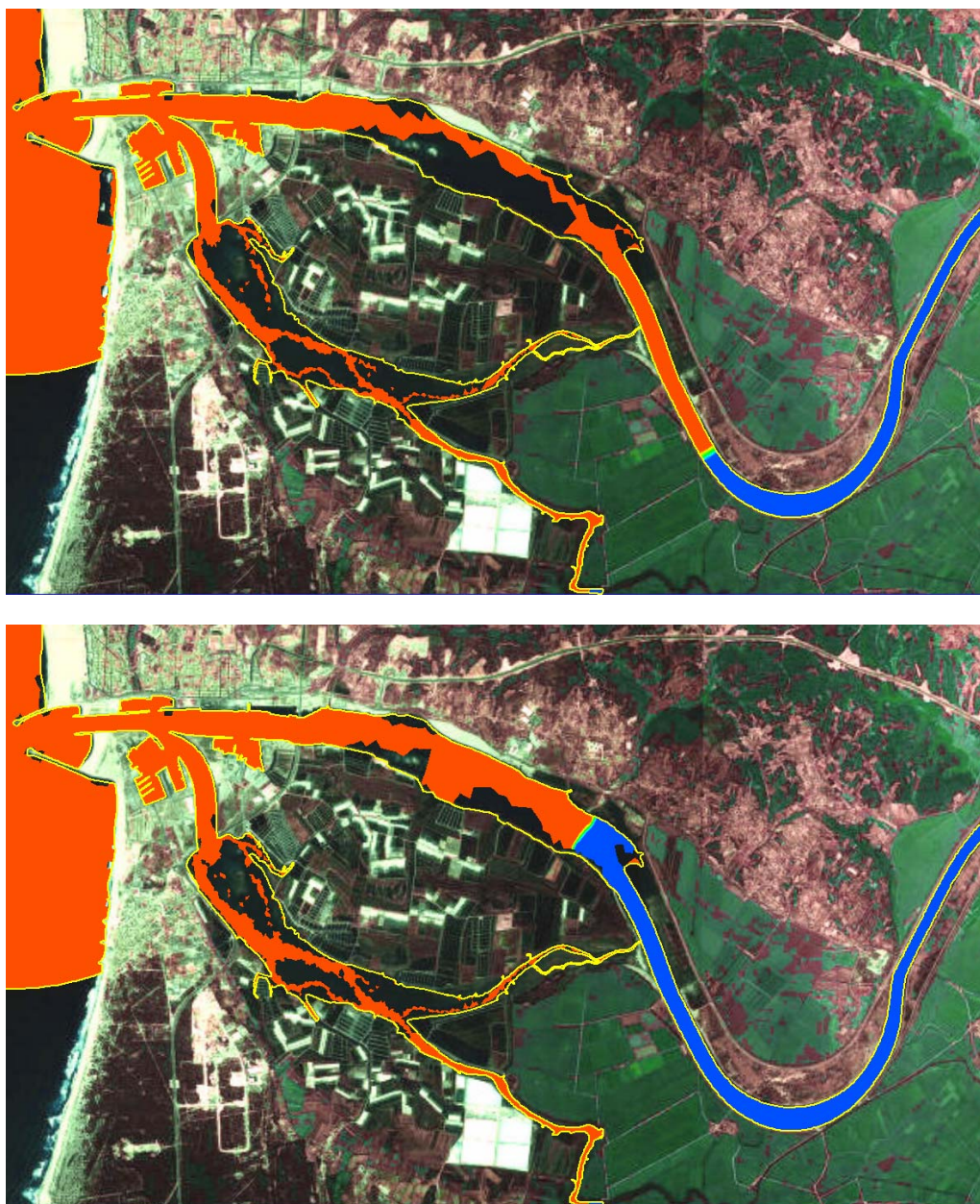


Figura 6.15 – Efeito do regime de maré (viva e quebrada) no recuo da frente salina (baixa-mar)

Curiosamente, a frente salina numa maré viva recua para a zona que é atingida na preia-mar numa maré quebrada. Na baixa-mar deste regime de maré, a frente salina recua até à zona do Gramatal (estação N3). Refira-se que no braço sul, em ambas as marés, a frente salina atinge todo este subdomínio, desde que não ocorram descargas através das comportas do Alvo. As áreas de sapal aumentam significativamente com o regime de maré no braço norte, o que já não acontece no braço sul.

6.2.5.2 EFEITO DO CAUDAL DO RIO MONDEGO

O efeito da variação do caudal do rio Mondego na propagação da salinidade no estuário pode ser efectuado de modo semelhante ao da acção da maré, comparando as posições da frente salina resultantes das diferentes condições do escoamento fluvial, correspondentes aos cenários SL1, SL4 e SL5.

Na Figura 6.6 (atrás apresentada) podemos visualizar facilmente este efeito durante a ocorrência de um regime de maré média, verificando-se uma variação significativa (cerca de 8 km) do alcance da frente salina entre as comportas da Quinta do Canal (N5), para o caudal de estiagem de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, e a zona dos estaleiros navais (entrada do braço norte), para o caudal de $340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

No braço sul, a frente salina deixa de percorrer todo esse domínio para caudais do rio Mondego superiores ao seu valor médio anual ($75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), como se pode constatar pela análise da imagem intermédia incluída na Figura 6.6, em que a frente salina começa a percorrer apenas uma parte do subsistema Pranto.

Para um caudal do rio Mondego de $340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ combinado com a ocorrência (mesmo que intermitente) de descargas do rio Pranto no braço sul, (simultaneidade, esta, habitual em situações de cheia) verifica-se que, nesse braço, a frente salina só alcança a zona da Gala e que há condições oligohalinas em todo este subsistema.

6.3 VARIABILIDADE ESPÁCIO-TEMPORAL DO TEMPO DE RESIDÊNCIA

O tempo de residência (TR) é um parâmetro representativo da escala temporal dos processos físicos de transporte predominantes nos sistemas estuarinos, sendo, por isso, o seu valor utilizado para comparação com a escala temporal dos processos biogeoquímicos associados à produção primária e conseqüentemente a eventuais fenómenos de eutrofização das águas estuarinas.

O TR pode também ser utilizado como critério na avaliação de impactos ambientais resultantes de alterações na geometria das secções de escoamento em zonas estuarinas, devidas à presença de novas estruturas (pontes e diques) ou à execução de dragagens para manutenção de canais de navegação. A mitigação desses impactos passa então pela definição duma nova geometria para o canal que garanta a manutenção do TR inicial em cada um dos subdomínios intervencionados e pelo aumento controlado das velocidades de escoamento nas zonas consideradas críticas (Meeuwig, 1998).

Na pesquisa bibliográfica efectuada sobre os tempos de duplicação celular das espécies macroalgais, as referências foram escassas e pouco elucidativas, verificando-se uma grande variabilidade dos valores propostos e das correspondentes condições ambientais. Hattink *et al.* (2001) referem um tempo de duplicação celular de 2,6 dias para a *Enteromorpha intestinalis* (em condições experimentais específicas), enquanto que Masini *et al.* (1990) referem tempos de duplicação da biomassa da maioria das macroalgas de 12 dias, no Verão e para condições óptimas dos factores limitantes do crescimento algal.

Com este trabalho pretende-se dar um contributo inovador para o desenvolvimento de uma nova metodologia de abordagem do cálculo dos valores do TR em sistemas estuarinos, rompendo, assim, com a habitual adoção de um valor único para esta variável, associado a um tempo médio de permanência, da matéria em suspensão ou dissolvida nas águas estuarinas.

Nesse sentido, procedeu-se à clarificação da utilização desta designação, definindo-se e distinguindo-se os termos *tempo de retenção* e *tempo de residência* (ver capítulo 2), e ao desenvolvimento do programa *TempResid* (descrito no capítulo 3) para calcular o TR de substâncias, conservativas e não conservativas, e para avaliar as respectivas variações espaciais ao longo do estuário.

No caso das substâncias não conservativas, foram adoptados coeficientes médios de decaimento pertencentes a intervalos de valores de referência, preconizados na bibliografia da especialidade, para caracterizar alguns dos processos bioquímicos associados à dinâmica de nutrientes, tais como, a desnitrificação ($0,1$ a 1 d^{-1}) e a mineralização do fósforo (1 a 50 d^{-1}).

O TR duma substância foi calculado, para cada local e em cada instante, como o intervalo de tempo necessário para que a respectiva massa inicial se reduza até uma percentagem (pré-definida) desse valor. No capítulo 2, referiu-se como um dos critérios mais utilizados na avaliação da capacidade de exportação dos estuários a adopção do valor 36,8% (correspondente ao inverso do *número de Neper*, e^{-1}). Nos estudos em que se aplicaram modelos numéricos para a quantificação de tempos de residência têm sido definidas percentagens menores, variando entre 1 e 10%.

Neste trabalho, adoptou-se um valor de 10% para a concentração residual da substância, atendendo a que se considera o efeito (significativo no caso de caudais fluviais de estiagem) da reentrada de massa no estuário durante a enchente.

Refira-se, que este valor residual pode representar o valor (absoluto) da concentração de um dado nutriente considerado como limitante do processo de eutrofização no sistema em estudo, criando uma conexão interdisciplinar de conhecimentos preciosa na análise destes fenómenos.

Os intervalos de tempo que traduzem os valores do TR calculados pelo programa *TempResid* são contabilizados considerando o mesmo regime e instante da maré, ou seja, a mesma capacidade de diluição do local (elemento) a que se refere esse valor do TR. Nestas condições, a quantificação do TR pode ser efectuada, em cada elemento, através da concentração residual da substância, em alternativa à consideração da respectiva massa residual.

A quantificação dos efeitos dos dois principais mecanismos físicos de transporte com influência no TR – a maré e o caudal fluvial – permite também avaliar os seus contributos relativos para a capacidade de *exportação*, do estuário do rio Mondego, traduzida habitualmente pelo inverso do TR na sua fronteira de jusante. Em sistemas estuarinos semelhantes a este, o efeito da circulação induzida pelo gradiente densimétrico nos valores do TR é negligenciável (contributo inferior a 0,2%, em Wang *et al.*, 2004), pelo que não foi considerado nesta análise.

Neste ponto, apresenta-se, ainda, uma síntese da análise dos efeitos, no valor do TR, da variação das características das descargas no estuário, nomeadamente, da sua duração (contínua ou instantânea) intensidade e localização, da natureza da substância (conservativa ou não conservativa), e do instante do ciclo de maré em que ocorre a descarga numa fonte pontual (por exemplo, uma ETAR), já que a abertura das comportas do rio Pranto estão condicionadas ao final da vazante e início da enchente. Para esse feito, foram definidos os vários cenários a simular, apresentando-se, neste trabalho, os resultados das simulações considerados mais relevantes e conclusivos para avaliar as zonas do estuário com características hidrodinâmicas mais favoráveis aos processos de eutrofização.

6.3.1 DEFINIÇÃO DE CENÁRIOS

A definição de cenários a simular, através da aplicação do módulo de transporte e do programa *TempResid* (modelo *MONDEST*), teve como objectivos a determinação:

- do TR de substâncias no estuário e da sua distribuição espacial para várias condições hidrodinâmicas;
- do peso relativo dos principais mecanismos físicos de transporte nos valores do TR;
- dos efeitos da variação das características das descargas e da natureza das substâncias nos valores do TR no braço sul.

Para este estudo, foram seleccionadas as situações correspondentes aos cenários apresentados na Tabela 6.3.

Tabela 6.3 – Cenários para a análise do tempo de residência no estuário do rio Mondego

CENÁRIO	CAUDAL FLUVIAL ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)		MARÉ-TIPO	TIPO DE DESCARGA	NATUREZA DA SUBSTÂNCIA
	Mondego	Pranto			
TR 1	15	0	média	instantânea	conservativa
TR 2			viva		
TR 3			quebrada		
TR 4			15		não conserv. ($k= 1 \text{ d}^{-1}$)
TR 5					não conserv. ($k= 10 \text{ d}^{-1}$)
TR 6					conservativa
TR 7	1	0	média	contínua	conservativa
TR 8	75				
TR 9	340				
TR 10	15				não conserv. ($k= 1 \text{ d}^{-1}$)
TR 11					conservativa
TR 12					não conserv. ($k= 1 \text{ d}^{-1}$)
TR 13	75	15	média	contínua (Pranto)	não conserv. ($k= 0,5 \text{ d}^{-1}$)
TR 14					conservativa
TR 15	15	15	média	contínua (Pranto)	conservativa
TR 16		15 (B.Norte)			

O conjunto de cenários TR1, TR2 e TR3 permite a avaliação do efeito da maré nos valores do TR e sua variação espacial, no caso de descargas *instantâneas* duma substância conservativa.

Os valores dos TR obtidos (superiores a uma semana) para este caudal (de estiagem) do rio Mondego e a duração das simulações (15 a 20 dias) justificam que os cenários utilizados na avaliação dos restantes efeitos correspondam a situações de maré média.

Os cenários TR1, TR7, TR8 e TR9 pretendem evidenciar o contributo do caudal do rio Mondego na variação dos valores do TR relativos ao estuário e ao braço sul, prevendo-se neste subdomínio uma menor influência.

Com os cenários TR10 e TR12 visa-se avaliar o efeito de descargas contínuas de substâncias conservativas através das fronteiras fluviais, comparando o seu efeito com o das descargas instantâneas (cenários TR1 e TR8, respectivamente).

Dada a natureza não conservativa da maioria dos nutrientes, efectuou-se uma análise da variação dos valores do TR resultante da consideração de diferentes comportamentos de substâncias não conservativas, traduzidos por coeficientes de decaimento com ordens de grandeza semelhantes à do processo de desnitrificação, quando descarregadas de forma contínua e para diferentes caudais do rio Mondego (cenários TR11 e TR13). No cenário TR14 apenas se considera a entrada contínua através das comportas do Alvo.

O efeito do tipo de descarga no TR de substâncias não conservativas pode ser avaliado através dos resultados obtidos, nos cenários TR4 e TR11, considerando condições hidrodinâmicas semelhantes e diferentes condições (concentrações) iniciais e de fronteira.

Esta análise pode ser particularmente interessante quando associada à descarga e dispersão de nutrientes dissolvidos, dado que os fosfatos (não

provenientes de efluentes de ETAR's) são geralmente introduzidos nas águas estuarinas através das aflúncias que ocorrem na Primavera, sendo as suas cargas quase nulas durante os meses de Verão, face ao predomínio dos reduzidos caudais de estiagem. Por sua vez, os nitratos afluem aos tributários também através de escoamentos sub-superficiais e/ou subterrâneos (lixiviação dos terrenos), pelo que as suas cargas devem ser representadas como contínuas, mesmo nos meses de Verão, período em que os factores potencialmente limitantes dos processos de eutrofização são habitualmente mais favoráveis à ocorrência de florescências algais.

Esta diferença tem determinado que o respectivo TR seja estimado de forma independente, recaindo o seu cálculo nos períodos mais críticos (Primavera e Verão).

A concentração inicial no estuário foi considerada com valor unitário (igual à valor resultante da descarga duma dada massa de substância) constante em todo o domínio. Trata-se obviamente duma situação artificial, simplificada, que visa eliminar o efeito da aleatoriedade das assimetrias das concentrações iniciais ao longo do estuário, que apenas poderiam ser caracterizadas através de situações de referência estabelecidas com base numa monitorização contínua do sistema. A condição de fronteira a jusante foi traduzida por uma concentração nula, enquanto que nas fronteiras de montante, onde pode(m) ocorrer descarga(s), se considerou uma concentração nula (simulação de descarga *instantânea*) ou uma concentração unitária (simulação de descarga contínua). Não se considerando o tempo de "armazenamento" (aleatório) dos nutrientes (dissolvidos ou em suspensão) nos compartimentos do estuário exteriores à coluna de água, os resultados associados ao comportamento de substâncias conservativas representa uma sobrestimação dos respectivos valores do TR, cuja ordem de grandeza se pretende também estimar.

Com os cenários TR 15 e TR16 pretende-se avaliar o impacto na variação dos valores do TR no estuário (e em particular no seu braço sul) devido à realização das descargas do rio Pranto através das comportas do Alvo (braço

sul) ou da Quinta do Canal (braço norte), de modo a validar a hipótese de as melhorias, entretanto verificadas nas condições tróficas desse braço, estarem ou não correlacionadas com reduções significativas dos respectivos TR.

6.3.2 DETERMINAÇÃO DO TEMPO DE RESIDÊNCIA

A determinação do TR nas várias estações consideradas ao longo do estuário, incluindo os locais (A, B e C) onde se identificou o gradiente de eutrofização no braço sul, foi efectuada por aplicação do programa *TempResid* aos resultados das simulações efectuadas com o módulo de transporte do modelo *MONDEST*.

A título de exemplo, representa-se, na Figura 6.16, um gráfico com os resultados do modelo de transporte correspondentes à simulação do cenário TR1 (um dos mais característicos dos períodos mais favoráveis à ocorrência de florescências macroalgais), que traduz a evolução temporal da concentração relativa dum substância (percentagem do seu valor inicial) na embocadura (N0), na Lota (S1) e na foz do rio Pranto (S3).

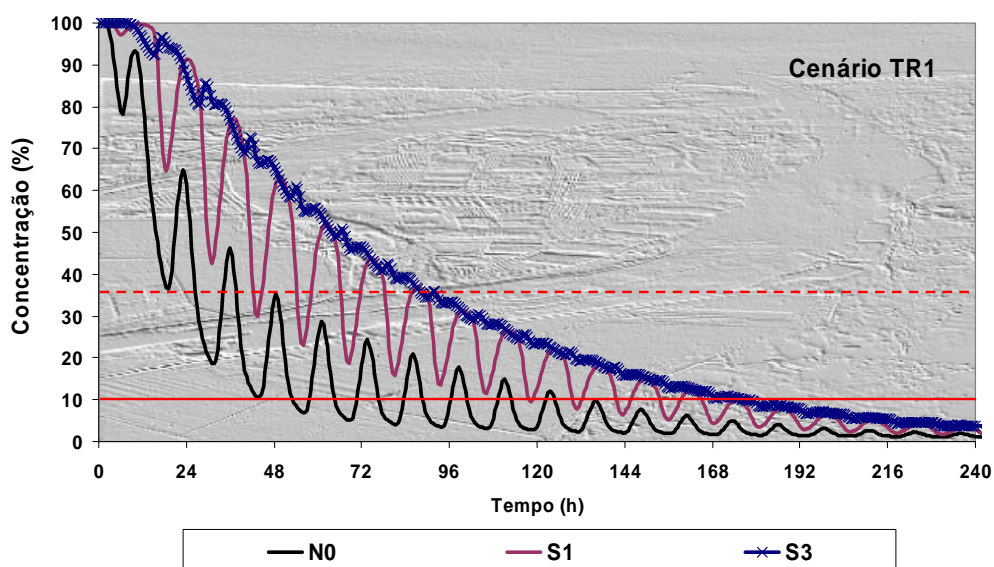


Figura 6.16 – Evolução da concentração dum constituinte conservativo (descarga instantânea)

Constata-se assim que, em termos médios, o TR duma substância conservativa na embocadura do estuário é sensivelmente inferior ao do braço sul, que apresenta, por isso, uma menor capacidade de exportação dessa substância para a zona costeira adjacente.

O critério utilizado na definição do valor da concentração residual tem um grande impacto nos valores do TR. Para os dois critérios atrás referidos (36,8% e 10%) o tempo necessário para se atingir (permanentemente) a concentração residual considerada quase triplica na embocadura, passando de 2 para 5,6 dias e duplica nas estações do braço sul (S1 e S3), aumentando de 3,6 para 7,3 dias. Verifica-se que, na generalidade dos cenários simulados, a diferença nos valores do TR entre S1 e os locais A e B (na zona da Gala) resulta essencialmente da não contabilização (no TR) do tempo de emersão ocorridos nesses locais, situação que não se regista no local C.

Na Figura 6.17 apresenta-se a variação espacial do TR na *zona estuarina* nas condições do cenário TR1, de modo a realçar as diferenças na capacidade de exportação entre os dois braços e as respectivas zonas mais sensíveis.

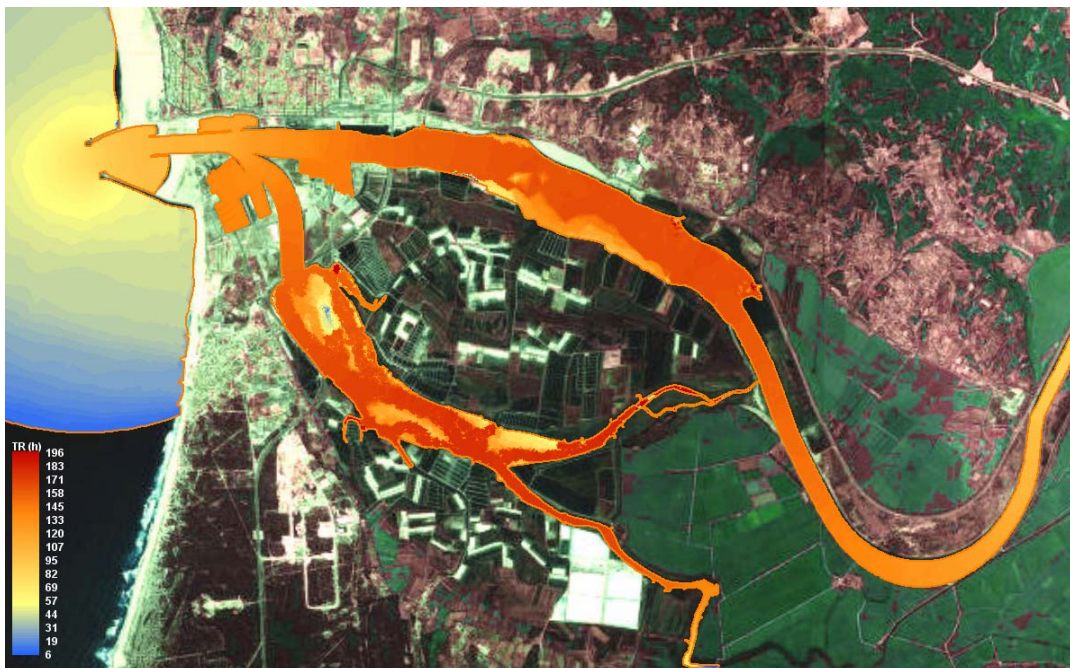


Figura 6.17 – Variação espacial do tempo de residência nas condições do cenário TR1

Neste cenário, verifica-se, no braço norte, uma duplicação do TR desde a embocadura até à zona do Gramatal, diminuindo depois à medida que se progride para o seu trecho fluvial, atingindo-se um valor semelhante ao da embocadura a montante da Ponte de Lares. No braço sul, o gradiente é mais suave, embora se agrave no local C, apresentando a jusante da Ponte da Gala valores semelhantes aos que ocorrem junto à Ponte da Figueira da Foz.

É interessante constatar, de acordo com o conceito aqui utilizado, a acentuada influência da batimetria na variação espacial do TR no estuário, pelo que se torna inadequada a definição de valores típicos (únicos) para cada um dos braços do estuário, sem os associar a locais e cenários hidrodinâmicos específicos.

Os resultados do cálculo dos valores do TR para cada um dos cenários encontram-se sintetizados na Tabela 6.4, seleccionando-se os locais mais representativos das respectivas variações espaciais. Os valores do TR relativos aos cenários TR15 e TR16, em que se considerou apenas a descarga de substância pelo rio Pranto, foram obtidos adoptando, como critério para a concentração residual, o valor de 1%.

Tabela 6.4 – Síntese dos valores dos tempos de residência (*d*) obtidos nos cenários simulados

Cenários	N0	BRAÇO NORTE				BRAÇO SUL			
		N1	N2	N3	N4	S1	A	B	C
TR 1	3,50	4,83	6,38	6,88	6,17	6,33	4,33	5,21	7,29
TR 2	3,96	6,79	8,25	7,75	6,79	8,25	5,08	7,33	9,54
TR 3	3,25	4,38	5,75	6,58	5,83	5,50	3,21	4,67	6,38
TR 4	1,21	1,46	1,88	2,25	2,29	1,71	1,17	1,42	1,92
TR 5	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,21	0,21	0,21
TR 6	3,29	4,58	6,25	6,71	6,13	4,21	3,13	3,63	1,46
TR 7	2,96	7,04	11,67	27,21	27,21	8,25	6,17	7,63	9,29
TR 8	2,33	2,58	2,21	1,58	1,17	3,42	2,46	3,46	4,63
TR 9	1,33	1,29	0,67	0,46	0,42	2,21	1,67	2,42	2,79
TR 10	7,13	10,67	10,67	14,92	> 15	> 15	9,71	11,42	14,58
TR 11	1,21	1,46	1,88	2,29	2,29	1,79	1,17	1,46	3,54
TR 12	11,00	12,17	> 15	> 15	> 15	> 15	9,04	9,63	14,92
TR 13	1,38	6,83	14,96	11,25	14,92	2,67	1,50	1,63	9,04
TR 14	6,46	9,71	14,58	14,92	> 15	13,04	10,83	9,46	8,75
TR 15	0,46	1,21	1,04	0,42	0,00	2,13	1,42	1,54	1,92
TR 16	1,38	2,38	3,33	2,83	2,25	3,33	2,13	2,17	4,00

Numa análise global verifica-se que os valores obtidos para um regime de maré quebrada com um caudal no rio Mondego de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ são semelhantes aos obtidos num regime de maré média, com caudal unitário (situação extrema). Os valores extremos do TR no braço sul ocorrem sempre na zona montante do braço sul, que foi sujeita a um assoreamento progressivo durante as últimas décadas.

Os resultados obtidos para o cenário TR5 e uma análise de sensibilidade efectuada (posteriormente) ao coeficiente de decaimento de substâncias não conservativas, permitiu concluir que, para valores deste parâmetro superiores a 3 d^{-1} , o TR resultante duma descarga instantânea é uniforme em todo o estuário (gradiente para montante de 20%, no braço norte, e menor que 10%, no braço sul), não excedendo as 18 e as 32 horas, consoante se adopte um critério para a concentração residual de 10% ou 1%, respectivamente.

6.3.3 EFEITO DO REGIME DE MARÉ

O efeito do regime de maré pode ser relevante para processos com escalas temporais das ordem dos 6 dias, em que pode haver o predomínio de um desses regimes.

Para situações de estiagem e substâncias conservativas descarregadas *instantaneamente* no estuário, o agravamento no TR devido a regimes de maré viva e de maré quebrada atinge os 50% e é sensivelmente igual quer no braço sul, quer no trecho do braço norte entre a marina (N1) e a Ponte da Figueira da Foz (N2). Nos restantes trechos esse agravamento vai-se reduzindo até atingir os 17% na embocadura. Os valores mínimos ocorrem durante a maré viva e variam entre 78 horas na embocadura e no local A (zona de sapal menos eutrofizada) e o valor máximo (na maré quebrada) de 230 horas, que se verifica, precisamente, na zona mais eutrofizada do braço sul (local C) próxima da foz do rio Pranto.

Na Figura 6.18 representa-se a variação espacial do TR obtida para regimes de maré extremos, representados pelos cenários TR2 (quebrada) e TR3 (viva), respectivamente.

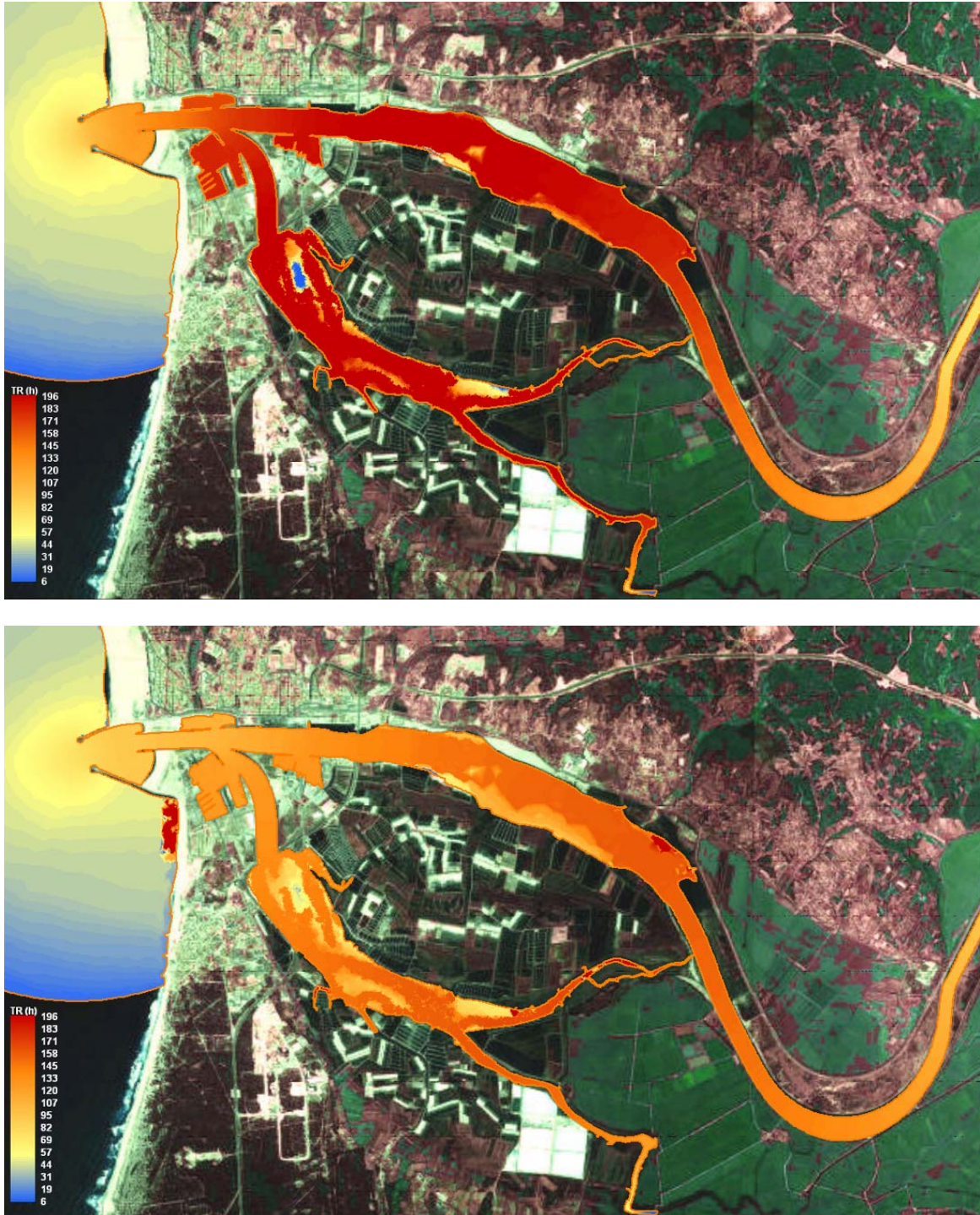


Figura 6.18 – Variação espacial do tempo de residência em regimes de maré extremos

Em termos médios e em condições de estiagem, pode-se afirmar que os valores do TR variam entre 6 dias em ambos os braços do estuário e 4 dias no trecho a jusante da confluência desses braços.

6.3.4 EFEITO DOS CAUDAIS FLUVIAIS

O efeito da variação do caudal do rio Mondego nos valores do TR correspondentes a uma descarga *instantânea* de substâncias conservativas no estuário pode ser avaliado através dos resultados obtidos na simulação dos cenários TR1, TR7, TR8 e TR9 (Figura 6.19).

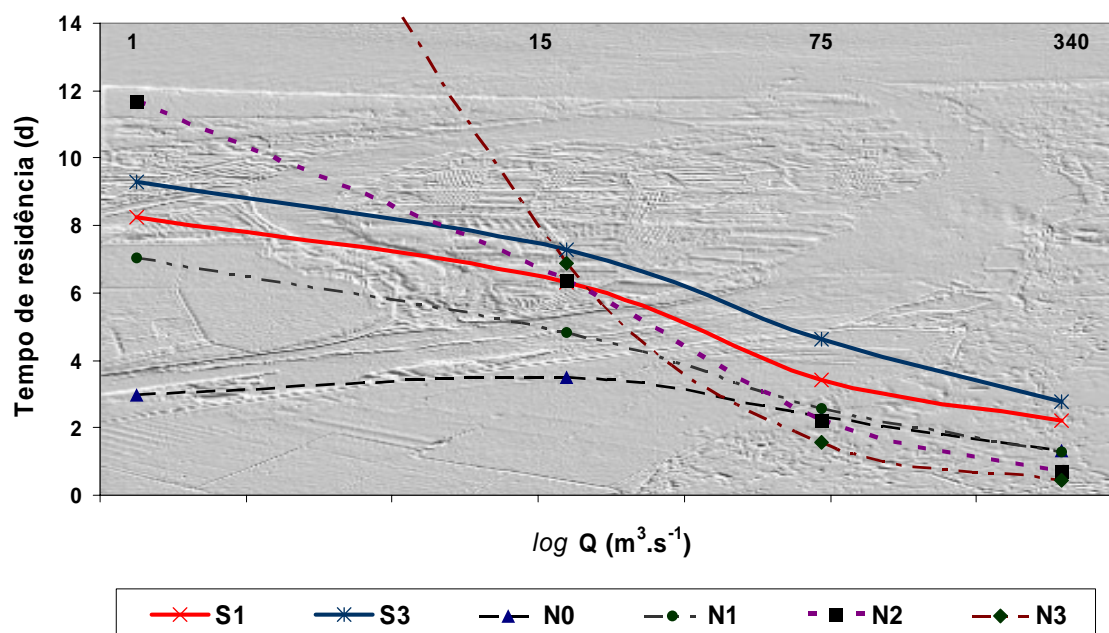


Figura 6.19 – Efeito do caudal do rio Mondego no tempo de residência dos dois braços do estuário (maré média; descarga instantânea; substância conservativa)

Como seria previsível, os resultados obtidos confirmam a maior influência do caudal do rio Mondego no braço norte, sendo perceptível, na Figura 6.19, que para caudais de cheia (superiores a $340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) se inverte a progressão do TR neste braço, com os seus valores a diminuir para montante. O efeito deste caudal de cheia no braço sul resume-se a uma diminuição (equitativa) dos respectivos valores do TR a um quarto dos seus valores máximos.

Os resultados obtidos na simulação destes cenários permitem avaliar, em regime de maré média, a contribuição relativa dos dois principais mecanismos físicos de transporte com influência no TR – a maré e o caudal fluvial – para a capacidade de *exportação* de cada um dos braços do estuário. Na Tabela 6.5, apresenta-se uma síntese desse cálculo, com as respectivas percentagens.

Tabela 6.5 – Síntese dos valores do TR correspondentes a diferentes caudais do Mondego

Caudal do Mondego ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	BRAÇO NORTE			BRAÇO SUL		
	Tempo de residência (d)	Coefficiente de exportação (d^{-1})	Contributo do caudal (%)	Tempo de residência (d)	Coefficiente de exportação (d^{-1})	Contributo do caudal (%)
1	7,04	0,14	---	8,25	0,12	---
15	4,83	0,21	46	6,33	0,16	30
40	3,45	0,29	104	4,61	0,22	79
75	2,58	0,39	173	3,42	0,29	141
340	1,29	0,77	445	2,21	0,45	274

Da análise desta tabela, conclui-se que, para caudais do rio Mondego superiores a $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, o caudal fluvial passa a ser, no braço norte, o principal mecanismo de transporte de substâncias conservativas para o exterior do estuário. Para que o mesmo aconteça no braço sul, esse caudal deverá ser ligeiramente inferior ao respectivo caudal médio diário anual.

Para caudais de estiagem, a maré constitui o mecanismo de transporte mais importante nos dois braços, sendo praticamente dominante no braço sul, desde que não ocorram descargas do rio Pranto no braço sul.

Havendo descargas do rio Pranto (cenário TR6), o contributo dos dois caudais fluviais (Mondego e Pranto) aumenta de 30% para 96%, com base nos resultados apresentados na Tabela 6.4. Este facto revela que a descarga do Pranto tem um efeito decisivo na capacidade de exportação do braço sul semelhante à produzida por um caudal do rio Mondego próximo de $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, de acordo com a respectiva curva de tendência do gráfico apresentado na Figura 6.19. Por outro lado, verifica-se que, com esse incremento no contributo do caudal fluvial, o do rio Pranto passa a ser preponderante na capacidade de transporte no braço sul devida ao escoamento fluvial, com um contributo relativo de 67%.

Na Figura 6.20, podem visualizar-se os resultados referentes ao cenário TR6 e o efeito significativo da descarga do rio Pranto (de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) na redução do TR verificada (exclusivamente) no braço sul, em 80%, na zona mais eutrofizada (C), e em cerca de 30%, nos locais A e B, onde, em 1998, se verificavam menores sintomas de eutrofização.

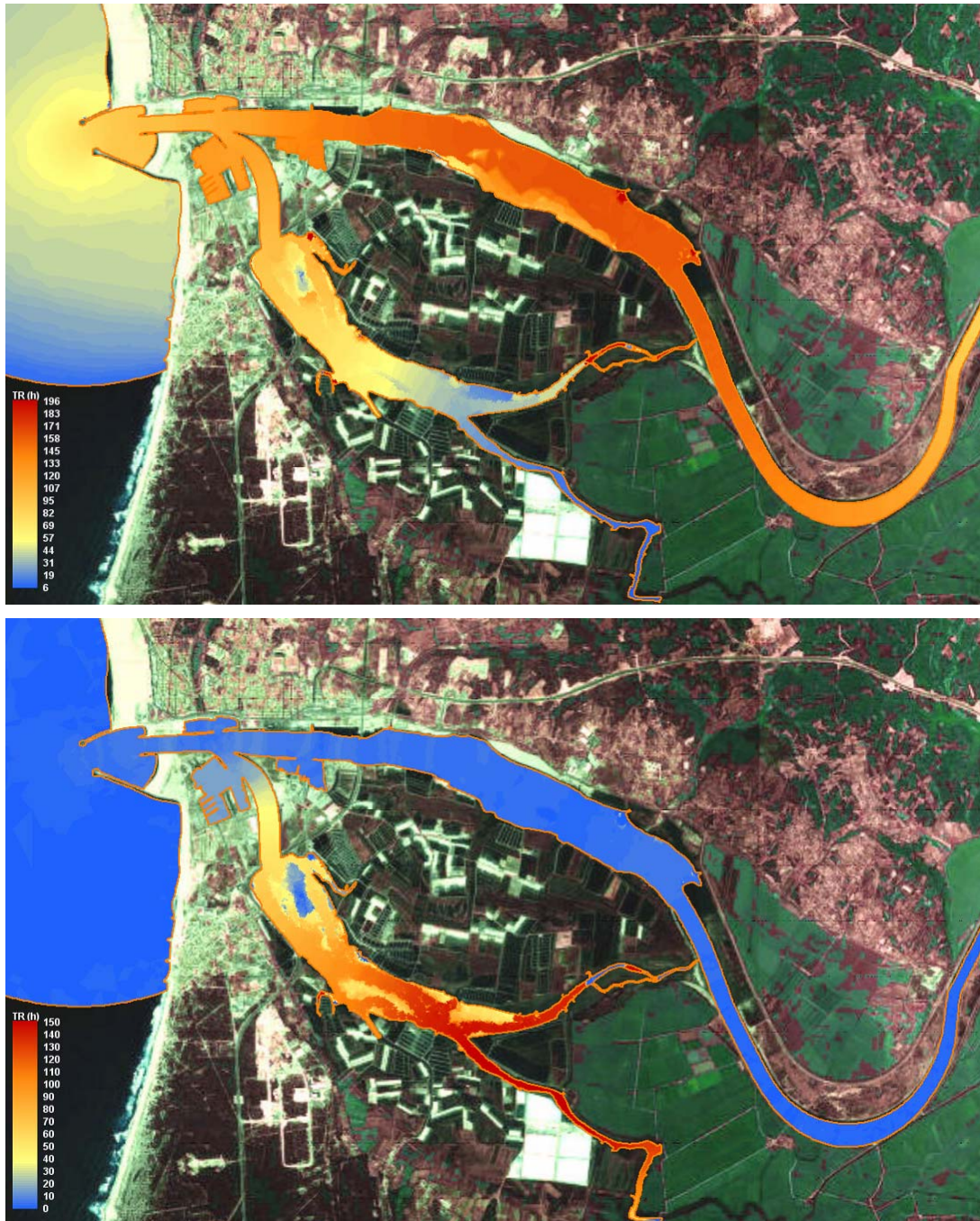


Figura 6.20 – Efeito do caudal do rio Pranto nos tempos de residência do estuário

No caso de a entrada duma substância conservativa no estuário se processar de forma contínua, através dos seus tributários (cenários TR10 e TR12), verifica-se que a capacidade de exportação do estuário é globalmente muito reduzida (inferior a $0,07d^{-1}$) mesmo para caudais de estiagem, diminuindo ainda mais à medida que os caudais fluviais aumentam, conforme se pode constatar através dos resultados já apresentados na Tabela 6.4.

No entanto, se a substância for não conservativa o efeito do aumento do caudal do rio Mondego, relativo aos cenários TR11 e TR13, traduz-se num agravamento substancial (4 a 8 vezes) dos valor do TR que se registam no braço norte, como seria de esperar, mas também dos valores calculados no braço sul, que registam incrementos de 50% a 300% (Tabela 6.4).

A situação é ainda agravada, especialmente no braço sul, em que quase quintuplica o valor do TR nas zonas adjacentes à Ponte da Gala, quando o coeficiente de decaimento da concentração da substância se reduz para metade. Esta conclusão é muito importante para justificar a importância da parametrização rigorosa das cinéticas habitualmente utilizadas para descrever os processos bioquímicos associados ao fenómeno de eutrofização, essencial à calibração dos modelos de eutrofização. A utilização destes modelos, adoptando parâmetros médios ou de referência sem um suporte experimental suficientemente extenso e consistente, pode conduzir a resultados pouco fiáveis e conclusões irrealistas.

6.3.5 EFEITO DA INTENSIDADE DA DESCARGA

O efeito da intensidade das descargas foi avaliado através de subcenários correspondentes à duplicação e quintuplicação da concentração de substância considerada no cenário TR1, correspondente a uma situação de descarga *instantânea* ocorrida durante um período de estiagem típico.

A Figura 6.21 apresenta o mapeamento dos agravamentos do TR gerados por estes dois aumentos na intensidade da descarga duma substância conservativa.

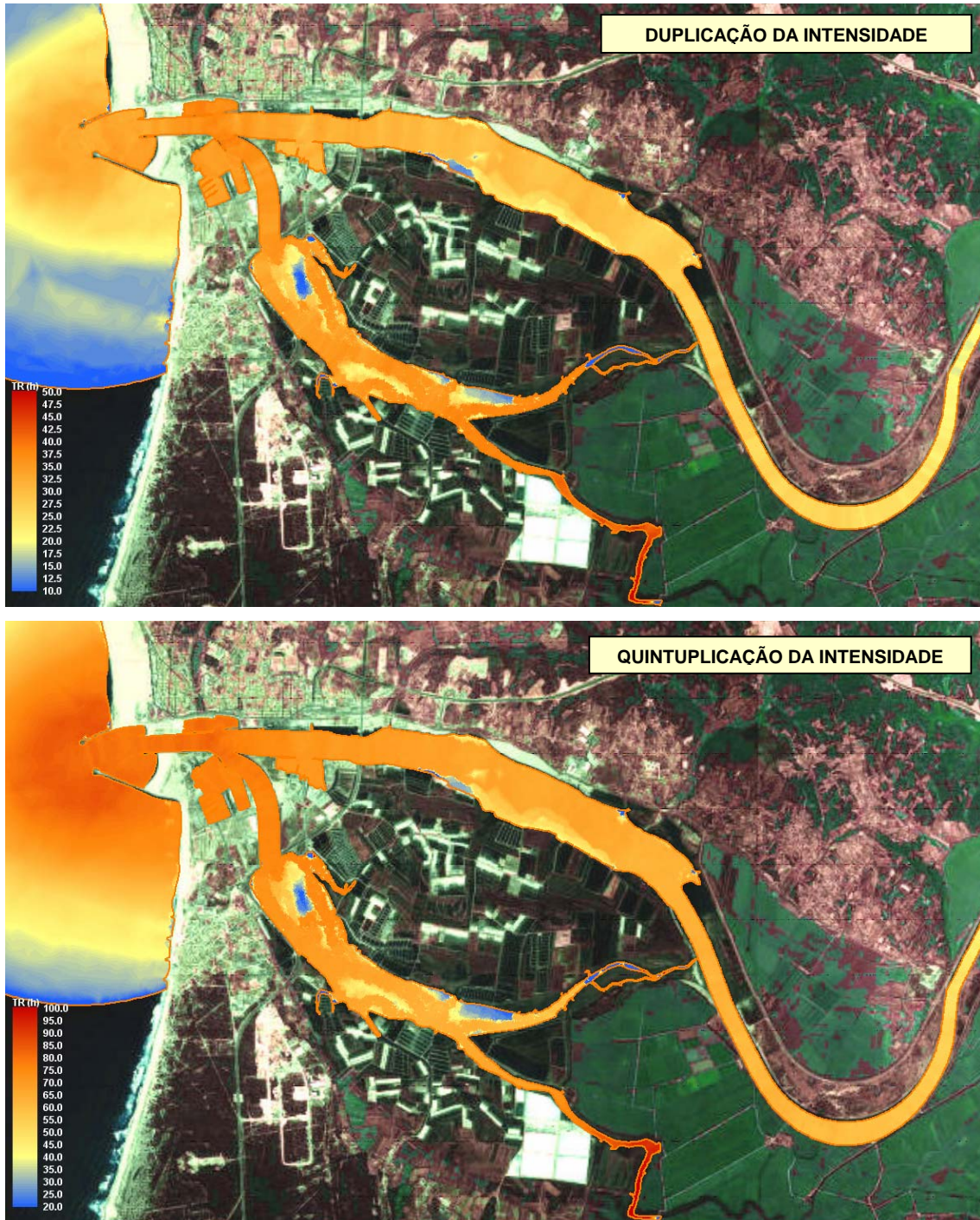


Figura 6.21 – Efeito da variação da intensidade duma descarga instantânea

Os resultados permitem concluir que, em termos absolutos, o agravamento dos valores do TR é praticamente uniforme em toda a zona estuarina, correspondendo ao subcenário da duplicação da intensidade a 35 h, no braço sul, e a uma variação entre 26 e 37 h, no braço norte.

No subcenário em que se quintuplicou a intensidade da descarga, há, em termos absolutos, um agravamento absoluto proporcional ao do subcenário anterior (em média 75 h, no braço sul, e 70 horas, no braço norte).

Se analisarmos os resultados em termos percentuais, com base na variação espacial do TR resultante da simulação efectuada para o cenário TR1, verifica-se que o agravamento máximo no TR é de apenas 94% para a maior intensidade e de 38% para a intensidade intermédia (Tabela 6.6).

Tabela 6.6 – Agravamento do tempo de residência com o aumento da intensidade da descarga

ESTAÇÃO	Intensidade 100	Intensidade 200		Intensidade 500	
	Tempo de residência (h)	Tempo de residência (h)	Agravamento (%)	Tempo de residência (h)	Agravamento (%)
N0	84	116	38	163	94
N1	116	153	32	201	73
N2	153	185	21	224	46
N3	165	191	16	226	37
S1	152	187	23	228	50
S3	175	211	21	240	37

Em termos gerais, pode-se afirmar que os maiores agravamentos ocorrem na embocadura do estuário, como também se pode constatar através da Figura 6.21, e os menores agravamentos ocorrem nas zonas mais interiores de ambos os braços do estuário.

6.3.6 EFEITOS DO TIPO DE DESCARGA E DA NATUREZA DA SUBSTÂNCIA

O efeito do tipo de descarga (*instantânea* ou contínua) na variação do TR, para um mesmo caudal fluvial e regime de maré, foi avaliado com base nos resultados obtidos nas simulações referentes aos cenários TR1 e TR10, para substâncias conservativas, e nas referentes aos cenários TR4 e TR11, correspondentes a substâncias não conservativas com coeficiente de decaimento unitário. Na Figura 6.22 apresentam-se as diferenças obtidas na distribuição espacial dos valores do TR para estas duas situações.

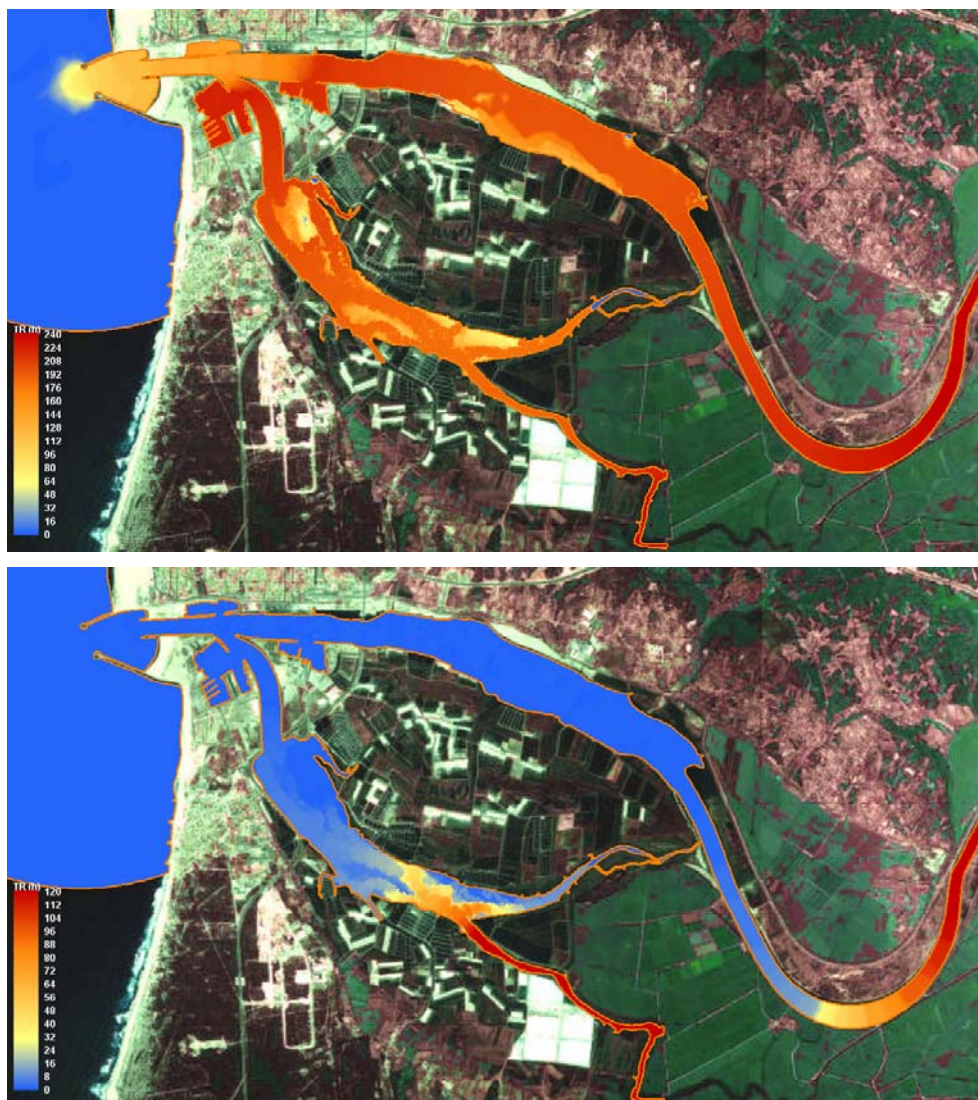


Figura 6.22 – Agravamento do TR no estuário devido ao tipo descarga de substâncias conservativas e não conservativas.

Da análise dos resultados, verifica-se que a descarga contínua duma substância conservativa, através dos rios Pranto e Mondego, agrava significativamente os valores do TR (duplicando-os) na zona estuarina, facto que já não acontece com a descarga de substâncias não conservativas com coeficiente de decaimento igual a 1 d^{-1} . Neste caso, só há agravamento do TR na zona mais interior do braço sul (incluindo a zona mais eutrofizada) e no trecho fluvial do estuário, a montante das comportas da Quinta do Canal (N5).

Face ao comportamento da maioria dos nutrientes como substâncias não conservativas, representa-se, nas Figuras 6.23 e 6.24, as distribuições espaciais do TR para a descarga contínua de substâncias com esta natureza, referentes aos cenários TR11 e TR13, representativos da gama de caudais do rio Mondego mais frequentes ao longo do ano.

Em ambas as situações o gradiente do TR no braço sul é exactamente igual ao que se verificava no seu estado trófico registado em 1998.

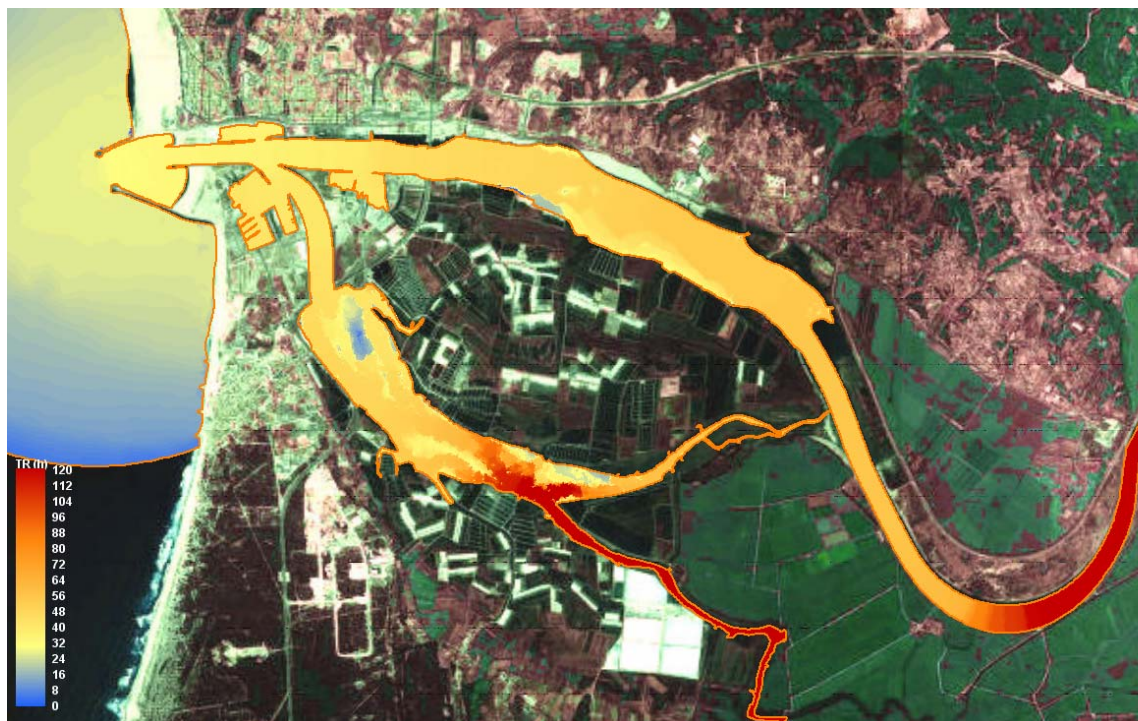


Figura 6.23 – Distribuição espacial dos TR resultante da de carga contínua duma substância não conservativa, em condições de estiagem (cenário TR11)

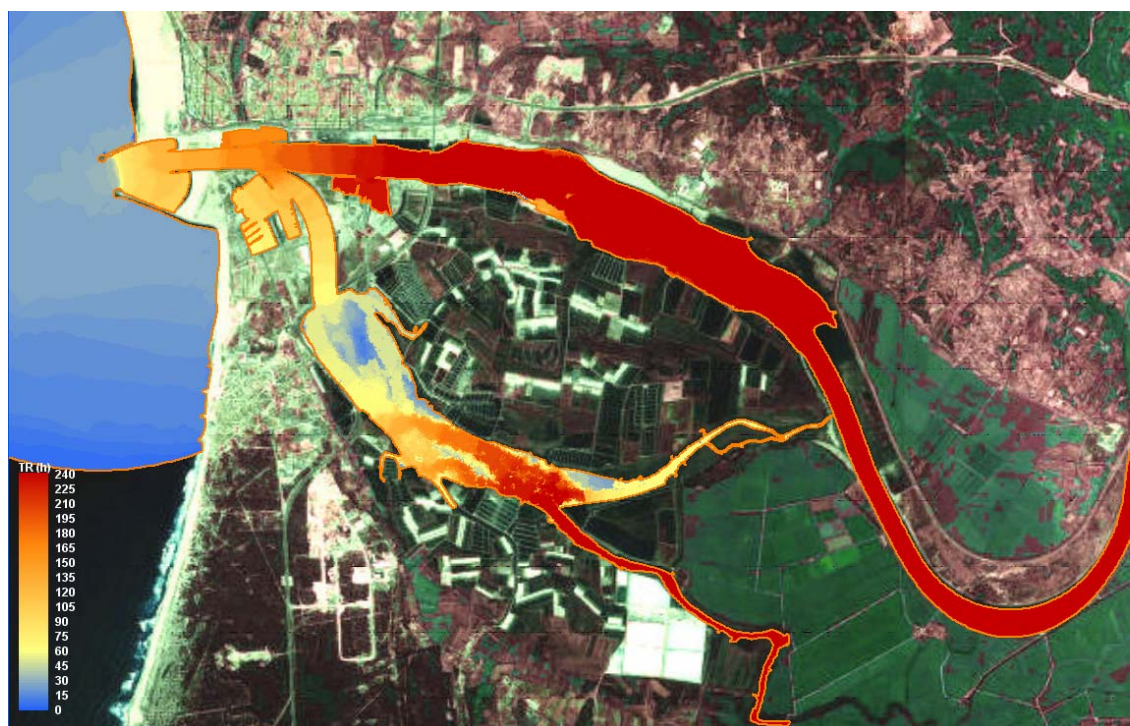


Figura 6.24 – Distribuição espacial dos TR resultante da de carga contínua duma substância não conservativa, para o caudal médio diário anual do rio Mondego (cenário TR11)

6.3.7 EFEITO DO LOCAL DE DESCARGA DO CAUDAL DO RIO PRANTO

A avaliação do efeito do local de descarga do rio Pranto é particularmente relevante, no sentido de validar ou não o contributo que a alteração desse local teve na melhoria do estado trófico do braço sul do estuário.

A medida de gestão, adoptada em 1998, de realizar preferencialmente a descarga dos caudais do rio Pranto para o braço norte (através das comportas da Quinta do Canal), em alternativa à descarga no braço sul, visava, essencialmente, diminuir a carga de nutrientes no braço sul, face à sua maior vulnerabilidade aos processos de eutrofização e à progressiva eutrofização das suas zonas de sapal mais interiores. No entanto, seria de esperar, desse procedimento, uma menor capacidade de exportação de substâncias afluentes ao braço sul (por montante ou por jusante) resultante da diminuição da velocidade das correntes por ausência de caudal fluvial.

A vantagem relativa de efectuar a descarga do rio Pranto num ou noutro braço, passa necessariamente pela maior ou menor entrada de substância (nutrientes) e sua permanência no braço sul, resultante sobretudo (neste caso) da acção da maré.

Os cenários TR 15 e TR16 foram estabelecidos considerando descargas contínuas (e apenas) do rio Pranto no estuário, através daqueles dois locais (comportas do Alvo ou da Quinta do Canal), pretendendo-se com os resultados dessas simulações avaliar o respectivo impacto na variação dos valores do TR no estuário, e, em particular, no seu braço sul. Em ambos os cenários considerou-se que o caudal de estiagem do rio Mondego é o mesmo e não transporta a substância em análise. As variações espaciais do TR referentes a cada um dos locais de descarga estão representadas nas Figuras 6.25 e 6.26.

Se os resultados obtidos para o braço norte, maiores TR, eram perfeitamente expectáveis, os obtidos para o braço sul são sem dúvida mais inesperados, apresentando também eles um agravamento, variando entre 60% na zona da Gala e de 200% na foz do rio Pranto.

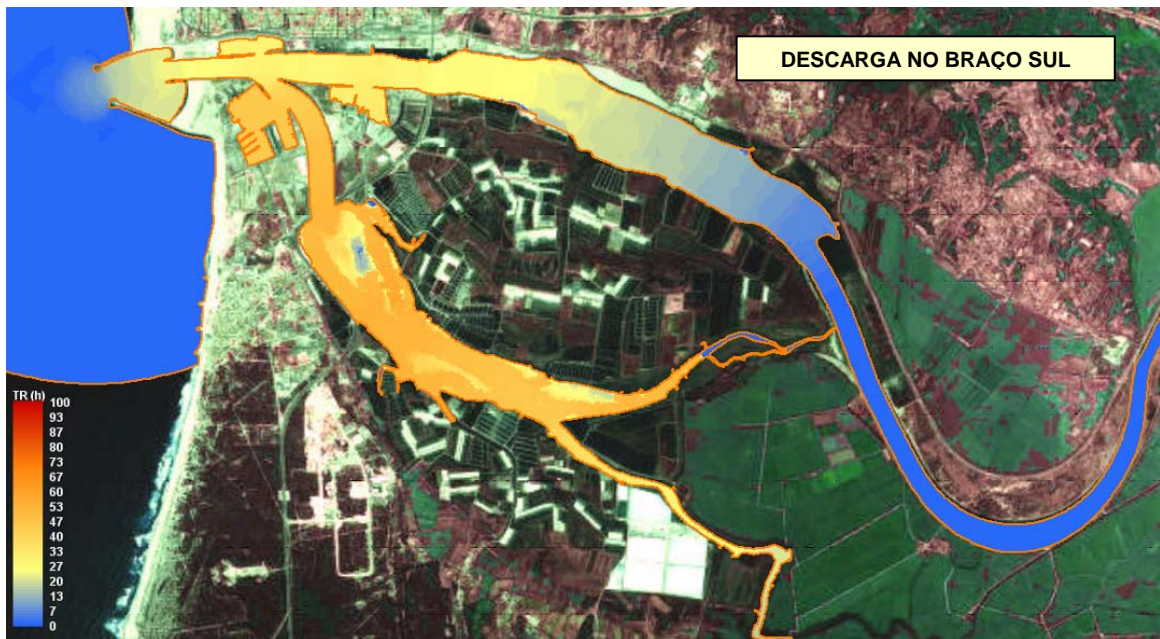


Figura 6.25 – Efeito da descarga (contínua) do Pranto através das comportas do Alvo



Figura 6.26 – Efeito da descarga (contínua) do Pranto através das comportas da Q.^a do Canal

Através duma análise mais detalhada, envolvendo a evolução temporal das concentrações na zona estuarina, para cada um dos cenários, verificou-se que o aumento dos valores do TR no braço sul, quando a descarga do rio Pranto se faz para o braço norte, e que poderia indiciar um agravamento das condições de eutrofização nesse braço, corresponde sim a uma prevalência de concentrações significativamente menores (embora superiores à considerada residual) do que as registadas (durante menos tempo) quando a descarga se processa através das comportas do Alvo (Figura 6.27).

Os resultados apresentados evidenciam a necessidade de se complementar, sempre que possível, a informação fornecida pelos valores do TR (variáveis em função do critério de concentração residual adoptado) com a evolução temporal da concentração da substância nos locais onde se pretende caracterizar os processos em estudo.

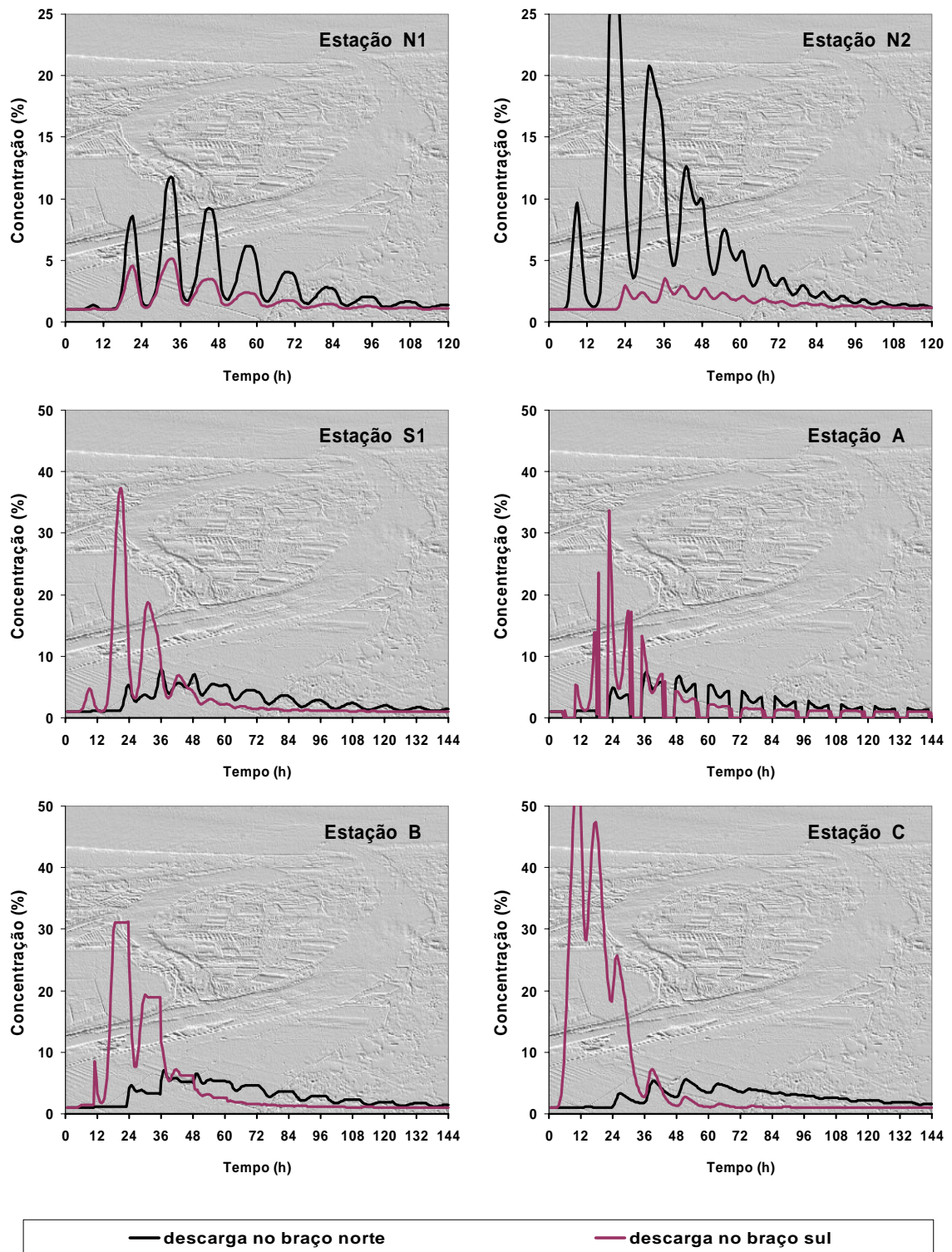


Figura 6.27 – Efeito da variação do local de descarga (contínua) do rio Pranto na evolução das concentrações ao longo dos dois braços do estuário

Os gráficos desta figura permitirão ainda visualizar o efeito da batimetria na variação temporal das concentrações nas zonas de sapal sujeitas a emersão (estação A), anulando o seu valor durante esses períodos, e nas zonas onde há retenção de água formando poças (estação B), mantendo as respectivas concentrações constantes (na ausência de evaporação) até voltarem a ser alagadas.

A análise efectuada assume particular relevância para a fixação de valores máximos das descargas do rio Pranto (para qualquer dos dois locais de descarga) em função do conhecimento e fixação das concentrações consideradas como limitantes do processo de eutrofização, para cada nutriente e em cada local do estuário, face as respectivas condições ambientais, hidrodinâmicas e à natureza das espécies infestantes (macroalgas ou fitoplâncton) em causa.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES E DESENVOLVIMENTOS FUTUROS

7.1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento deste trabalho teve como objectivo contribuir para uma abordagem integrada e multidisciplinar dos processos geralmente associados à eutrofização das águas estuarinas. Partindo do conhecimento adquirido em anteriores estudos de caracterização do estado trófico do braço sul do estuário do rio Mondego, baseada em critérios biológicos resultantes da monitorização do sistema e da avaliação de balanços anuais de nutrientes, pretendeu-se, com este trabalho, caracterizar o comportamento hidrodinâmico do todo o sistema estuarino, de modo a avaliar as distribuições espaciais e temporais de duas grandezas – salinidade e tempo de residência – com influência directa na produção primária e, conseqüentemente, na vulnerabilidade das águas estuarinas a processos de eutrofização, responsáveis pela ocorrência de florescências algais.

Para esse efeito, desenvolveu-se o modelo MONDEST, integrando vários módulos (hidrodinâmico, transporte e tempo de residência), e apresentou-se uma metodologia inovadora de abordagem do cálculo do tempo de residência em sistemas estuarinos, quer em termos conceptuais, quer na definição da sua variabilidade espacial e temporal, rompendo, assim, com a habitual adopção de um valor único desta grandeza para tipificar um determinado estuário.

Apresenta-se, a seguir, uma síntese das principais conclusões do estudo realizado, bem como algumas sugestões para o seu desenvolvimento em trabalhos futuros.

7.2 CONCLUSÕES

7.2.1 RESULTADOS DAS CAMPANHAS DE AMOSTRAGEM

Relativamente aos resultados das campanhas de amostragem efectuadas para a caracterização do estado trófico do braço sul do estuário do Mondego e para a avaliação da carga e do balanço anual de nutrientes neste sistema, salientam-se, pelo seu interesse, as seguintes constatações:

- A variação da temperatura ao longo dum ciclo de maré é determinada pelas diferenças de temperatura (positiva ou negativa) entre as águas marinha e fluvial e não pela temperatura atmosférica, pois muitos dos valores máximos observados ocorreram em períodos nocturnos;
- A variação diária do oxigénio dissolvido não está relacionada com o ciclo de maré, mas sim com a actividade de fotossíntese;
- O ritmo de abertura das comportas do rio Pranto influencia fortemente as concentrações de azoto e sílica no braço sul;
- A carga muito elevada de nitratos descarregados no braço sul é consistente com a hipótese de o processo de eutrofização ter sido potenciado pela descarga excessiva deste nutriente;
- A comparação dos resultados das campanhas confirma um comportamento característico do braço sul em termos de nutriente limitante da produção primária: o fósforo, durante os períodos frios, e o azoto, nos períodos mais quentes, altura em que os outros factores abióticos limitantes são mais favoráveis à ocorrência de florescências macroalgais. Assim sendo, o azoto é o principal nutriente limitante dos processos de eutrofização no braço sul do estuário do Mondego;

- A comparação dos resultados das campanhas revela uma redução considerável na carga de azoto inorgânico dissolvido no braço sul (devido às medidas de gestão adoptadas em 1998) e uma ligeira atenuação das entradas de fósforo;
- As concentrações de nutrientes no estuário são influenciadas pela mistura das águas estuarinas com as massas hídricas adjacentes (fluvial e marinha) e pela dinâmica na fronteira água-sedimentos, que actuam como uma fonte interna de fósforo;
- O progressivo assoreamento do braço sul originou um maior tempo de residência de nutrientes no braço, potenciando assim a ocorrência de florescências macroalgais;
- Na estação da Lota, o balanço anual de nutrientes revelou que as saídas de azoto superaram as entradas desse nutriente por jusante (durante a enchente);
- Ao contrário do que acontece com o azoto, o fósforo adsorvido na matéria particulada é a fracção predominante (52%) da quantidade de fosfato que entra no braço sul através do rio Pranto;
- O transporte de fósforo dissolvido para o exterior do sistema ocorre principalmente durante os meses de Verão (incremento substancial do processo de remineralização);
- O peso relativo das massas de azoto e de fósforo na forma fitoplanctónica é geralmente irrelevante (inferior a 1%);
- Da avaliação global do balanço de nutrientes no braço, pode concluir-se que, mesmo após as medidas de gestão de 1998, o sistema não está em equilíbrio, funcionando ainda como uma significativa fonte de nutrientes para as águas exteriores vizinhas.

7.2.2 ESTRATÉGIA DE MODELAÇÃO

A estratégia de modelação adoptada através do desenvolvimento (modular) do modelo MONDEST apresenta as seguintes características consideradas relevantes:

- Descrição rigorosa da propagação da maré no estuário, integrando as suas principais componentes harmónicas;
- Adopção de uma malha de elementos finitos não estruturada e adaptativa, de modo a obter uma boa definição do contorno e um refinamento nos locais com maior gradiente na batimetria;
- Abordagem integrada de todo o sistema estuarino, incluindo a envolvente fluvial e marinha, para uma definição mais adequada das condições de fronteira;
- Simulação do fenómeno de *cobre e descobre*, de modo a obter uma representação realista do escoamento de maré, face à elevada percentagem da zona intermareal no braço sul deste estuário, sem prejuízo da conservação de massa no sistema;
- Cálculo automático do tempo de residência, de acordo com um critério definido pelo próprio utilizador do programa *TempResid*, desenvolvido especificamente para este efeito.

7.2.3 COMPORTAMENTO HIDRODINÂMICO DO ESTUÁRIO

Os processos de circulação e de transporte no estuário do rio Mondego são dominados pela propagação da maré em situações de estiagem e pelo escoamento fluvial quando o caudal do rio Mondego é superior ao seu valor médio anual.

Dos resultados obtidos nas simulações dos vários cenários seleccionados para a caracterização da hidrodinâmica de cada um dos braços deste sistema estuarino, salientam-se, pelo seu interesse as seguintes conclusões:

- Os resultados do modelo revelam uma maior sensibilidade à variação do coeficiente de rugosidade do que do coeficiente de viscosidade turbulenta, excepto no canal de navegação, confirmando a tendência expectável em sistemas de águas pouco profundas;
- A variação do módulo da velocidade média com os parâmetros de calibração é mais sensível no trecho intermédio do braço sul, situado entre a Lota e o esteiro dos Armazéns;
- A calibração do modelo deverá ser efectuada, de forma iterativa, considerando o valor do coeficiente de rugosidade que conduza ao melhor ajuste com os dados relativos à elevação da superfície livre;
- A adopção criteriosa de mais do que um valor do coeficiente de rugosidade para o domínio modelado, reproduzindo de forma mais realista a heterogeneidade do leito do estuário, pode melhorar significativamente as previsões do modelo;
- As simulações efectuadas permitiram avaliar a variação das assimetrias entre a duração da enchente e da vazante, o desfasamento temporal da propagação da maré em cada braço, a relação entre as intensidades das correntes de enchente e de vazante, a não inversão do sentido de escoamento no braço norte para caudais de cheia, o efeito directo das correntes do braço norte na circulação do braço sul e a variação transversal do módulo da velocidade média;
- Na estofa da preia-mar não se verifica qualquer atraso, mas na estofa da baixa-mar há um atraso crescente com o aumento da amplitude de maré, que pode ser superior a 1 hora;

- Nas zonas mais interiores dos dois braços há uma acentuada assimetria na duração da enchente e da vazante, verificando-se um tempo de enchente de 5 horas e um tempo de vazante de 7,5 horas, para uma maré média e um caudal do rio Mondego de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- Devido ao efeito da batimetria nas secções da zona fluvial do estuário, a duração da vazante é prolongada, podendo atingir quase 10 horas, o que origina um atraso no início da enchente de 4,5 horas;
- No trecho a montante da Ponte de Verride a variação da velocidade apresenta um comportamento de tipo fluvial – valor constante durante a vazante (e igual ao máximo da enchente) diminuindo apenas na estofas;
- No braço norte, o aumento do caudal do rio Mondego tende a anular os defasamentos relativos à ocorrência dos valores máximos da intensidade da corrente na enchente e a prolongar a estofa da baixa-mar nas secções mais interiores;
- Para caudais de cheia do rio Mondego, a duração da enchente fica reduzida a apenas 3,5 horas, deixando o escoamento no braço norte de ser reversível, ao contrário do ocorre no braço sul, onde a reversibilidade se mantém sempre;
- O efeito do caudal do rio Mondego na hidrodinâmica do braço sul pode ser motivado pela entrada directa por jusante, principalmente durante a enchente, das correntes do braço norte para o braço sul, para caudais de cheia do rio Mondego superiores a $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- Os volumes de água no estuário variam em função da batimetria, da amplitude da maré e da grandeza dos caudais fluviais que afluem a esse estuário. Verifica-se, porém, que, em alguns trabalhos publicados se negligencia ou se omite o efeito deste último factor no cálculo dos prismas de maré;

- A variação dos prismas de maré não cresce proporcionalmente com o valor do caudal do rio Mondego. A linha de tendência, associada aos valores obtidos para o estuário, indica que o prisma máximo, para marés vivas, ocorre para valores do caudal próximos de $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.
- No braço sul, a assimetria entre os prismas de maré na enchente e na vazante varia na razão inversa do caudal do rio Mondego;
- O efeito dos caudais de cheia traduz-se numa redução, de 20% para 10%, da contribuição relativa do prisma de maré da zona fluvial;
- Na entrada do estuário, os caudais médios de maré na vazante são superiores (10%) aos da enchente, variando entre $253 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $684 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Na secção da Ponte da Gala, o caudal médio de maré na enchente varia entre $59 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $174 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.
- A variação relativa dos caudais médios de maré é muito semelhante nos dois braços do estuário, facto também verificado com a evolução espacial dos prismas de maré;
- Sendo o caudal fluvial do rio Pranto artificialmente controlado por comportas, os resultados obtidos neste estudo poderão dar um contributo importante na optimização dos procedimentos operacionais destas estruturas hidráulicas, de modo a mitigar o impacto negativo da descarga excessiva de nutrientes neste meio hídrico receptor e a promover uma abordagem integrada na resolução de problemas latentes em ambientes estuarinos vulneráveis a processos de eutrofização.

7.2.4 DISTRIBUIÇÃO DA SALINIDADE NO ESTUÁRIO

Relativamente à distribuição espacial da salinidade no estuário e à sua variação com os principais mecanismos de transporte de substâncias nas águas estuarinas, salientam-se as seguintes conclusões:

- Neste sistema, a sensibilidade dos resultados aos valores do coeficiente de difusão turbulenta e a eventual necessidade de se considerar valores diferentes deste parâmetro em zonas com comportamentos dispersivos distintos, vêm reforçar o interesse da execução de campanhas para monitorização da dispersão de marcadores neste estuário, especialmente no seu braço sul;
- A fixação dum valor do número de Péclet constante e igual a 40 corresponde neste estuário, à adopção de um valor (constante) de um valor do coeficiente de difusão horizontal próximo de $5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$;
- Num regime de maré viva, a salinidade máxima ocorre sem defasamentos no braço sul e no braço norte até à Ponte da Figueira da Foz, mas apresenta um atraso progressivo nas estações a montante, atingindo valores de 30 minutos na zona dos Cinco Irmãos e de cerca de 1 hora junto às comportas da Quinta do Canal;
- Devido à variação do regime de maré, os valores mínimos da salinidade sofrem reduções mais acentuadas nos trechos do estuário mais a jusante, oscilando os seus valores máximos entre 75%, à entrada do braço norte, e de 45%, na zona da Ponte da Gala;
- O efeito da descarga máxima de caudal do rio Pranto na distribuição da salinidade no braço sul pode, em regime de maré média, diminuir o valor máximo da salinidade em 95%, na foz do rio Pranto, e em cerca de 30%, a jusante da Ponte da Gala, originando uma região oligohalina a montante da confluência do esteiro dos Armazéns;

- O intervalo de salinidades mais favorável ao crescimento de macroalgas infestantes ocorre, durante grande parte do ciclo de maré, precisamente no trecho do braço sul onde se verificou o maior gradiente de eutrofização, e que foi considerado, em 1998, como hipertrófico. Pelo contrário, no trecho a montante da Ponte da Gala, considerado, nessa altura, como mesotrófico, raramente se verificam valores da salinidade pertencentes a esse intervalo.
- No braço norte, também ocorre uma zona com salinidades favoráveis, mas neste caso coincidente com o trecho onde as correntes são mais intensas. A combinação destes dois efeitos pode ser um factor determinante da vulnerabilidade (ou não) dessas áreas a fenómenos de eutrofização;
- Para caudais de estiagem do Mondego, a frente salina numa maré viva recua para a zona que é atingida na preia-mar numa maré quebrada;
- No braço sul, a frente salina atinge todo este subdomínio para qualquer regime de maré, desde que não ocorram descargas através das comportas do Alvo;
- As áreas de sapal aumentam significativamente em função regime de maré no braço norte, o que já não acontece no braço sul;
- O caudal fluvial influencia de modo significativo (cerca de 8 km) o alcance da frente salina no braço norte. No braço sul, a frente salina deixa de percorrer todo esse domínio para caudais do rio Mondego superiores ao seu valor médio anual, percorrendo apenas uma parte do subsistema Pranto;
- Para um caudal de cheia do rio Mondego em simultâneo com a ocorrência de descargas do rio Pranto no braço sul, a frente salina só alcança a zona da Gala e origina condições oligohalinas em todo este subsistema.

7.2.5 VARIABILIDADE DO TEMPO DE RESIDÊNCIA

Relativamente à distribuição espacial e à variação temporal dos valores do tempo de residência, salientam-se as seguintes conclusões:

- Os valores do TR, resultantes da descarga instantânea duma substância não conservativa com coeficiente de decaimento superior a 3 d^{-1} , são muito uniformes em todo o estuário (gradiente para montante de 20%, no braço norte, e menor que 10%, no braço sul), não excedendo as 32 horas, mesmo adoptando um critério para a concentração residual de 1%;
- Para situações de estiagem e descarga de substância conservativa, o agravamento nos valores do TR dessa substância, devido a regimes de maré viva e de maré quebrada, pode atingir os 50%, sendo sensivelmente igual quer no braço sul, quer no início do braço norte. Para uma maré média, os valores do TR variam entre 6 dias em ambos os braços do estuário e 4 dias no trecho a jusante da confluência desses braços;
- Para caudais de estiagem, a maré constitui o mecanismo de transporte mais importante nos dois braços do estuário, sendo praticamente dominante no braço sul, desde que não ocorram descargas do rio Pranto no braço sul. Caso isso aconteça, o contributo relativo dos dois caudais fluviais (Mondego e Pranto), em relação à maré, aumenta de 30% para 96%;
- O efeito do aumento da intensidade duma descarga instantânea nos valores do TR traduz-se num agravamento máximo de 94% quando o seu valor quintuplica e de apenas 38%, quando essa intensidade duplica;

- A descarga contínua duma substância conservativa agrava significativamente dos valores do TR (duplicando-os) na zona estuarina, facto que não acontece com a descarga de substâncias não conservativas com coeficiente de decaimento de 1 d^{-1} , só havendo agravamento nos valores do TR na zona mais interior do braço sul (área mais eutrofizada) e no trecho fluvial do estuário, a montante das comportas da Quinta do Canal;
- É necessário complementar, sempre que possível, a informação fornecida pelos valores do TR (variáveis em função do critério de concentração residual adoptado) com a evolução temporal da concentração da substância nos locais onde se pretende caracterizar os processos em estudo, pois esses maiores tempos de residência podem corresponder a uma prevalência de concentrações quase vestigiais nos locais de menor hidrodinamismo;
- Os valores do tempo de residência obtidos, no braço sul do estuário, para os diferentes cenários simulados permitem estabelecer as zonas mais vulneráveis ao processo de eutrofização, admitindo que o enriquecimento em nutrientes pode ser traduzido pela maior permanência dessas substâncias nas zonas consideradas, e, por isso, mais sensíveis a este fenómeno.

7.3 DESENVOLVIMENTOS FUTUROS

Com este trabalho pretendeu-se dar mais um contributo para o estudo integrado do estuário do rio Mondego, incidindo na descrição detalhada dos processos hidrodinâmicos e das distribuições espaciais da salinidade e dos valores do tempo de residência neste estuário, como suporte fundamental para uma modelação mais aprofundada da qualidade da água neste estuário.

Os resultados apresentadas, indissociáveis dos correspondentes cenários hidrodinâmicos, não podem ser considerados definitivos, quer pelas simplificações introduzidas na simulação de alguns parâmetros e condições de fronteira, quer pelo facto de não ter sido possível realizar uma calibração e validação exaustivas, face à já referida escassez de séries de dados consistentes relativas ao domínio modelado e a algumas indefinições da batimetria do estuário. Um esforço suplementar deverá ser efectuado na obtenção de dados de campo referentes ao braço norte, bem como na determinação das características dispersivas deste ambiente estuarino e na caracterização da variabilidade da rugosidade dos canais (natural e artificial), de modo a aumentar a fiabilidade do modelo hidrodinâmico aqui aplicado.

No aperfeiçoamento da estratégia de modelação aqui adoptada, entende-se ser prioritária a incorporação dos seguintes aspectos:

- Influência (temporal e espacial) dos sedimentos e da camada bêntica nos fluxos de nutrientes e de oxigénio com a coluna de água;
- Influência da deposição e ressuspensão da matéria particulada, face ao seu efeito sobre factores limitantes do crescimento algal, como a luz e a disponibilidade de nutrientes;

- Formulação *2D-V* ou *3D* em subdomínios nos quais a estratificação seja significativa ou o detalhe dos processos bioquímicos o recomende.

Este trabalho poderá servir de apoio, no futuro, à avaliação dos impactos ambientais decorrentes duma eventual abertura do canal na fronteira de montante do braço sul na zona dos Cinco Irmãos, de modo a repor (ou pelo menos a melhorar) as condições hidrodinâmicas anteriores ao assoreamento que aí se tem verificado nas últimas décadas.

Os potenciais benefícios resultantes do incremento na capacidade de exportação do braço sul deverão ser ponderados em conjunto com a preservação do *habitat* das inúmeras espécies autóctones que povoam este sistema estuarino.

A determinação da variação espacial dos valores do tempo de residência no estuário, para cada nutriente, poderá ser refinada através de modelos de qualidade da água (com módulos de eutrofização) que incorporem o transporte e as interações entre múltiplos constituintes (ciclos de nutrientes), as cinéticas de decaimento e crescimento algal, o efeito da temperatura e da luz solar, bem como as trocas de massa entre a coluna de água, a camada bêntica e os sedimentos.

A escassez de dados disponíveis para a calibração e validação adequadas deste tipo de modelos foi determinante do âmbito do presente trabalho. A partir dos resultados obtidos na caracterização da hidrodinâmica do estuário, a modelação dos processos de eutrofização e de transporte de micropoluentes e/ou microrganismos será, sem dúvida, uma tarefa estimulante a desenvolver em trabalhos futuros, à medida que se disponham de novos dados resultantes de vários estudos (interdisciplinares) em curso e a realizar, no âmbito de um estudo integrado deste sistema estuarino.

O desenvolvimento de um Sistema de Informação Geográfico e Ambiental para o estuário do rio Mondego poderá ser também uma das tarefas a executar

no futuro, já que a sobreposição da variação espacial dos vários factores que favorecem e/ou limitam o crescimento macroalgal (referidos no capítulo anterior) com a intensidade das correntes poderá dar um contributo importante para uma definição criteriosa das zonas do estuário mais vulneráveis à eutrofização.

Outro dos desenvolvimentos que se pretende efectuar no modelo *MONDEST*, visará a incorporação desse Sistema de Informação e de sistemas para análise de resultados (com interfaces gráficas amigáveis), tendo como objectivo disponibilizar a sua utilização (de forma inovadora) através da plataforma WEB, adaptando as suas funcionalidades aos actuais desafios de gestão dos meios hídricos.

O desenvolvimento mais ambicioso visa a “construção” e disponibilização dum Sistema de Suporte à Decisão, que sirva de base à selecção criteriosa das medidas e das práticas mais adequadas à salvaguarda do bom estado ecológico deste importante (e belíssimo) ecossistema, bem como ao desenvolvimento ambientalmente sustentável das actividades sócio-económicas predominantes no Baixo Mondego.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M. B. (1996). The sociotechnical dimension of hydrinformatics, In *Hydroinformatics'96*, (Ed.) Müller A., A. A. Balkema. Rotterdam, pp 3-18.
- Achman, D.R., Hornbuckle, K.C., Eisenreich, S.J. (1993). Volatilization of polychlorinated biphenyls from Green Bay, Lake Michigan. *Environmental Science and Technology*, **27**, pp. 75-87.
- Almeida, J.L. e F. Seabra Santos. F. (1993). Campanha de medições de níveis de maré, salinidade e temperatura no estuário do Mondego. *Estudos de Engenharia Civil*, **5**, n.º 1, pp.1-82.
- Alvera-Azcárate, A., Ferreira, J.G., Nunes, J.P. (2003). Modelling eutrophication in mesotidal estuaries. The role of intertidal seaweeds. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **56**, n.º 4, pp. 1-10.
- Ambrose, R.B. Jr., Wool, T.A., Martin, J.L. (1993). The Water Quality Analysis Simulation Program, WASP5. *Part A: Model Documentation*. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Environmental Research Laboratory, Athens, GA.
- Anderson, J.R. e John, D. (1995). *Computational Fluid Dynamics. The basics with applications*. MacGraw-Hill International Editions.
- Antunes do Carmo, J.S. (2002). *Modelação em Hidraulica Fluvial e Ambiente*. Imprensa da Universidade de Coimbra, pp.24-29.
- Antunes do Carmo, J.S. (1995). *Contribuição para o estudo dos processos morfodinâmicos em regiões costeiras e estuarinas*. Tese de doutoramento em Engenharia Civil, Universidade de Coimbra.
- Astill, H. e Lavery, P.S. (2001). The dynamics of unattached benthic macroalgal accumulations in the Swan-Canning estuary. *Hydrological Processes*, **15**, pp. 2387-2399.
- Bach, H.K. (1993) A Dynamic Model Describing the Seasonal Variations in Growth and the Distribution of Eelgrass (*Zostera marina L.*). *Ecological Modelling*, **65**, pp. 31-50.
- Baeyens, W., Meuleman, C., Muhaya, B., Leermakers, M. (1998). Behaviour and speciation of mercury in the Scheldt estuary (water sediments and benthic organisms). *Hydrobiologia*, **366**, 63-79.
- Baker, J.E., Capel, D., Eisenreich, S.J. (1986). Influence of colloids on sediment-water partition coefficients of polychlorobiphenyl congeners in natural waters. *Environmental Science and Technology*, **20**, pp.1136-1143.

- Balls, P.W. (1988). The control of trace metals distributions in coastal seawater through partition onto suspended particulate matter. *Netherlands Journal of Sea Research*, **22** pp. 213–218.
- Baptista, A.M. (1985). *Mathematical Modeling of Hydrodynamic and Transport Processes in Coastal Regions- Eulecerian-Langrarian Analysis of Poluutant Transport in Shallow Water*. LNEC, IHT 17, Lisboa.
- Baretta, J.W., Ebenhöh W., Ruardij P. (1995). The European Regional seas ecosystem Model, a complex marine ecosystem model. *Netherlands Journal of Sea Research*, **33**, pp. 233-246.
- Bartlett, G. A.(1982). Sediment source and processes of transport and deposition in estuaries. *9th Canadian Hidrological Symposium*, pp. 580-623.
- Behrenfeld, M.J. e Falkowski, P.G. (1997). A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnol Oceanographie*, **42**, n.º 7, pp. 1479-1491.
- Berger, R., Henriksson, E., Kautsky, I., Malm, T. (2003). Effects of filamentous algae and deposited matter on the survival of *Fucus vesiculosus* L. germlings in the Baltic Sea. *Aquatic Ecology*, **37**, pp. 1-11.
- Bergstrom, L., Berger, R, Kautsky, L. (2003). Negative direct effects of nutrient enrichment on the establishment of *Fucus vesiculosus* in the Baltic Sea. *European Journal of Phycology*, **38**, pp. 41-46.
- Berner, E.K e Berner, R.A. (1996). *Global Environment Water, Air and Geochem. Cycles*. Prentice-Hall.
- Bettinetti, A., Pypaert, P., Sweerts, J.P. (1996). Application of an integrated management approach to the restoration project of the lagoon of Venice. *Journal of Environmental Management*, **46**, pp. 207-227.
- Black, K. S. (2002). Microbiological factors contributing the erosion resistance in natural cohesive sediments. *4th Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport Conference*, Wallingford, UK, pp. 231-244.
- Boesch, D.F. (2002). Challenges and opportunities for science in reducing nutrient over-enrichment of coastal ecosystems. *Estuaries*, **25**, pp. 744-758.
- Boesch, D.F. e Paul, J.F. (2001). An overview of coastal environmental health indicators. *Hum Ecological Risk Assess*, **7**, n.º 5, pp.1409-1418.
- Bolin, B. e Rodhe, H. (1973). A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus*, **25** n.º 1, pp. 58-62.
- Bonham-Carter, G.F. (1997). *Geographic Information Systems for Geoscientists- Modelling*

with GIS. *Computer Methods in the Geosciences*, **13**, Pergamon, Canadá.

- Bonsdorff, E., Blomqvist, E.M., Mattila, J., Norkko, A. (1997). Coastal eutrophication - causes, consequences and perspectives in the archipelago areas of the northern Baltic Sea. *Est. Coast. Shelf Science*, **44**, pp. 63-72.
- Booij, K., Achterberg, E.P., Sundby, B. (1992). Release rates of chlorinated hydrocarbons from contaminated sediments. *Netherlands Journal of Sea Research*, **29**, pp. 297-310.
- BOSS SMS (1996). *Boss Surface Modelling System - User's Manual*, Boss International, Inc. e Brigham Young University, USA.
- Bowden, K.F., (1967). Circulation and diffusion. In: Lauff, G.H. (Ed.), *Estuaries, American Association for Advancement of Science*, **83**, Washington D.C., pp.15-36.
- Bowden, K. F. (1960). Circulation and mixing in the Mersey Estuary, *IASH Comm. Surface Waters*, **51**, pp.352-360.
- Bricker, S.B., Clement, C.G., Pirhalla, D.E., Orlando, S.P., Farrow, D.R.G. (1999). *National estuarine eutrophication assessment: effects of nutrient enrichment in the Nation's estuaries*. NOAA, National Ocean Service, Special Projects Office, and the National Centers for Coastal Ocean Science, Silver Spring, MD.
- Bricker, S.B., Ferreira, J.G., Simas, T. (2003). An integrated methodology for assessment of estuarine trophic status. *Ecological Modelling*, **169**, pp. 39-60.
- Brooks, D.A., Baca, M.W., Lo, Y-T (1999). Tidal circulation and residence time in a macrotidal estuary: Cobscook Bay, Maine. *Estuarine Coastal Shelf Science*, **49**, pp. 647-665.
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J. (1997). *Waves, tides and shallow-water processes*. (ed.) G. Bearman. The Open University, Butterworth-Heinemann, 187 pp.
- Cabral, J.A., Pardal, M.A., Lopes, R.J., Murias, T. e Marques, J.C. (1999). The impact of macroalgal blooms on the use of the intertidal area and feeding behaviour of waders (*Charadrii*) in the Mondego estuary (WestPortugal). *Acta Oecologica*, **20**, pp. 417-427.
- Caraco, N., Cole, J.J., Likens, G.E. (1990). A comparison of phosphorus immobilization in sediments of freshwater and coastal marine systems. *Biogeochemistry*, **9**, pp. 277-290.
- Cardoso, P.G., Lillebo, A, Pardal, M.A. (2002). The effect of different primary producers on *Hydrobia ulvae* population dynamics: a case study in a temperate intertidal estuary. *J. Exp. Marime Biol. Ecol.*, **277**, n.º 2, pp.173-195.
- Cardoso, P.G., Pardal, M.A., Lillebø, A.I., Ferreira, S.M., Raffaelli, D., Marques, J.C. (2004). Dynamic changes in seagrass assemblages under eutrophication and implications for recovery. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* (in press).

- Carmichael, W.W., Falconer, I.R. (1993). Diseases related to freshwater blue-green algal toxins and control measures. In: Carmichael, W.W. e Falkoner, I.R. (Eds.). *Algal toxins in seafood and drinking water*, Academic Press, London, 255 pp.
- Caspers, H. (1967). Estuaries: analysis of definitions and biological considerations. *Estuaries*. G. H. Lauff (ed.), **83**, pp. 6-8.
- Cellina, F., De Leo, G.A., Bartoli, M., Viaroli, P. (2002). The control of algal bloom damages to clam yield in a North Adriatic coastal lagoon (Sacca di Goro, Italy), *Proceedings of the Conference iEMSs 2002*, Lugano, Switzerland, **3**, pp. 479- 484.
- Cerco, CF, Cole, T. (1995). User's Guide to the CE-QUAL-ICM. Release Version 10. *Technical Report EL-95-1*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Cerco, C. F. e Cole, T.M. (1993). Three-dimensional eutrophication model of Chesapeake Bay. *Journal of Environmental Engineering*, **119**, n.º 6, pp.1006-1025.
- Chapra, S. C. (1997). *Surface Water-Quality Modeling*, McGraw-Hill, Singapura.
- Cloern, J.E. (2001). Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. *Marine Ecological Progress Series*, **210**, pp. 223-253.
- Cloern, J.E. (1999). The relative importance of light and nutrient limitation of phytoplankton growth: a simple index of coastal ecosystem sensitivity to nutrient enrichment. *Aquat. Ecol.*, **3**, pp. 3-16.
- Cloern, J.E. (1996). Phytoplankton bloom dynamics in coastal ecosystems: a review with some general lessons from sustained investigation of San Francisco Bay, California. *Rev Geophys* **34**, n.2, pp.127-168.
- Cloern, J. E. (1987). Turbidity as a control on phytoplankton biomass and productivity in estuaries. *Continental Shelf Research*, **7**, pp. 1367–1381.
- Conley, D.J. (2000). Biogeochemical nutrient cycles and nutrient management strategies. *Hydrobiologia*, **419**, pp. 87-96.
- Conley, D.J.,Malone, T.C. (1992). Annual cycle of dissolved silicate in Chesapeake Bay: implications for the production and fate of phytoplankton biomass. *Marine Ecological Progress Series*, **81**, pp. 121-128.
- Crowley, W. P. (1968). Numerical Advection Experiments. *Monthly Weather Review*, **96**, n.º 1, pp. 1-11.
- Cunha, P.P. e Dinis, J. (2001). Sedimentary dynamics of the Mondego estuary, In: *Aquatic Ecology of the Mondego Basin. Global Importance of Local Experience*. (ed.) Pardal, M.A., Marques, J.C. e Graça, M.A. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra. pp. 43-62.

- Cunha, P., Proença, Dinis, J.L. e Reis, R. Pena dos (1997). Relatório Final do projecto de investigação PEAM/C/GEN/247/93 (Prog. Esp. Ambiente- JNICT/DGA): *Avaliação das modificações antrópicas actuais nos sub-ambientes sedimentares do estuário do Mondego*. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, (Final Report), 152 pp.
- Dalrymple R.W., Zaitlin, B.A. and Boyde, R. (1992). A conceptual model of estuarine sedimentation. *Journal of Sedimentology and Petrology*, **62**, pp. 1130-1146.
- Davies, J.H., (1964). A morphogenic approach to world shorelines. *Z. Geomorphol.* **8**, pp. 127-142.
- Day, J.W. Jr., Hall, C.A.S., Kemp, W.M., Yanez-Arancibia, A. (1989). *Estuarine Ecology*, John Wiley & Sons., New York.
- Day, J.H. (1980). What is an estuary? *South Africa Journal of Science*, **76**, pp. 198-199.
- Delesalle B. e Sourmia, A. (1992). Residence time of water and phytoplankton biomass in coral reef lagoons. *Continent Shelf Research*, **12**, pp. 939-949.
- Dettmann, E.H. (2001). Effect of water residence time on annual export and denitrification of nitrogen in estuaries: A Model analysis. *Estuaries*, **24**, n.º 4, pp. 481-490.
- DGRAH, Direcção Geral de Recursos e Aproveitamentos Hídricos (1987). Aproveitamento hidráulico do Vale do Mondego. *Technical Report*, Lisboa.
- Dimou, K.N. e Adams, E.E. (1990). 2-D Particle tracking model for estuary mixing. *Proc. ASCE Estuarine and Coastal Modeling Conference, Newport, RI*, pp. 15-17.
- Dolbeth, M., Patadal, M. A., Lillero, A. L., Azeiteiro, U.M., Marques, J. C. (2003). Short- and long-term effects of eutrophication on the secondary production of an intertidal macrobenthic community. *Marine Biology*, **143**, n.6, pp.1229-1238.
- Duarte, A.A.L.S. (1997). *Modelos de qualidade da água em estuários*. Trabalho de Síntese (PAPCC), Universidade do Minho, Braga, Portugal.
- Duarte, A.A.L.S. e Vieira, J.P., (2004). Factores Determinantes na Avaliação de Tempos de Residência em Estuários e sua Influência em Processos de Eutrofização. *Actas do 11º Simpósio Luso-Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental*, Natal, Brasil, CD-Rom.
- Duarte, A.A.L.S. e Vieira J.M.P., 1997. Caracterização dos Ambientes Estuarinos. Mistura em Estuários, *Engenharia Civil – UM*, **6**, pp. 41-55.
- Duarte, A.A.L.S., Pinho, J.L., Neto, J.M., Vieira, J.M.P., Santos, F.S. (2002 a). Hydrodynamic modelling for Mondego estuary water quality management. *Aquatic ecology of the Mondego river basin. Global importance of local experience* M. A. Pardal, Marques, J. C.; Graça, M.A., ed., Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal, 576 pp.

- Duarte, A.A.L.S., Pinho J.L.S., Vieira J.M.P., Pardal, M.A., Neto, J.M. (2002 b). Hydrodynamics influence assessment on Mondego estuary eutrophication process. *Proceedings of II World Water Congress*, IWA (International Water Association), Melbourne, Austrália.
- Duarte, A.A.L.S., Pinho, J.L., Pardal, M.A., Neto, J. M., Vieira, J.M.P.; Santos, F.S. (2001). Effect of residence times on river Mondego estuary eutrophication vulnerability. *Water Science and Technology*, **44**, n.2-3, pp.329-336.
- Duarte, A.A.L.S., Pinho, J.L.S., Boaventura, R.A.R, Vieira, J.M.P. (2000). Modelação da Hidrodinâmica e da Dispersão Longitudinal no Rio Mondego. *Recursos Hídricos*, **20**, n.º 1, pp. 93-102.
- Duarte, A.A.L.S., Pinho J.L.S., Vieira J.M.P, Boaventura, R.A.R. (1999). Comparison of Numerical Techniques Solving Longitudinal Dispersion Problems in the River Mondego. In: VII EPMESC, (Ed.) Bento J., Oliveira E.A. e Pereira E., Elsevier, **2**, pp. 1197-1207.
- Dyer, K.R. (1997). *Estuaries. A Physical Introduction*, 2nd edition. John Wiley & Sons, New York, 195 pp.
- Eisma, D.D., Dyer, K.R., van Leussen, W. (1997). The in-situ determination of the settling velocities of suspended fine-grained sediment - a review. In: N. Burt, R. Parker and J. Watts, (ed.), *Proceedings of 4th Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport Conference*, Wallingford, UK, Chichester: John Wiley & Son, pp. 17-44.
- El-Sabh, M.I., Aung, T.H., Murty, T.S. (1997). Physical processes in inverse estuarine systems. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, **35**, pp. 1-69.
- Fairbridge, R.W. (1980). The estuary: its definition and geo-dynamic cycle. In *Chemistry and biochemistry of estuaries*. E. Olausson & I. Cato, (eds.), Wiley, Chichester, pp. 1-37.
- Falcão, M. e Vale, C. (1990). The Ria Formosa ecosystem study: benthic nutrient remineralization and tidal variability of nutrients in the water. *Hydrobiologia*, **207**, pp. 137-146.
- Ferreira, J.G. (1995). ECOWIN- an object-oriented ecological model for aquatic ecosystems. *Ecological Modelling*, **79**, pp. 21-34.
- Ferreira da Silva, J.F. (2003). *Gestão otimizada à escala regional de sistemas de aquíferos potencialmente sujeitos à intrusão salina*. Tese de Doutoramento, Univ. do Minho, Braga.
- Ferreira, J.G., Simas, T., Shifferegger, K., Lencart-Silva, J. (2002). *Identification of Sensitive Areas and Vulnerable Zones In Four Portuguese Estuaries: Application of the United States National Estuarine Eutrophication Assessment to the Mira, Mondego, Sado and Tagus Estuaries*, INAG/IMAR.
- Fischer, H.B.(1972). Mass Transport mechanisms in partially stratified estuaries, *J. Fluid Mech.*, **53**, pp. 672-687.

- Fisher, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J., Brooks, N.H. (1979). *Mixing in inland and coastal waters*, Academic Press, New York. 48 pp.
- Fisher, T.R., Peele, E.R., Ammerman, J.W., Harding, Jr, L.W. (1992). Nutrient limitation of phytoplankton in Chesapeake Bay. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **82**, pp. 51-63.
- Fletcher R. L. (1996). The occurrence of "green tides": a review. In: (eds.) Schramm, W. e Nienhuis, P.H., *Marine benthic vegetation: recent changes and the effects of eutrophication*. Springer, Berlin, Germany, pp. 7-43.
- Forstner, U.(1989). Contaminated sediments. Lectures notes. In: *Earth Sciences*, n.º 21. Springer-Verlag, Berlim.
- Fortunato, A. B. (1996). *Three-Dimensional Modeling of Coastal Flows Using Unstructured Grids*. Tese de Doutorado, Oregon Graduate Institute of Science & Technology, USA.
- Garrat, J. R. (1977). Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weather Review*, **105**, pp. 915-929.
- Geyer, W.R. (1997). Influence of wind on dynamics and flushing of shallow estuaries. *Estuarine Coastal Shelf Science*, **44**, pp. 713-722.
- Gillibrand, P.A. (2001). Calculating exchange times in a Scottish fjord using a two-dimensional, laterally-integrated numerical model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **53**, pp. 437-449.
- Gray, A.J., (1992). Saltmarsh plant ecology: zonation and succession revisited. In: Allen JRL, Pye K (Eds.), *Saltmarshes: Morphodynamics, conservation and engineering significance*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 63-79.
- Grigg, N. S. (1996). *Water Resources Management: Principles, Regulations, and Cases*. McGraw-Hill, New York.
- Gschwend, M. e Wu, S.C. (1985). On the constancy of sediment-water partition coefficients of hydrophobic organic pollutants. *Environ. Sci. Technol.*, **19**, pp. 90-96.
- Guymer, I. W., West, J.R. (1992). Longitudinal dispersion coefficients in estuary. *Journal of Hydraulic Engineering*, **118**, n.º 5, pp. 718-734.
- Hagy, J.D., Sanford, L.P., Boynton, W.R. (2000). Estimation of net physical transport and hydraulic residence times for a coastal plain estuary using box models. *Estuaries* **23**, n.º 3, pp.328-340.
- Haie, N. (1984). *Hydrodynamic Simulation of Continuous and Surged Surface Flow*. Tese de Doutorado, Utah State University, Utah, USA.
- Hansen, D.V. e Rattray, M. (1966). New dimensions in estuary classification. *Limnol Oceanogr*, **11**, pp. 319-326.

- Harding, L.W. e Perry, E.S. (1997). Long-term increase of phytoplankton biomass in Chesapeake Bay, 1950-1994. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **157**, pp. 39-52.
- Hattink, Jasper, Wolterbeek, Hubert Th., de Goeij, Jeroen, J.M.(2001). Influence of salinity and eutrophication on bioaccumulation of ⁹⁹technetium in duckweed. *Environmental Toxicology and Chemistry*, **20**, pp. 996-1002.
- Hill, K. D., Dauphinee, T.M., Woods, D.J. (1986). The extension of the Practical Salinity Scale 1978 to low salinities. *Journal of Oceanic Engineering*, **11**, n.º 1, 109-112 pp.
- Hofmann, E.E., Hedström, K.S., Moisan, J.R., Haidgovel, D.B., Mackas, D.L. (1991) Use of simulated drifter tracks to investigate general transport patterns and residence times in the coastal transition zone, *J. Geophys. Res.*, **96**, n.º 8, pp. 15-21.
- Holland, A.F., Shaughnessy, A.T., Hiegel, M.H. (1987). Long-term variation in mesohaline Chesapeake Bay macrobenthos: spatial and temporal patterns. *Estuaries* **10**, n.º.3, pp. 227-245.
- Hopkinson, C.S. e Hoffman, F.A. (1984). *The estuary extended - A recipient-system study of estuarine outwelling*. Academic Press, NY.
- Howarth, R. W. (2000). Review of Estuary restoration and maintenance: the National Estuary Program, *Limnology & Oceanography*, **45** 188 pp.
- Howarth, R.W (1988). Nutrient limitation of net primary production in marine ecosystems. *Annual Review Ecol.*, **19**, pp. 89-110.
- Huisman, J. (1999). Population dynamics of light-limited phytoplankton: microcosm experiments. *Ecology*, **80**, n.º1, pp.202-210.
- INAG (2003). *Estuários Portugueses*. A. Bettencourt e L. Ramos, Instituto Nacional da Água, Lisboa.
- INAG (2001). *Documento de base para a implementação da DQA*. Instituto Nacional da Água, Lisboa.
- Ippen A.T. (1966). *Estuary and coastline hydrodynamics*. McGraw-Hill, New York.
- Jay, D. (1994). Residence times, box models and shear fluxes in tidal channel flows, *in Changes in Fluxes in Estuaries*, (Eds) Dyer, K.R. e Orth, R.J., pp.3-12, Olsen and Olsen, Fredensborg, Denmark.
- Jay D.A. e Smith, J.D. (1988). Residual circulation in and classification of shallow stratified estuaries. *In: Physical Processes in Estuaries* (Eds) Dronkers, J. and van Leussen, W., Springer Verlag, Berlin, pp.21-41.
- Jay, D. A., Uncles, R.J., Largier, J., Geyer, W.R., Vallino, J., Boynton, W.R. (1997). Recent developments in estuarine scalar flux estimation. *Estuaries*, **20**, pp.262-280.

- Jørgensen, S.E. (1976). A Eutrophican model for a lake. *Ecological Modelling*, **2**, pp.147-162.
- JPL (1996). *A Collection of Global Ocean Tide Models*. Jet Propulsion Laboratory, Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, Pasadena, CA.
- Kamp-Nielsen, L. (1997). Nutrient dynamics and modelling in lakes and coastal waters. *In. Freshwater Biology: Priorities and Development in Danish Research*. Hillerød. Denmark. pp. 116-137.
- Khfaji, A.K., Norton, T.A. (1979). The effects of salinity on the distribution of *Fucus ceranoides*. *Estuarine Coastal Marine Science*, **8**, pp. 433-439.
- Knudsen, M. (1901) *Hydrographical Tables*. G.E.C. Gad., Copenhagen.
- Kramer, K. J., Brochmann, U.H., Warwick, R.M. (1994). *Tidal estuaries - Manual of sampling and analytical procedures*, A. A. Balkema for the European Comission, Roterdão.
- Lancelot, C., Rousseau, V., Billen, G., Eeckhout, D.V. (1997). Coastal eutrophication of the southern bight of the North Sea: assesement and modelling. *NATO Advanced Research Workshop on Sensivity of North sea, Baltic Sea and Black Sea to anthropogenic and climatic changes*. NATO series, 15 pp.
- Lavery, P.S., Lukatelich, R.J., McComb, A.J. (1991). Changes in the biomass and species composition of macroalgae in a eutrophic estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **33**, pp. 1-22.
- Le Gall, A.C., Hydes, D.J., Kelly-Gerreyn, B., Slinn, D.J. (2000). Development of a 2D horizontal biogeochemical model for the Irish Sea DYMONIS. *ICES Journal of Marine Science*, **57**, pp.1050-1059.
- Leitão, P. M. (2002). *Integração de Escalas e de Processos na Modelação do Ambiente Marinho*. Tese de Doutoramento, IST, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa.
- Lencastre, A. (2004). *A utilização e o domínio da água na bacia hidrogr+áfica do rio Mondego. Problemas e soluções ao longo do tempo*. CEHIDRO, IST, Universidade Técnica de Lisboa.
- Lewis, J. (1997). Nuisance Microalgae in Tidal Waters. *Toxic Algae Task Group*, University of Westminster.
- Lijklema, L. e Hieltjes, A.H.M. (1982). A dynamic phosphate budget model for a eutrophic lake. *Hydrobiologia*, **91**, pp. 227-233.
- Lillebö, A.I., Neto, J.M., Martins, I., Verdelhos, T., Leston, S., Cardoso, P.G., Ferreira, S.M., Marques, J.C. e Pardal, M.A. (2005). Management of a shallow temperate estuary to control eutrophication: The effect of hydrodynamics on the systems nutrient loading. *Estarine, Coastal & Shelf Science (in press)*.

- Limno-Tech (2002). *Descriptive Inventory of Models with Prospective Relevance to Ecological Impacts of Water Withdrawals*, Michigan, USA.
- Liss, P.S. e Slater, P.G. (1974). Flux of gases across the air-sea interface. *Nature*, **247**, pp. 181-184.
- Lotze, H.K. e Schramm, W. (2000). Ecophysiological traits explain species dominance patterns in macroalgal blooms. *Journal of Phycology*, **36**, pp. 287-295.
- Lotze, H.K., Worm, B. e Sommer, U. (2000). Propagule banks, herbivory and nutrient supply control population development and dominance patterns in macroalgal blooms. *Oikos*, **89**, pp.46-58.
- Lowery, T.A. (1996). Modelling estuarine eutrophication in the context of hypoxia, nitrogen loadings, stratification, and nutrient ratios. *Contributions to Estuarine Eutrophication Modelling: Watershed Population Estimation Methodology, Estuarine Flushing Model, and Eutrophication Model*. PhD Dissertation, University of Maryland, 164 pp.
- Lowthion, D., Soulsby, P.G. e Houston, M.C.M. (1985). Investigation of a eutrophic tidal basin. I. Factors affecting the biomass and distribution of algae. *Marine Environmental Research*, **15**, pp.262-284.
- Luketina, D. (1998). Simple tidal prism models revisited. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **46**, pp. 77-84.
- Lung, A. M. W. e O'Connor, D.J. (1984). Two-dimensional mass transport in estuaries. *J. Hydraulic Engineering*, **110**, n.10, pp.1340-1357.
- Madden, C.J. e Kemp, W.M. (1996). Ecosystem model of an estuarine submersed plant community: Calibration and simulation of eutrophication responses. *Estuaries*, **19**, n.º 2, pp.457-474.
- Madsen, J.D., Chambers P.A., James, W. F., Koch, E.W., Westlake D.F. (2001). The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia* **444**, pp.71-84.
- Mallin, M.A., Paerl, H.W., Rudek, J. e Bates, P.W. (1993). Regulation of estuarine primary production by watershed rainfall and river flow. *Marine Ecology Progress Series* **93**, pp.199-203.
- Malone, T.C., Conley, D.J., Fisher, T.R., Gilbert, P.M., Harding, L.W., Sellner, K.G. (1996). Scales of nutrient limited phytoplankton productivity in Chesapeake Bay. *Estuaries* **19**, n.º 2, pp.371-385.
- Malta, E.J. e Verschuure, J.M. (1997). Effects of environmental variables on between-year variation of *Ulva* growth and biomass in a eutrophic brackish lake. *Journal of Sea Research*, **38**, pp.71-84.

- Malta, E.-J., Verschuure, J.M. e Nienhuis, P.H. (2002). Regulation of spatial and seasonal variation of macroalgal biomass in a brackish eutrophic lake. *Helgoland Marine Research*, **56**, pp.211-220.
- Martin, J. L. e McCutcheon, S. C. (1999). *Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling*, Lewis Publishers, New York, NY.
- Martins, I., Paradal, M.A., Lillebo, A.I., Lindt, M.R., Marques, J.C. (2000). Hydrodynamics as a major factor controlling the occurrence of green macroalgal blooms in a eutrophic estuary: a case study on the influence of precipitation and river management. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **52**, pp. 165-177.
- Masini, R.J., Cary, J.L., Simpson, C.J., McComb, A.J. (1990). Effects of light and temperature on the photosynthesis of seagrasses, epiphytes and macroalgae and implications for management of the Albany harbours. *Environmental Protection Authority Technical Series*, **32**. Environmental Protection Authority, Perth, Austrália, 21 p.
- McGlathery, K.J. (2001). Macroalgal blooms contribute to the decline of seagrass in nutrient-enriched coastal waters. *Journal of Phycology* **37**, pp.1-4.
- McLusky, D.S. (1989). *The estuarine ecosystem, 2nd edition*. Blackie, Glasgow.
- Meeuwig, J.J. (1998). *Eutrophication of the Mill River Estuary: quantifying the contributions of watershed activities to phosphorus loading*. A study commissioned by the PEI Department of Technology and Environment and the Mill River Watershed Improvement Committee.
- Menesguen, A., e Salomon, J.C. (1988). Eutrophication modelling as a tool for fighting against *Ulva* coastal mass blooms. In: Schreffler, B.A. e Zienkiewicz O.C., (eds.) *Computer Modelling in Ocean Engineering*, Balkema, Rotterdam, pp.443-450.
- Millet, B. 1989. Fonctionnement hydrodynamique du bassin de Thau. Validation écologique d'un modèle numérique de circulation. *Oceanologica Acta* **12**, n.1, pp.37-46.
- Mitchell, S.B., West, J.R., Arundale, A.M.W. Guymer, I. Couperthwaite, J.S. (1998). Dynamics of the turbidity maxima in the upper Humber estuary system, UK. *Marine Pollution Bulletin*, **37**, pp.190-205.
- Mitsch, W.J. and S.E. Jørgensen. (1989). *Ecological Engineering: An Introduction to Ecotechnology*. John Wiley & Sons, New York, 472 pp.
- Monbet, Y. (1992). Control of phytoplankton biomass in estuaries: A comparative analysis of microtidal and macrotidal estuaries, *Estuaries*, **15**, n.4, pp.563-57.
- Monteiro, A.J.G. (1995). *Dispersão de Efluentes através de Exutores Submarinos - Um Contributo para a Modelação Matemática*. Tese de Doutoramento, IST, Universidade Técnica de Lisboa.

- Morris, A.W. (1990): Kinetic and equilibrium approaches to estuarine chemistry. *The Science of the Total Environment*, **97-98**, pp. 253-266.
- Nelson, T.A., Lee, D.J. e Smith, B.C. (2003) Are 'green tides' harmful algal blooms? Toxic properties of watersoluble extracts from two bloom-forming macroalgae, *Ulva fenestrata* and *Ulvaria obscura* (Ulvophyceae). *Journal of Phycology*, **39**, pp.874-879.
- Neto, J.M. (2004). *Nutrient enrichment in a temperate macro-tidal system. Scenario analysis and contribution to coastal management*. Tese de Doutorado, Universidade de Coimbra.
- Neves, R.J. (1985). *Étude expérimentale et modélisation mathématique des circulations transitoire et résiduelle dans l'Estuaire du Sado*. PhD. Thesis, University de Liège, Liège
- Neilson, B.J. e Cronin, L.E. (1981). *Estuaries and Nutrients*. Clifton, NJ, Humana Press.
- Nixon, S.W. (1995). Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns. *Ophelia*, **41**, pp.199-219.
- Nixon, S.W., Ammerman, J.W., Atkinson, L.P. et al. (1996). The fate of nitrogen and phosphorus at the landsea margin of the North Atlantic Ocean. *Biogeochemistry*, **35**, pp.141-180.
- NRC (National Research Council, (2000). *Clean Coastal Waters: Understanding and Reducing the Effects of Nutrient Pollution*. Washington, DC, National Academy Press.
- O'Connor, D. J., e Lung, W.S. (1981). Suspended solids analysis of estuarine systems. *J. Envir. Engineering.*, ASCE, **107**, n.1, pp.101-120.
- Officer, C.B. (1983). Physics of estuarine circulation. In *Estuarine sand. enclosed seas*. (Ed.) Ketchum, B.H., Elsevier Science, Amsterdam, pp. 15-41.
- Officer, CB (1977). Longitudinal circulation and mixing relations in estuaries. In: *Estuaries, Geophysics and the Environment*, Washington, DC, pp. 13-21.
- Officer, C.B. (1976). *Physical oceanography of estuaries*. New York, 465pp.
- Officer, CB e Kester, D.R. (1991). On estimating the non-advective tidal exchanges and advective gravitational circulation exchanges in an estuary. *Est. Coast. Shelf Science*, **32**, pp.99-103.
- Oliveira, A. A. e Baptista, A.M. (1997). Diagnostic modeling of residence times in estuaries. *Water Resources Research*, **33**, pp.1935-1946.
- Orlob, G. T. (1976). *Estuarial models. Systems approach to water management*. (ed.)Bisnas,A., McGraw-Hill, New York, pp.253-293.
- OSPAR (2001). Draft Common Assessment Criteria and their Common Procedure. In:

- Proceedings of the Meeting of the Eutrophication Task group (ETG)*, OSPAR Convention for the Protection of the Marine Environment of the North-East Atlantic, London, pp.9-11.
- OSPAR (1998). *Summary report of the comprehensive study on riverine inputs and direct discharges (RID) in 1990-95: assessment and monitoring.* (ed.) OSPAR Convention for the Protection of the Marine Environment of the North-East Atlantic.
- Oviatt, C., Doering, P., Nowicki, B., Reed, L., Cole, J., Frithsen, J. (1995). An ecosystem level experiment on nutrient limitation in temperate coastal marine environments. *Mar. Ecol. Prog. Series*, **116**, pp.171-179.
- Pardal, M.A., (1998). *Impacto da Eutofixação nas Comunidades Macrobentónicas do Braço Sul o Estuário do Mondego (Portugal)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra.
- Park, J. K. e James, A. (1984). Tidal variation of salt flux and dispersion in a polluted estuary. *Water Science and Technology*, **17**, pp.1001-1015.
- Parker, W. R. (1997). On the characterisation of cohesive sediment for transport modelling. *In: Cohesive Sediments. 4th Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport Conference*, Wallingford, UK, pp.3-14.
- Patterson, I. (2001). Changes in bird populations of the Ythan estuary from 1989/90 to 1999/2000, in relation to algal cover. *Coastal Zone Topics*, **5**, pp.41-45.
- Pedersen, M.F. e Borum, J. (1997). Nutrient control of estuarine macroalgae: growth strategy and the balance between nitrogen requirements and uptake. *Marine Ecology Progress Series*, **161**, pp.155-163.
- Pennock, J.R., Sharp, J.H. (1994). Temporal alteration between light- and nutrient-limitation of phytoplankton production in a coastal plain estuary. *Mar Ecol Prog Ser* **111**, pp.275-288.
- Perillo, G. M. E. (1995). Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries. *J. of Development in Sedimentology*, **53**.
- Pilson, M.E.Q. (1985). On the residence time of water in Narragansett Bay. *Estuaries*, **8**, n.1, pp.2-14.
- Pinho, J. L. S. (2000). *Aplicação de modelação matemática ao estudo da hidrodinâmica e da qualidade da água em zonas costeiras*. Tese de Doutoramento. Universidade do Minho, Braga.
- Pinho, J. L. S., Duarte A.A.L.S., Vieira, J.M.P. (1999). Mesh Generation and Refinement in 2D Modelling. A Case study., *In: EPMESC VII - Computational Methods in Engineering and Science*, (Ed.) Bento J., Oliveira E.A. e Pereira E., Elsevier Science, **2**, pp.1167-1177.
- Portela, L.I., (1996). *Modelação matemática de processos hidrodinâmicos e de qualidade da água no estuário do Tejo*. Tese de Doutoramento em Engenharia do Ambiente, IST - Universidade Técnica de Lisboa

- Postma, H. (1967) Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In: Lauff, GH (Ed.), *Estuaries*, **83**, pp.158-79
- Prandle, D. (1984). A modelling study of the mixing of ^{137}Cs in the seas of the European continental shelf. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* **310**, pp.407–436.
- Premazzi, G. e Volterra, L. (1993). *Microphyte toxins. A manual for toxin detection, environmental monitoring and therapies to counteract intoxications*. JRC CEC, Luxembourg.
- Pritchard, D.W. (1967). What is an estuary? Physical viewpoint. In *Estuaries*, G.H. Lauff (ed.), American Association Advanced Science Publication, **83**, pp. 3-5.
- Pritchard, D.W. & Carter, H.H. (1971). *Estuarine circulation patterns. Estuarine environmental: estuaries and estuarine sedimentation*. J.R. Shubel (ed.), AGI, Section V, pp. 1-14.
- Pugh, D. T. (1987). *Tides, surges and mean sea-level*. John Wiley, Chichester. 472 pp.
- Radach, G. e Moll, A. (1989). State of the art in algal bloom modelling. In: *Water Pollution Research Report 12-Eutrophication and Algal Blooms in North Sea Coastal Zones, the Baltic and Adjacent Areas: Prediction and Assessment of Preventive Actions*. (Eds.) Lancelot, C., Billen, G., Barth, H.. C.E. Communities Press, Brussels, pp.115-149
- Richardson, K. J., B. B. (1996). Eutrophication: definition, history and effects. *Coastal Estuarine Studies*, **52**, pp.1-19.
- Rofrigues, A.C. (1992). *Modelação Matemática da Qualidade da Água em Albufeiras*. Tese de Doutoramento, UNL-FCT, Lisboa.
- Rodrigues, A. C. (1987). *Modelos Numéricos de Simulação da Qualidade da Água em Estuários -Uma Revisão Bibliográfica*, Relatório n.º 21, Projecto Tejo, Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais.
- Roig, L. C. (1995) Mathematical Theory and Numerical Methods for the Modeling of Wetland Hydraulics, in *Water Resources Engineering, Proceedings of the 1995 First International Conference*, American Society of Civil Engineers, New York, pp. 249--253.
- Rosenberg, R, Elmgren, R., Fleischer, S., Jonsson, P., Persson, G., Dahlin, H. (1990). Marine eutrophication case studies in Sweden. *Ambio*, **19**, n.3, pp.102-108.
- Salomão, J. M. (1985). *Modelos Matemáticos para a Dispersão de Poluentes em Estuários. Métodos de Cálculo e Programa em FORTRAN. Aplicação ao Estuário do Maputo*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Braga.
- Scavia, D. (1980). *Uncertainty analysis of a lake eutrophication model*. PhD. Dissertation. The University of Michigan, Ann Arbor, MI.

- Schories, D., Anibal, J., Chapman, A.S., Herre, E., Isaksson, I., Lillebo, A.I. Pihl, L., Reise, K., Sprung, M. e Thiel, M. (2000). Flagging greens: Hydrobiid snails as substrata for the development of green algal mats (*Enteromorpha* spp.) on tidal flats of north Atlantic coasts. *Marine Ecology Progress Series*, **199**, pp.127-136.
- Schubel, J. R. (1971). Tidal variation of the size distribution of suspended-sediment at a station in the Chesapeake Bay turbidity maximum. *Netherlands Journal of Sea Research*, **5**, pp.252-266.
- Schuchardt, B., Haesloop, U., e Schirmer, M. (1993). The tidal freshwater reach of the Weser estuary: riverine or estuarine? *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, **27**, pp.215-226.
- Schumann, E.H., Largier, J.L., Slinger, J.H. (1999). Estuarine hydrodynamics. *In: Estuaries of South Africa*. pp. 27-52. (Eds.) Allanson, B.R. & Baird, D. Cambridge University Press, Cambridge.
- Schwarzenbach, R.P., Gschwend, P.M., e Imboden, D.M: (1993). *Environmental Organic Chemistry*. Wiley & Sons, New York, 681 pp.
- Scott, C.F. (1993). Canonical parameters for estuarine classification. *Est.Coast. Shelf Science*, **36**, pp.529-540.,
- Seabra Santos, F.(1985) *Contribution des ondes de gravité bidimensionnelles en eau profonde*. Tese de Doutorado. Grenoble, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Santos, F.Seabra, Almeida, J. e Carmo, J.Antunes do (1991). Estudo da agitação marítima. 153p. *In Relatório final do projecto de investigação Lançamento de bases para o estudo integrado do estuário do Mondego.*, FCTUC, Tech.Report.
- Sheng, Y. P., Yassuda, E.A., Davies, J., Schofield, S. (1995). *A field and modeling study on circulation and transport in Sarasota Bay*. Coastal and Oceanographic Eng. Dept., University of Florida, Florida.
- Sheng, Y. P., Choi, J.K.; Kuo, A.Y. (1989). Three-dimensional numerical modeling of tidal circulation and salinity transport. *Estuarine and Coastal Modelind*, Newport.
- Shewchuck, J.R. (1995). *Triangle: A two-dimensional quality mesh generator and Delaunay triangulator*. <http://www.cs.cmu.edu/%7Equake/triangle.html>.
- Silva, J.F. (1995). *Circulação da Água na Ria de Aveiro. Contribuição para o estudo da Qualidade da Água*. Tese de Doutorado, Universidade de Aveiro, Aveiro.
- Simpson, J. H. (1997). Physical processes in the ROFI regime. *Journal of Marine Systems*, **12**, pp.3-15.
- Sin, Y, Wetzel, R.L., Anderson, I.C. (1999). Spatial and temporal characteristics of nutrient and phytoplankton dynamics in the York River estuary Virginia: analyses of long-term data.

Estuaries, **22**, n.2A, pp.260-275.

- Sivonen, K. e Jones, G. (1999). Cyanobacterial Toxins. In: *Toxic Cyanobacteria in Water. A Guide to Their Public Health Consequences, Monitoring and Management*. (eds.) Chorus, I., Bartram, J., E & FN Spon., New York, pp. 41-111.
- Smith, R. (1980). Buoyance effects upon longitudinal dispersion in wide well mixed estuaries. *Phil. Trans. Royal Society*, London, **A 296**, pp. 467-496.
- Solidoro, C., Pecenic, G., Pastres, R., Franco, D., Dejak, C. (1997). Modelling macroalgae (*Ulva rigida*) in the Venice lagoon: model structure identification and first parameters estimation. *Ecological Modelling*. **94**, pp.191-206.
- Southworth, G.R. (1979): The role of volatilization in removing polycyclic aromatic hydrocarbons from aquatic environments. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology* **21**, pp.507-514.
- Stanners, D. e Bourdeau, P. (1995). *Europe's environment: the Dobbris assessment*. European Environment Agency, Copenhagen.
- Stumm W. e Morgan J. J. (1981). *Aquatic Chemistry*. Wiley & Sons., N.Y., USA.
- Sundareshwar P. V., Morris, J.T., Koepfler, E.K. e Fornwalt, B. (2003). Phosphorus limitation of coastal ecosystem processes. *Science*, **299**, pp.563-565 .
- Sundback, K., Miles, A., Hulth, S., Pihl, L., Engstrom, P., Selander, E. e Svenson, A. (2003). Importance of benthic nutrient regeneration during initiation of macroalgal blooms in shallow bays. *Marine Ecology Progress Series*, **246**, pp.115-126.
- Takeoka, H. (1984). Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Res.*, **3**, n.º 3, pp.311-326.
- Taylor, R., Fletcher, R.L. e Raven, J.A. (2001). Preliminary studies on the growth of selected "Green tide" algae in laboratory culture: Effects of irradiance, temperature, salinity and nutrients on growth rate. *Botanica Marina*, **44**, pp.327-336.
- Tchobanoglous, G. e Burton, F.L. (1991). *Wastewater engineering: treatment, disposal and reuse*. McGraw-Hill.
- Tewari, A. e Joshi, H. V. (1988). Effect of domestic sewage and industrial effluents on biomass and species diversity of seaweeds. *Botanica Marina* **31**, pp.389--397.
- Thomas, J.W. (1995). Numerical Partial Differential Equations-Finite Difference Methods. *Applied Mathematics*, **22**, Springer, New York.
- Touchette, B.W., Burkholder, J.M., (2000). Review of nitrogen and phosphorus metabolism in seagrasses. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **250**, pp.133-167.

- Trimmer, M., Nedwell, D.B., Sivyer, D.B. e Malcolm, S.J. (2000). Seasonal organic mineralization and denitrification in intertidal sediments and their relationship to the abundance of Enteromorpha sp.. *Marine Ecology Progress Series*, **203**, pp.67-80.
- Underwood, G. J. C. e Kromkamp, J. (1999). Primary production by phytoplankton and microphytobenthos in estuaries. *Adv. Ecological. Research*, **29**, pp.93–153.
- UNESCO (1985). The International System of Units (SI) in Oceanography. *Technical paper in Marine Science*, n.º 45, pp.124.
- Valiela, I. (1995). *Marine Ecological Processes*. Springer-Verlag, New York. 686 pp.
- Valiela, I., McClelland, J., Hauxwell, J., Behr, P.J., Hersh, D. e Foreman, K. (1997). Macroalgal blooms in shallow estuaries: Controls and ecophysiological and ecosystem consequences. *Limnology & Oceanography*, **42**, pp.1105-1118.
- Valle-Levinson, A. e Lwiza, K.M.M. (1995). The effect of channels and shoals on exchange between the Chesapeake Bay and the adjacent ocean. *J. Geophys. Res.*, **100**, n.º 9, pp.551-565.
- Van der Kooij, L.A., Van De Meent, D., Van Leeuwen, C.J. e Bruggeman, W.A. (1991). Deriving quality criteria for water and sediment from the results of aquatic toxicity tests and product standards: Application of the equilibrium partitioning method. *Water Research*, **25**, pp.697-705.
- Vasconcelos, V.M. (1994). Toxic cyanobacteria (blue-green algae) in Portuguese fresh waters. *Archives Hydrobiology*, **130**, pp. 439-451.
- Verdelhos, T., Neto, J.M., Marques, J.C., Pardal, M.A. (2005). *The effect of eutrophication abatement on the bivalve Scrobicularia plana*. IMAR – Institute of Marine Research, Department of Zoology, University of Coimbra, Coimbra, Portugal
- Vieira, J.M.P (1999). Decision Support Systems for Water Resources Planning and Management. In: *VII International Conference on Enhancement and Promotion of Computational Methods in Engineering and Science*, (Ed.) Bento J., Oliveira E.A. e Pereira E., Elsevier Science Ltd, Oxford, UK, **2**, pp. 1197-1206.
- Vieira, J.M. P. (1986). *Aplicações de Modelos Matemáticos na Gestão da Qualidade de Águas Superficiais*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Braga.
- Vieira, J.P. e Lijklema, L. (1989). Development and application of a model for regional water quality management. *Water Research*, **23**, n.º 6, pp. 767-777.
- Vieira, J.M.P., Duarte A.A.S., J.L. Pinho, Boaventura R. A. (2003). Modelação da Dispersão Longitudinal em Sistemas Fluviais. Casos de Estudo. *Engenharia Civil-UM*, **16**, pp. 63- 72.
- Vieira J.M.P, Duarte A.A.L.S., Pinho J.L.S., Boaventura, R.A.R. (1999). A Contribution to

Drinking Water Sources Protection Strategies in a Portuguese River Basin. In: *Actas do XXII World Water Congress*, Buenos Aires, Argentina.

Vieira J.M.P., Pinho J.L.S. e Duarte A.A.L.S. (1998). Eutrophication Vulnerability Analysis: a Case Study; em *Water Science and Technology*, **37**, n.º 3, Elsevier Science, pp. 121-128.

Wang, C.F., Hsu, M., Kuo, A.Y. (2004). Residence time of the Danshuei river estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **60**, pp.381-393.

Wang, J.D., Blumberg, A.F., Butler, H.L., Hamilton, P.(1990). Transport prediction in partially stratified tidal water, *J. Hydraul. Engineering* (ASCE), **116**, n.3, pp.380-395.

Wong, K.C. (1994). On the nature of transverse variability in a coastal plain estuary. *Journal of Geophysical Research*, **99**, nº 7, pp. 209-214.

Wu, J. e Tsanis, I. K. (1994), Pollutant transport and residence time in a distorted scale model and a numerical model, *J. Hydraulic Res.* **32**, n.º 4, pp.583-598.

Yáñez-Araccibia, A. e Day, J. W. Jr. (1982). Ecological characterization of Términos Lagoon, a tropical lagoon-estuarine system in the Southern Gulf of México. *Oceanol. Act.*, **5**, pp.431-440.

Zwolsman, J.J.G. e Van Eck, G.T.M. (1993). Dissolved and particulate trace metal geochemistry in the Scheldt estuary, S.W.-Netherlands (water column and sediments). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, **27**, pp. 287-300.

BIBLIOGRAFIA

- EPA (2001). *Nutrient Criteria Technical Guidance Manual. Estuarine and Coastal Marine Waters*. U.S. Environmental Protection Agency.
- King, I.A. (2001 a). *A Finite Element Model for Stratified Flow - RMA10 Users Guide*. Resource Modelling Associates. Sydney, Austrália.
- King, I.A. (2001 b). *Documentation RMA11 - A Three Dimensional Finite Element Model for Water Quality in Estuaries and Streams*. Resource Modelling Associates. Sydney, Austrália.
- Redfield, A.C. (1980). *Introduction to Tides*. Marine Science International, Woods Hole, MA, USA. 180 pp.
- Thomann, R. e Mueller, J. (1987). *Principals of Surface Water Quality Modelling and Control*.
- Van de Kreeke, J. e Zimmerman, J.T.F. (1988). Gravitational circulation in well- and partially mixed estuaries. Dronkers, J., & van Leussen, W. (eds), *Physical processes in estuaries*. Springer-Verlag, N.Y.
- Zimmerman, J. T. F. (1988). *Estuarine residence times*. CRC Press, Boca Raton, FL, USA.

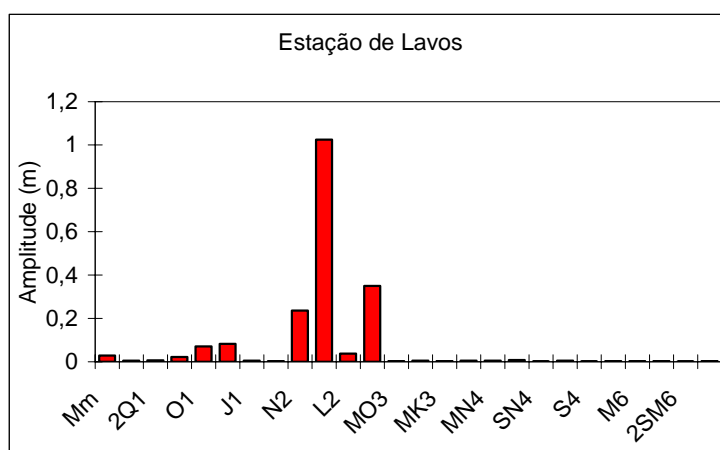
ANEXOS

ANEXO A

COMPONENTES HARMÓNICOS DA MARÉ

Estação "Esteiro de Lavos"

Componentes	Período	Amplitude		Fase (h)
		(m)	(% M2)	
Mm	661,309	0,028	2,7	233,063
MSF	354,367	0,005	0,5	68,233
2Q1	28,006	0,007	0,7	3,147
Q1	26,868	0,022	2,1	21,343
O1	25,819	0,071	6,9	12,067
K1	23,934	0,082	8,0	3,382
J1	23,098	0,005	0,4	17,832
OO1	22,306	0,002	0,2	21,239
N2	12,658	0,236	23,0	3,150
M2	12,421	1,025	100,0	10,171
L2	12,192	0,037	3,6	11,446
S2	12,000	0,350	34,1	3,629
MO3	8,386	0,002	0,1	6,234
M3	8,280	0,005	0,5	1,950
MK3	8,177	0,002	0,2	4,926
SK3	7,993	0,005	0,5	0,152
MN4	6,269	0,005	0,4	0,675
M4	6,210	0,008	0,8	4,956
SN4	6,16	0,001	0,1	1,848
MS4	6,103	0,005	0,5	2,773
S4	6,000	0,001	0,1	1,002
2MN6	4,166	0,003	0,3	2,517
M6	4,140	0,003	0,3	1,272
2MS6	4,092	0,003	0,3	3,324
2SM6	4,046	0,001	0,1	1,338
M8	3,105	0,002	0,1	0,675
SO		2,188		



ANEXO B

CAMPANHAS DE AMOSTRAGEM

ESTUÁRIO DO MONDEGO - BRAÇO SUL

DADOS DE QUALIDADE DA ÁGUA

FOLHA DE REGISTO TIPO

HORA	PROF	TEMP	%O2	ppmO2	SALIN	pH	EH	FOSF	FOSFmg/l	NIT	NITmg/l	NAT	NATmg/l
8,15	0,0	14,8	75	7,6	28,0	8,46	153	0,76	0,02356	0,97	0,01358	14,23	0,19922
8,15	2,3	14,9	78	7,9	28,5	8,48	156	0,71	0,02201	1,03	0,01442	13,76	0,19264
8,15	4,6	14,7	78	7,9	28,5	8,47	166	0,67	0,02077	1,16	0,01624	15,04	0,21056
9,15	0,0	14,7	74	7,6	28,0	8,51	201	0,89	0,02759	0,61	0,00854	13,74	0,19236
9,15	2,2	14,7	74	7,6	28,0	8,51	211	0,62	0,01922	0,57	0,00798	13,45	0,18830
9,15	4,4	14,7	79	8,0	30,0	8,50	224	0,67	0,02077	0,53	0,00742	14,15	0,19810
10,15	0,0	15,2	78	7,9	29,0	8,49	207	0,62	0,01922	0,95	0,01330	14,08	0,19712
10,15	2,0	15,2	78	7,9	29,5	8,49	159	0,62	0,01922	0,86	0,01204	13,86	0,19404
10,15	4,0	15,2	76	7,6	30,0	8,48	147	0,62	0,01922	0,91	0,01274	10,82	0,15148
11,15	0,0	17,0	79	7,8	27,0	8,48	158	0,67	0,02077	1,01	0,01414	15,12	0,21168
11,15	1,8	17,0	81	7,9	27,0	8,50	159	0,80	0,02480	1,01	0,01414	13,78	0,19292
11,15	3,6	16,9	81	7,9	29,0	8,49	160	0,80	0,02480	0,95	0,01330	16,04	0,22456
12,15	0,0	18,2	79	7,4	26,0	8,50	163	0,84	0,02604	1,07	0,01498	18,26	0,25564
12,15	1,6	18,0	81	7,8	26,0	8,57	193	0,67	0,02077	1,12	0,01568	14,70	0,20580
12,15	3,1	18,1	87	8,3	27,0	8,48	203	0,76	0,02356	1,20	0,01680	17,34	0,24276
13,15	0,0	20,0	80	7,3	24,5	8,23	164	0,89	0,02759	1,26	0,01764	12,67	0,17738
13,15	1,3	20,0	81	7,6	25,0	8,39	163	0,71	0,02201	1,18	0,01652	9,41	0,13174
13,15	2,5	19,8	82	7,6	26,5	8,40	164	0,67	0,02077	1,22	0,01708	14,67	0,20538
14,15	0,0	20,6	83	7,6	24,0	8,24	178	0,98	0,03038	1,31	0,01834	8,11	0,11354
14,15	1,2	20,5	81	7,4	25,0	8,30	189	0,93	0,02883	1,31	0,01834	11,62	0,16268
14,15	2,4	20,6	83	7,6	26,5	8,28	197	0,58	0,01798	1,31	0,01834	9,70	0,13580
15,15	0,0	20,8	92	8,6	24,0	8,38		0,62	0,01922	1,24	0,01736	12,90	0,18060
15,15	1,3	20,5	90	8,3	25,0	8,43	186	0,53	0,01643	1,12	0,01568	14,05	0,19670
15,15	2,5	20,6	89	8,2	26,0	8,32	195	0,76	0,02356	1,20	0,01680	11,50	0,16100
16,15	0,0	19,9	99	9,3	23,0	8,40	147	0,40	0,01240	0,34	0,00476	16,04	0,22456
16,15	1,5	20,1	97	8,9	23,0	8,43	183	0,84	0,02604	0,65	0,00910	15,36	0,21504
16,15	3,0	20,4	93	8,6	24,5	8,49	189	0,84	0,02604	0,86	0,01204	15,33	0,21462
17,15	0,0	17,4	90	8,9	26,0	8,30	150	0,93	0,02883	0,53	0,00742	14,19	0,19866
17,15	1,7	17,4	90	8,9	26,5	8,35	153	0,49	0,01519	0,57	0,00798	15,66	0,21924
17,15	3,4	17,5	91	8,7	27,5	8,39	153	0,71	0,02201	0,72	0,01008	15,29	0,21406
18,15	0,0	16,2	90	8,9	28,0	8,52	146	0,80	0,02480	0,72	0,01008	11,08	0,15512
18,15	2,0	16,2	90	9,1	28,0	8,44	167	0,67	0,02077	0,69	0,00966	6,98	0,09772
18,15	4,0	16,2	88	8,6	28,0	8,49	172	0,62	0,01922	0,63	0,00882	7,34	0,10276
19,15	0,0	16,0	85	8,6	27,0	8,49	164	0,76	0,02356	0,63	0,00882	14,20	0,19880
19,15	2,2	16,1	84	8,2	28,0	8,50	168	0,71	0,02201	0,48	0,00672	14,35	0,20090
19,15	4,4	16,1	85	8,3	29,0	8,45	172	0,80	0,02480	0,69	0,00966	13,84	0,19376
20,15	0,0	15,8	86	8,6	28,0	8,47	173	0,62	0,01922	0,46	0,00644	12,19	0,17066
20,15	2,3	15,8	85	8,5	29,0	8,47	176	0,67	0,02077	0,67	0,00938	11,69	0,16366
20,15	4,6	15,6	84	8,3	30,0	8,46	184	1,29	0,03999	0,53	0,00742	11,01	0,15414

ESTUÁRIO DO MONDEGO - BRAÇO SUL

DADOS HIDRODINÂMICOS NA PONTE DA GALA

FOLHA DE REGISTO TIPO

HORA	MARG	NIVEL	VELOC	OBSERV	HORA	MARG	NIVEL	VELOC	OBSERV
8,15	D	S	0,40	A descer	14,15	E	S	0,05	
8,15	D	M	0,40		14,15	E	M	0,05	
8,15	D	F	0,30		14,15	E	F	0,05	
8,15	C	S	0,20		15,15	D	S	0,15	A subir
8,15	C	M	0,20		15,15	D	M	0,05	
8,15	C	F	0,15		15,15	D	F	0,15	
8,15	E	S	0,25		15,15	C	S	0,35	
8,15	E	M	0,30		15,15	C	M	-	
8,15	E	F	0,15		15,15	C	F	0,30	
9,15	D	S	0,30		15,15	E	S	0,10	
9,15	D	M	0,38		15,15	E	M	0,20	
9,15	D	F	0,35		15,15	E	F	0,25	
9,15	C	S	0,35		16,15	D	S	0,60	
9,15	C	M	0,35		16,15	D	M	0,35	
9,15	C	F	0,35		16,15	D	F	0,10	
9,15	E	S	0,45		16,15	C	S	0,65	
9,15	E	M	0,40		16,15	C	M	-	
9,15	E	F	0,25		16,15	C	F	0,30	
10,15	D	S	0,50		16,15	E	S	0,40	
10,15	D	M	0,70		16,15	E	M	0,30	
10,15	D	F	0,50		16,15	E	F	0,20	
10,15	C	S	0,55		17,15	D	S	0,70	
10,15	C	M	0,65		17,15	D	M	0,60	
10,15	C	F	0,55		17,15	D	F	0,25	
10,15	E	S	0,75		17,15	C	S	0,65	
10,15	E	M	0,50		17,15	C	M	0,50	
10,15	E	F	0,33		17,15	C	F	0,45	
11,15	D	S	0,45		17,15	E	S	0,40	
11,15	D	M	0,50		17,15	E	M	0,50	
11,15	D	F	0,30		17,15	E	F	0,55	
11,15	C	S	0,60		18,15	D	S	0,75	
11,15	C	M	0,70		18,15	D	M	0,55	
11,15	C	F	0,40		18,15	D	F	0,40	
11,15	E	S	0,80		18,15	C	S	0,60	
11,15	E	M	0,80		18,15	C	M	0,70	
11,15	E	F	0,30		18,15	C	F	0,50	
12,15	D	S	0,20		18,15	E	S	0,60	
12,15	D	M	0,25		18,15	E	M	0,60	
12,15	D	F	0,20		18,15	E	F	0,40	
12,15	C	S	0,35		19,15	D	S	0,65	
12,15	C	M	-		19,15	D	M	0,55	
12,15	C	F	0,20		19,15	D	F	0,30	
12,15	E	S	0,90		19,15	C	S	0,35	
12,15	E	M	0,85		19,15	C	M	0,35	
12,15	E	F	0,40		19,15	C	F	0,25	
13,15	D	S	0,30		19,15	E	S	0,45	
13,15	D	M	0,15		19,15	E	M	0,35	
13,15	D	F	0,25		19,15	E	F	0,10	
13,15	C	S	0,20		20,15	D	S	0,10	A descer
13,15	C	M	-		20,15	D	M	0,13	
13,15	C	F	0,35		20,15	D	F	0,10	

ESTUÁRIO DO MONDEGO - BRAÇO SUL

DADOS HIDRODINÂMICOS NA COMPORTA DO RIO PRANTO

FOLHA DE REGISTO TIPO

HORA	TEMP.	% O2	ppm O2	SALIN.	pH	FOSF	FOSFmg/l	NIT	NITmg/l	NAT	NATmg/l
10,30	21,2	68	6,3	0,5	7,28	0,29	0,0091	3,07	0,043	23,53	0,3294
11,30	21,2	77	7,5	0,5	7,19	0,13	0,0039	1,22	0,0171	29,95	0,4193
12,30	21,8	64	5,5	0,5	7,2	0,39	0,0121	1,74	0,0244	16,83	0,2356
13,30	22,2	61	6,2	0	7,3	0,34	0,0107	4,22	0,0591	21,23	0,2972
14,30	22,1	74	6,6	0	7,22	0,56	0,0175	0,88	0,0123	33,06	0,4628
15,30	22,3	67	6,8	0	7,32	0,29	0,0091	3,02	0,0423	53,05	0,7427
16,30	22,9	78	6,2	0	7,23	0,44	0,0137	2,59	0,0363	67,78	0,9489
17,30	22,4	75	7,3	0	7,26	0,29	0,0091	3,44	0,0482	59,63	0,8348

COMP. DIREITA
3,04

COMP. CENTRAL
3,02

COMP. ESQUERDA
3,05

HORA	ALTURA	VELOCID		HORA	ALTURA	VELOCID		HORA	ALTURA	VELOCID	
10,15	1,65	1,3		10,15	1,7	1,5		10,15	1,7	1,4	
10,30	1,65	1,3	6,521	10,30	1,7	1,4	7,188	10,30	1,7	1,35	7,000
10,45	1,65	1,2		10,45	1,7	1,3		10,45	1,7	1,3	
11,00	1,55	1,15		11,00	1,6	1,2		11,00	1,6	1,2	
11,15	1,55	1,25		11,15	1,6	1,3		11,15	1,6	1,35	
11,30	1,55	1,2	5,654	11,30	1,6	1,2	5,798	11,30	1,6	1,3	6,344
11,45	1,55	1,25		11,45	1,6	1,25		11,45	1,6	1,3	
12,00	1,45	1,25		12,00	1,5	1,25		12,00	1,5	1,3	
12,15	1,45	1,2		12,15	1,5	1,2		12,15	1,5	1,3	
12,30	1,45	1,2	5,290	12,30	1,5	1,2	5,436	12,30	1,5	1,3	5,948
12,45	1,45	1,2		12,45	1,5	1,35		12,45	1,5	1,3	
13,00	1,4	1,25		13,00	1,4	1,3		13,00	1,4	1,3	
13,15	1,4	1,3		13,15	1,4	1,2		13,15	1,4	1,4	
13,30	1,35	1,35	5,533	13,30	1,4	1,3	5,496	13,30	1,4	1,45	6,192
13,45	1,35	1,4		13,45	1,4	1,4		13,45	1,4	1,4	
14,00	1,35	1,45		14,00	1,35	1,3		14,00	1,35	1,4	
14,15	1,35	1,4		14,15	1,35	1,3		14,15	1,35	1,35	
14,30	1,25	1,4	5,320	14,30	1,2	1,4	5,074	14,30	1,25	1,5	5,719
14,45	1,25	1,4		14,45	1,2	1,3		14,45	1,25	1,5	
15,00	1,2	1,45		15,00	1,2	1,4		15,00	1,15	1,4	
15,15	1,15	1,15		15,15	1,15	1,3		15,15	1,1	1,4	
15,30	1,15	1,35	4,720	15,30	1,15	1,1	3,820	15,30	1,1	1,35	4,529
15,45	1,1	1,3		15,45	1,1	1,3		15,45	1,1	1,4	
16,00	1,1	1,3		16,00	1,1	1,25		16,00	1,1	1,4	
16,15	1,05	1,2		16,15	1	1,3		16,15	1	1,35	
16,30	1,05	1,2	3,830	16,30	1	1,25	3,775	16,30	1	1,2	3,660
16,45	1,05	1,1		16,45	1	1,1		16,45	1	1,15	
17,00	1,05	1		17,00	1	0,75		17,00	1	1	
17,15	1,05	0,7		17,15	1	0,6		17,15	1	0,8	
17,30	1,05	0,65	2,075	17,30	1	0,6	1,812	17,30	1	0,75	2,288

ESTUÁRIO DO MONDEGO - BRAÇO SUL

BALANÇO DE NUTRIENTES EM CADA CICLO DE MARÉ

FOLHA DE REGISTO TIPO

Horas	CAUDAIS			TOTAL	NUTRIENTES (g/m ³)			NUTRIENTES (kg)		
	Direita	Central	Esquerda		Nitratos	Nitritos	Fósforo	Nitratos	Nitritos	Fósforo
10:30	6,521	7,188	7,000	20,708	0,3294	0,0430	0,0091	24,557	3,206	0,678
11:30	5,654	5,798	6,344	17,797	0,4193	0,0171	0,0039	26,864	1,096	0,250
12:30	5,290	5,436	5,948	16,673	0,2356	0,0244	0,0121	14,141	1,465	0,726
13:30	5,533	5,496	6,192	17,221	0,2972	0,0591	0,0107	18,425	3,664	0,663
14:30	5,320	5,074	5,719	16,112	0,4628	0,0123	0,0175	26,844	0,713	1,015
15:30	4,720	3,820	4,529	13,069	0,7427	0,0423	0,0091	34,943	1,990	0,428
16:30	3,830	3,775	3,660	11,265	0,9489	0,0363	0,0137	38,483	1,472	0,556
17:30	2,075	1,812	2,288	6,174	0,8348	0,0482	0,0091	18,556	1,071	0,202
								202,813	14,677	4,519

ANEXO C

**CAUDAIS MÉDIOS DIÁRIOS DO RIO MONDEGO
(PONTE AÇUDE DE COIMBRA)**

CAUDAIS MÉDIOS DIÁRIOS (m³/s)

ANO--2000

MÊS-- *Setembro*

DIA	CAUDAIS MÉDIOS DIÁRIOS (m ³ /s)				
	COMPORTAS	CANAL	ESCADA DE PEIXE	VALA M.E.	TOTAL
1	9,2	5,2	1,0	1,3	16,7
2	8,8	5,5	1,0	1,3	16,6
3	7,9	3,7	1,0	1,3	13,9
4	9,2	4,7	1,0	1,3	16,2
5	11,0	4,7	1,0	1,3	18,0
6	10,7	4,1	1,0	1,3	17,1
7	9,5	4,1	1,0	1,3	15,9
8	11,2	3,3	1,0	1,3	16,8
9	11,2	3,6	1,0	1,3	17,1
10	11,4	2,6	1,0	1,0	16,0
11	12,8	3,1	1,0	1,0	17,9
12	9,7	2,9	1,0	1,0	14,6
13	12,5	2,3	1,0	1,0	16,8
14	12,1	2,8	1,0	1,0	16,9
15	11,0	3,0	1,0	1,0	16,0
16	11,0	2,9	1,0	1,0	15,9
17	10,9	2,5	1,0	0,8	15,2
18	10,7	3,0	1,0	0,8	15,5
19	15,0	2,9	1,0	0,8	19,7
20	13,5	2,8	1,0	0,8	18,1
21	13,5	2,5	1,0	0,8	17,8
22	13,8	2,5	1,0	0,8	18,1
23	12,5	2,5	1,0	0,5	16,5
24	13,8	2,5	1,0	0,5	17,8
25	15,5	2,5	1,0	0,5	19,5
26	12,8	2,2	1,0	0,5	16,5
27	13,4	2,2	1,0	0,5	17,1
28	14,7	2,2	1,0	0,5	18,4
29	16,2	2,2	1,0	0,5	19,9
30	14,5	2,2	1,0	0,5	18,2
TOTAL --->					510,7
Q.M.M	12,0	3,1	1,0	0,9	17,0
CAUDAL MÉDIO MENSAL				17,0 m³/s	

ANEXO D

**CÁLCULOS DA ANÁLISE SE SENSIBILIDADE AOS
PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO DO MÓDULO HIDRODINÂMICO**