



FACULDADE · DE · CIÊNCIAS UNIVERSIDADE · DE · LISBOA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DO SÍTIO DA CARRASQUEIRA (ESTUÁRIO DO SADO)

Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Ciências da Terra e da Vida para o Ensino, sob a orientação do Prof. Dr. César Freire de Andrade e da Prof. Dr^a. Maria da Conceição Freitas.

Rui Manuel Correia Ferreira

Lisboa, 2007

A meus Pais,

Por todo o apoio e incentivo

AGRADECIMENTOS

Manifesto o meu mais sincero agradecimento a todos quanto, pela sua colaboração, profissionalismo e amizade ajudaram na elaboração da presente dissertação.

Em primeiro lugar, quero expressar o meu agradecimento aos meus orientadores, Prof. Doutor César Freire de Andrade e Prof. Doutora Maria da Conceição Pombo de Freitas, pelo apoio e estímulo que sempre manifestaram ao longo deste trabalho e pela permanente disponibilidade revelada. O empenho e entusiasmo que estes dois professores revelam pela temática da Geologia Costeira revelou-se contagiante e um verdadeiro estímulo à execução deste trabalho.

À Mestre e extraordinária colega Anabela Cruces, por todo o apoio prestado, pelos valiosos conselhos e sugestões, pela permanente disponibilidade e também pela amizade demonstrada, um agradecimento especial.

Às técnicas de laboratório do Departamento de Geologia da FCUL, Sandra Pereira e Rosário Baiões, agradeço o apoio técnico prestado e a disponibilidade revelada para explicarem métodos e procedimentos laboratoriais.

Agradeço também a todos os colegas que comigo partilharam o espaço do laboratório PROCOST do Departamento e Centro de Geologia Costeira, pela boa disposição e amabilidade, permitindo assim que se gerasse um excelente ambiente de trabalho, particularmente à Tânia Ferreira pelo apoio que prestou, sempre que solicitada, de forma entusiástica.

Um agradecimento especial à Francisca Margarida Vieira, por todo o apoio e carinho.

E finalmente um agradecimento muito especial á minha família mais próxima: Aos meus pais Fernando e Margarida, à minha irmã Cecília e ao meu cunhado Carlos, por todo o apoio e incentivo, sem esquecer os meus sobrinhos, Rui e Rita, pela energia que transmitiram com a sua boa-disposição permanente.

RESUMO

Na presente dissertação efectua-se uma abordagem geológica, com uma componente de aplicação pedagógica, ao ambiente de sapal do estuário do Sado, com testemunhos efectuados no sapal da Carrasqueira, na margem sul do estuário.

Os estuários e sapais estuarinos são zonas húmidas de transição entre o ambiente continental e terrestre. São ecossistemas com um conjunto de qualidades, mas também de vulnerabilidades, que os tornam particularmente interessantes para estudos científicos de carácter didáctico, onde esteja presente uma componente de consciencialização pedagógica relativa à temática da preservação ambiental, numa perspectiva de desenvolvimento sustentável.

As zonas estuarinas foram desde sempre zonas privilegiadas para a ocupação humana, formando pólos de desenvolvimento e concentrando todo o tipo de actividades humanas. Tal implicou, inevitavelmente, um forte impacto resultante da intensa actividade antrópica nestes ecossistemas.

Neste estudo, cujo tema é uma caracterização geoambiental do sítio da Carrasqueira, apresentam-se resultados de um estudo sedimentológico e geoquímico de duas sondagens curtas recolhidas no referido sapal.

Espera-se com este trabalho: 1) contribuir para a caracterização geoambiental do ecossistema do estuário do Sado; 2) fornecer, se bem que de uma forma bastante modesta, dados para uma melhor compreensão da evolução recente, a micro-meso escala, do litoral Português, particularmente nesta área específica do estuário do Sado; 3) contribuir também para identificar uma eventual tendência evolutiva relacionada com factores associados ao clima, i.e. às alterações climáticas e ao aquecimento global e 4) contribuir para uma consciencialização dos professores de ciências do ensino secundário, para que estes promovam actividades e trabalhos que incutam nos alunos uma sensibilização para os problemas ambientais, particularmente no ecossistema de sapal do estuário do rio Sado e que induza também, quer a alunos quer a professores, uma maior percepção da vulnerabilidade destes ambientes à actividade antrópica, quer directa, por via da contaminação por poluentes, quer indirecta, por meio das alterações climáticas (i.e. aquecimento global) de origem antropogénica.

Assim, relativamente ao último ponto, numa perspectiva de aplicação pedagógica, é aqui proposto um trabalho adaptado para alunos e professores do ensino secundário, com diversos materiais de apoio ao trabalho a efectuar no campo, no laboratório da escola e na sala de aula.

ABSTRACT

This dissertation presents a geological study with a pedagogical application of the salt marsh of Carrasqueira in the Sado estuary, at a micro to meso timescale.

The present work sets its focus on a sedimentological and geochemical study of two short cores in order to contribute to characterize the geoenvironment of the salt marsh ecosystems, to identify the antropic contribute in the estuary pollution, to estimate the response to the climatic changes in the Sado estuary and, finally, to encourage the sensibilization, inside the science students community, for the importance of salt marshes ecosystems and to promote the awareness of the implications of climatic changes in the coastal areas in general.

A pedagogical application is also presented, composed by different field and laboratory activities, and directed to the secondary school science students.

ÍNDICE GERAL

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	v
ABSTRACT	vii

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO	19
1.1. Considerações iniciais	19
1.2. Introdução	21
1.3. Objectivos	23

CAPÍTULO II

2. ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E ORLA COSTEIRA	25
2.1. Alterações climáticas, parâmetros orbitais e concentração atmosférica em CO₂	25
2.2. Oscilações Térmicas Recentes e Variações do Nível do Mar	31
2.2.1. Variações globais de temperatura	31
2.2.2. Transgressão holocénica	38
2.2.3. Transgressão holocénica no Litoral Português	39
2.3. Implicações na zona Costeira Portuguesa	41

CAPÍTULO III

3. ESTUÁRIOS	43
3.1. Conceito de estuário	43
3.2. Formação de estuários	44
3.3. Classificação dos estuários	46
3.4. Importância dos estuários	49

CAPÍTULO IV

4. ZONAS HÚMIDAS	51
4.1. Conceito de sapal	51
4.2. Formação de sapais	52
4.3. Ecossistema de sapal	54
4.3.1. Ecologia	54
4.3.2. Produtividade	55
4.3.3. Importância Ambiental	57
4.4. Processos de sedimentação nos sapais	57

CAPÍTULO V

5. ESTUÁRIO DO SADO	63
5.1. Enquadramento Geográfico e Caracterização Morfológica	63
5.2. Caracterização Climática	71
5.3. Caracterização Hidrológica, regime de marés e circulação estuarina	72
5.3.1. Caracterização Hidrológica e regime de marés	72
5.3.2. Circulação estuarina	75
5.4. Enquadramento Geológico e Geomorfológico da Bacia do Estuário do Sado	76
5.4.1. Breve descrição das unidades subjacentes à Bacia do Sado	78
5.4.2. Evolução do enchimento sedimentar da Bacia do Sado	83
5.5. Importância Ecológica	87
5.6. Conteúdos Morfossedimentares	92
5.7. População e actividade humana	93
5.8. Problemas ambientais do estuário do Sado	98
5.9. Estuário do Sado e alterações climáticas	103
5.9.1. Temperatura e Precipitação observadas no Vale do Sado	103
5.10. Sapal do estuário do Sado	106
5.10.1. Caracterização Geral	106
5.10.2. Características Geomorfológicas e Sedimentológicas	107
5.10.3. Caracterização Ecológica	108

CAPÍTULO VI

6. ESTUDO DE CASO – O SAPAL DA CARRASQUEIRA	111
6.1. Caracterização da área em estudo – Sítio da Carrasqueira.	111
6.2. Recolha de dados	114
6.3. Tratamento dos dados – Ensaios laboratoriais	117
6.3.1. Teor de humidade	117
6.3.2. Ph	118
6.3.3. Teor de carbonato de cálcio	118
6.3.4. Teor de matéria orgânica	119
6.3.5. Análise textural	119
6.3.6. Análise geoquímica	120
6.3.7. Perda ao Rubro – LOI	122
6.3.8. Geocronologia isotópica	122
6.4. Apresentação e discussão de resultados	128
6.4.1. Sedimentologia	128
6.4.1.1. Descrição macroscópica	128
6.4.1.2. Teor de humidade	129
6.4.1.3. Análise textural	130
6.4.1.4. pH	133
6.4.1.5. Matéria orgânica	135
6.4.1.6. Correlações entre resultados de ensaios sedimentológicos	138
6.4.2. Geoquímica	143
6.4.2.1. Perda ao rubro (LOI)	143
6.4.2.2. Análise geoquímica dos elementos maiores	144
6.4.2.3. Análise geoquímica dos elementos menores	158
6.4.2.3.1. Origem e impacte ambiental dos metais pesados no estuário do Sado	158
6.4.2.3.2. Determinação dos factores de enriquecimento	161
6.4.3. Taxas de sedimentação	181

CAPÍTULO VII

7. APLICAÇÃO PEDAGÓGICA	191
7.1. Enquadramento programático	191
7.2. – Actividades a realizar com os alunos	194
7.2.1. Visita de estudo	194
7.2.2. Trabalho experimental em laboratório	195

CAPÍTULO VIII

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	197
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	203

ANEXOS

ANEXOS	211
ANEXO 1. O CLIMA	213
ANEXO 2. PROCEDIMENTOS SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS	217
ANEXO 3. TABELAS E GRÁFICOS DE VALORES OBTIDOS NOS ENSAIOS SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS NAS SONDAGENS CAR2 E CAR2A.	227
ANEXO 4. VISITA DE ESTUDO AO ESTUÁRIO DO SADO	239
ANEXO 5. ACTIVIDADES EXPERIMENTAIS A REALIZAR COM OS ALUNOS	249
ANEXO 6. PÁGINAS WEB CONSULTADAS	273

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1 – Ciclos de Milankovitch.	27
2.2 – Concentrações de dióxido de carbono na atmosfera.	31
2.3 – Tabela Glaciações do Quaternário.	32
2.4 – Alterações na posição da frente polar ártica ocorridas durante os últimos 20 000 anos.....	33
2.5 – Comparação entre a vegetação há 18 000 anos e actualmente	34
2.6 – O Dryas recente como exemplo de uma alteração climática drástica	35
2.7 – Corrente oceânica “Conveyor belt”	36
2.8 – Registos maregráficos de Cascais e Lagos	40
3.1 – A) Estuário dominado pelas marés	47
3.1 – B) Estuário dominado pela acção das ondas	47
3.2 – Classificação de estuários segundo Pritchard	47
4.1 – Sapal do estuário do Sado	51
4.2 – Produtividade primária ($g/m^2/ano$) relativa das Zonas Húmidas em relação a outros ecossistemas	56
5.1 – Vista aérea do Estuário do Sado	63
5.2 – A) Localização da bacia hidrográfica do Sado e fronteira com outras bacias hidrográficas	64
5.2 – B) Distritos abrangidos pela Bacia hidrográfica do Sado	64
5.3 – Bacia hidrográfica do Sado. Linhas de água e aquíferos	65
5.4 – Rede hidrográfica do rio Sado	66
5.5 – Hipsometria da bacia hidrográfica do Sado e principais relevos marginais	67
5.6 a) b) c) – Vistas de satélite do Estuário do Sado	69
5.7 – Estuário do Sado, toponímia e organização morfológica	71
5.8 – Divisões Tectono – Estratigráficas de Portugal	76
5.9 – Geologia simplificada da Bacia hidrográfica do Sado	79
5.10 – Representatividade das classes taxonómicas de vertebrados terrestres inventariadas na RNES	90
5.11 – Principais espécies florestais na bacia do Sado	91
5.12 – Ocupação de solos no estuário do Sado	92
5.13 – Conteúdos morfosedimentares na bacia do estuário do Sado	93

5.14 – Densidade populacional na BHS	94
5.15 – Vista aérea do estuário do Sado	95
5.16 – Ocupação agrícola na BHS	97
5.17 – Poluição pontual industrial na BHS	102
5.18 – Evolução das temperaturas máxima e mínima em três estações no vale do Sado	104
5.19 – Evolução da precipitação anual em Setúbal, Alcácer do Sal e Alvalade do Sado	105
5.20 – Precipitação média anual na bacia do Sado	105
5.21 – Precipitação média mensal nos meses de Janeiro e Agosto	106
5.22 – Canais meandriformes do alto sapal – Comporta – estuário do Sado	109
5.23 – Formação vegetal arbustiva do alto sapal – Carrasqueira; Estuário do Sado...	110
6.1 – Aspecto aplanado do alto sapal	112
6.2 – Aspecto da transição do alto sapal para o raso de maré	112
6.3 – Aspecto da transição do alto sapal para o raso de maré	113
6.4 – <i>Arthrocnemum fruticosum</i>	113
6.5 – <i>Haliminoide portucaloides</i>	113
6.6 a) b) c) – Localização do core Carrasqueira 2	115
6.7 – Posição das sondagens CAR 2 e CAR2A relativamente aos níveis de referência das marés	116
6.8 – Ilustração do processo de absorção atômica	120
6.9 – Testemunho de sondagem CAR2	128
6.10 – Variação do teor em água (%) em profundidade para as sondagens CAR2A e CAR2	130
6.11 – Variação percentual de sedimentos finos (< 63µm)	131
6.12 – Valores de pH obtidos da coluna sedimentar CAR2A	134
6.13 – Perfis de variação do teor de matéria orgânica (MO) na sondagem CAR2A .	137
6.14 – Correlação entre os valores de MO obtidos por ignição e titulação na sondagem CAR2A	137
6.15 – Perfis de variação vertical do teor de humidade e o teor de matéria orgânica obtido por titulação (Sondagem CAR2A)	138
6.16 – Correlação entre o teor de humidade e a % de Matéria Orgânica obtida por titulação, na sondagem CAR2A	138
6.17 – Variação vertical do teor de matéria orgânica e pH na sondagem CAR2A	139
6.18 – Comparação entre os perfis de variação de pH e da % de Matéria Orgânica na sondagem CAR2A	140

6.19a) – Correlação entre o pH e a % de Matéria Orgânica na sondagem CAR2A ...	140
6.19b) – Correlação entre o pH e a % de Matéria Orgânica na sondagem CAR2A entre os 10,5 e os 71,5cm de profundidade média	140
6.20 – Características sedimentológicas da Sondagem CAR2A e unidades Individualizadas	142
6.21 – Tabela de valores e gráfico em profundidade dos valores obtidos para a perda ao rubro “ <i>Loss on Ignition</i> ” para a sondagem CAR2	143
6.22 – Perfis verticais de concentração (%) de elementos maiores na sondagem CAR2	146
6.23 – Perfis de variação vertical para o teor em água e teor em Na, e respectiva correlação, na sondagem CAR2	149
6.24 – Relação Si/Al em profundidade e variação vertical de Si e Al na sondagem CAR2	150
6.25 – Correlação Si/Al	151
6.26 – Correlação Fe/Al	151
6.27 – Correlação Mn/Al	151
6.28 – Correlação K/Al	151
6.29 – Correlação Mg/Al	152
6.30 – Correlação Na/Al	152
6.31 – Correlação Co/Al	152
6.32 – Correlação Ti/Al	152
6.33 – Correlação Al/Si	153
6.34 – Correlação Fe/Si	153
6.35 – Correlação Mn/Si	153
6.36 – Correlação K/Si	153
6.37 – Correlação Mg/Si	154
6.38 – Correlação Na/Si	154
6.39 – Correlação Ca/Si	154
6.40 – Correlação Ti/Si	154
6.41 – Correlação Si/LOI	155
6.42 – Correlação Al/LOI	155
6.43 – Correlação Fe/LOI	155
6.44 – Correlação Mn/LOI	155
6.45 – Correlação K/LOI	156
6.46 – Correlação Mg/LOI	156
6.47 – Correlação Na/LOI	156

6.48 – Correlação Ca/LOI	156
6.49 – Correlação Si/LOI	156
6.50 – Perfis verticais de variação dos elementos menores (ppm) na sondagem CAR2	165
6.51 – Comparação entre o Co e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2	170
6.52 – Comparação entre o Cu e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2	170
6.53 – Comparação entre o Pb e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2	170
6.54 – Comparação entre o Zn e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2	170
6.55 – Correlação Co/LOI	171
6.56 – Correlação Cu/LOI	171
6.57 – Correlação Pb/LOI	171
6.58 – Correlação Zn/LOI	171
6.59 – Correlação Co/Al	172
6.60 – Correlação Cu/Al	172
6.61 – Correlação Pb/Al	172
6.62 – Correlação Zn/Al	172
6.63 – Correlação Co/finos	173
6.64 – Correlação Cu/finos	173
6.65 – Correlação Pb/finos	173
6.66 – Correlação Zn/finos	173
6.67 – Variação vertical dos factores de enriquecimento (FE) relativos ao padrão <i>Average Shale</i>	175
6.68 – Variação vertical dos metais pesados na sondagem CAR2	176
6.69 – Variação vertical dos factores de enriquecimento (FE) relativos ao padrão <i>Average Shale</i> na sondagem CAR2	176
6.70 – Perfis verticais de concentração de metais pesados normalizados com a perda ao rubro (LOI) na sondagem CAR2	177
6.71 – Perfis verticais da relação metais pesados/Alumínio na sondagem CAR2	177
6.72 – Perfil de excesso de ^{210}Pb na sondagem CAR2	181
6.73 – Perfil de excesso de ^{137}Cs na sondagem CAR2	181
6.74 – Perfil conjunto de excesso de ^{210}Pb e de ^{137}Cs , com identificação de pontos datados (1954 e 1963) na sondagem CAR2	181
6.75 – Determinação de uma segunda taxa de sedimentação, a uma profundidade mais elevada, através do excesso de ^{210}Pb , nos sedimentos da sondagem CAR2	181
6.76 – Perfis de excesso de ^{210}Pb e de ^{137}Cs , com duas taxas de sedimentação diferentes para o excesso de ^{210}Pb (0,54cm/ano e 0,18cm/ano) e duas taxas	

de sedimentação para o excesso de ^{137}Cs (0,56 e 0,29 cm/ano, com taxa média de 0,34cm/ano); identificação de pontos datados (1954, 1963 e 2003) na sondagem CAR2 .	182
6.77 – Taxas de erosão e assoreamento no estuário do Sado .	185

ÍNDICE DE TABELAS

6.1 – Escala de pH dos solos de Pratolongo	118
6.2 – Decaimento do ^{382}U	126
6.3 – Quantificação aproximada da % de matéria mineral e de matéria vegetal na fracção $>63\mu\text{m}$	132
6.4 – Valores sedimentológicos da Sondagem CAR2A (teor em água, pH, M.O. e granulometria)	141
6.5 – Valores percentuais dos elementos maiores da sondagem CAR2, em óxidos ..	144
6.6 – Tabela de conversão de óxidos em elementos	145
6.7 – Valores percentuais dos elementos maiores em amostras da sondagem CAR2, após conversão, para concentrações (mássicas) elementares	145
6.8 – Médias da concentração (elementar) de elementos maiores obtidos na sondagem CAR2A e comparação com valores do padrão <i>Average Shale</i>	147
6.9 – Elementos de traço constituintes de alguns minerais comuns	159
6.10 – Descargas anuais de metais pesados (Cu, Zn e Pb) no estuário do Sado dos efluentes industriais e urbanos	160
6.11 – Prováveis fontes de metais pesados no estuário do Sado	161
6.12 – Concentrações de metais pesados em sedimentos/solos – Valores de referência	163
6.13 – Concentrações em metais pesados em sedimentos/solos – valores de referência	163
6.14 – Teores (mg/kg) em cobre, zinco e chumbo no rio Sado e estuário do Sado ...	164
6.15 – Valores ppm dos elementos menores (metais pesados) em amostras da sondagem CAR2	164
6.16 – Teores em metais pesados na sondagem CAR2 (média total, média ZA e média ZB), no sapal do Alfeite (secção contaminada e valores de fundo) e valores de <i>Average Shale</i>	167
6.17 – Teores em metais pesados na sondagem CAR2 (média total, média ZA e média ZB) e alguns valores de referência para solos e sedimentos	168
6.18 – Factores de enriquecimento relativos ao padrão <i>Average Shale</i>	175

6.19 – Tabela para o FE dos elementos menores de ZA relativamente ao <i>Average Shale</i> na sondagem CAR2	178
6.20 – Tabela para o FE dos elementos menores de ZA relativamente a ZB, na sondagem CAR2	178
6.21 – Tabela para o FE do Zn de ZA relativamente a ZB, sem o valor anómalo registado a 79,5cm de profundidade, na sondagem CAR2	179
6.22 – Tabela para o FE dos elementos menores de ZA, relativamente aos valores médios para sedimentos de ambiente aquático pouco profundo (Salomons. & Förstner, 1984), na sondagem CAR2	179
6.23 – Tabela para o FE normalizado com o LOI, para o Cu e Zn, na sondagem CAR2	180
6.24 – Taxas de sedimentação obtidas para a sondagem CAR2	184
6.25 – Taxas de sedimentação obtidas através do excesso em ^{210}Pb e ^{137}Cs , para os sapais do Faralhão e Malha da Costa	186
6.26 – Datações obtidas com diferentes taxas de sedimentação para as principais zonas de transição na sondagem CAR2A	187
6.27 – Datações obtidas com diferentes taxas de sedimentação para as principais alterações e/ou anomalias em metais pesados na sondagem CAR2	187
6.28 – Datas do início da actividade de algumas das principais indústrias instaladas na BHS	188

CAPÍTULO I – Introdução

1.1. Considerações iniciais

As variações climáticas podem ser induzidas por causas naturais ou antropogénicas. As actuais evidências científicas reconhecem uma ligação muito forte entre as emissões antropogénicas de gases de estufa e o aquecimento global.

As alterações climáticas influenciam determinadamente quer a sociedade quer o ambiente. Alterações climáticas regionais, particularmente aumentos de temperatura, afectam significativamente inúmeros sistemas físicos e biológicos em diferentes pontos do globo terrestre.

À escala temporal a que se discute o aquecimento recente, este conduzirá inevitavelmente a uma variação do nível médio do mar, com óbvias e directas implicações nas zonas costeiras.

Nos últimos cem anos o litoral adquiriu uma importância crescente a nível global, albergando cerca de 80% da população mundial, tornando o estudo das zonas costeiras um assunto da maior actualidade e pertinência.

Na zona Costeira, as zonas húmidas afiguram-se entre os ecossistemas mais susceptíveis às alterações climáticas. Estas regiões ocupadas por rasos de maré e sapais, têm uma alta produtividade biológica e uma elevada importância económica e ecológica. Funcionam também como filtros naturais removendo poluentes da água, nomeadamente metais pesados, e immobilizando-os no seio da coluna sedimentar, tornando assim estes testemunhos sedimentares em valiosos instrumentos para o estudo da contaminação antrópica nos ecossistemas estuarinos.

A consciencialização da necessidade da protecção ambiental e da importância da preservação destes ecossistemas é uma matéria da maior actualidade e pertinência, que encontra eco no actual contexto programático dos programas de Geologia do ensino secundário.

Por tudo o que foi referido, o estudo dos sapais do estuário do Sado afigura-se como paradigmático para um trabalho que concilie uma componente científica de carácter geoambiental, com uma componente pedagógica, dirigida a estudantes de ciências, com vista à formação de cidadãos informados, conscientes e responsáveis que

possam encarar o futuro numa perspectiva de respeito pelo ambiente dentro de um quadro de desenvolvimento sustentável.

1.2. Introdução

Na presente dissertação é definida uma abordagem de natureza geológica à caracterização ambiental de zonas húmidas, recorrendo a um estudo de caso sediado nos Sapais do Estuário do Sado. Estas unidades morfoossedimentares são excelentes arquivos das modificações operadas ao longo do tempo, quer naturais quer influenciadas pela actividade antrópica, com expressão na composição, textura e conteúdo paleoecológico dos sedimentos e no ritmo de sedimentação.

Estudos que incidam sobre a zona costeira numa perspectiva ambiental, afiguram-se de uma actualidade relevante, não sendo por demais salientar que a zona costeira de Portugal Continental se estende por 950 km e alberga cerca de 75% da população, representando uma contribuição para o PIB estimada em 85%. (Zonas Costeiras, Andrade *et al in* Projecto SIAM II, 2006).

A escolha do estuário do Sado afigura-se particularmente pertinente, visto que é uma zona que engloba áreas urbanas e importantes instalações industriais, em simultâneo com actividades rurais e de pesca tradicionais, e com uma crescente influência do sector turístico. Sendo, também, uma das mais importantes zonas húmidas da Europa, sensível não só a variações climáticas directas como a modificações do caudal do Sado e a alterações da interacção com o Oceano Atlântico, associadas a mudanças do nível do mar. O estuário do Sado constitui assim um local educativo com vastas potencialidades no âmbito do ensino/aprendizagem, particularmente nos aspectos da interacção entre o Homem e o Ambiente costeiro, e na ilustração de processos da Geodinâmica Externa e produtos da sedimentação que se podem observar *in loco*.

1.3. Objectivos

Os principais objectivos desta dissertação são:

- Caracterizar a mancha de sapal da Carrasqueira (Estuário do Sado), do ponto de vista sedimentológico e geoquímico, com vista a:

1. Melhorar informação fundamental para alimentar modelos que simulam os impactos das alterações climáticas sobre a faixa costeira, nomeadamente os decorrentes da subida do nível médio do mar;

2. Caracterizar, quantificar e datar o impacto da actividade antrópica instalada na faixa costeira do estuário do Sado;

- Aplicar o caso de estudo numa vertente didáctica enquadrada nos conteúdos programáticos da área das Ciências da Terra, nomeadamente nas vertentes de Poluição, Protecção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável.

CAPÍTULO II

Alterações Climáticas e a Orla Costeira

2.1. Alterações climáticas, parâmetros orbitais e concentração atmosférica em CO₂

Ao longo da história geológica do nosso planeta, este foi sendo submetido a grandes e profundas alterações climáticas, com inevitáveis consequências a nível da biosfera, que podem ser constatadas no registo geológico. A última época glacial teve início há aproximadamente 120 000 anos e terminou há cerca de 20 000 anos, no auge de glaciação. Nesta altura, a temperatura média global da atmosfera era 5° a 7° C menor do que a actual e o nível médio do mar estava cerca de 100 a 120 m abaixo do actual (Santos, 2006).

Estas variações climáticas são induzidas por causas naturais, tais como: modificações no fluxo de energia associadas às manchas e ciclos magnéticos solares, variações dos parâmetros orbitais da Terra em torno do Sol e actividade vulcânica. Se as alterações de energia no fluxo solar são responsáveis por variações cíclicas de curto período (da ordem de décadas – 10 a 20 anos), já as variações nos parâmetros orbitais, do sistema Sol – Terra estão relacionadas com oscilações cíclicas muito lentas, da ordem dos 20 000 a 100 000 anos, que parecem ser as principais responsáveis pela alternância de ciclos glaciares e interglaciares.

Nas últimas três décadas têm-se acumulado evidências de que os ciclos de glaciação/desglaciação estão directamente relacionados com factores forçadores astronómicos. Alterações lentas e cíclicas da excentricidade da órbita da Terra e da inclinação e orientação do eixo terrestre, induzem alterações na intensidade das estações e afectam o balanço da acumulação e regressão dos gelos glaciares. (Oldfield, 2005, Kukla, 2005, Mörner & Nils-Axel, 2005).

O astrónomo Milutin Milankovitch, trabalhou esta hipótese durante os anos 20 e 30 do século XX e, segundo este autor, as perturbações dos parâmetros orbitais que influenciam as alterações climáticas globais desdobram-se em três componentes, dois que modificam a intensidade das estações e um terceiro que afecta a interacção entre os outros dois (figura 2.1.). O primeiro é a variação na inclinação do eixo da Terra, que

actualmente se encontra a cerca de $23,5^{\circ}$ da vertical, entendida como a perpendicular à eclíptica, e que oscila entre $21,5^{\circ}$ e $24,5^{\circ}$, num intervalo de tempo de aproximadamente 41 000 anos. Quanto maior for a inclinação maior é a intensidade das estações, ou seja: os Invernos tornam-se mais frios, e os Verões mais quentes. O segundo factor, menos relevante, controla a sazonalidade e depende da configuração da órbita terrestre. Durante um período de 100 000 anos a órbita terrestre varia entre uma elipse mais excêntrica e outra mais circular. À medida que a excentricidade orbital aumenta, a diferença na distância da Terra ao Sol, nos pontos mais afastado (afélio) e mais próximo (periélio) aumenta, o que intensifica as estações num dos hemisférios e modera-as no outro (presentemente, a Terra atinge o ponto mais longínquo, relativamente ao sol, durante o Inverno do hemisfério sul e, como resultado, os Invernos no hemisfério sul são um pouco mais frios e os Verões ligeiramente mais quentes que no hemisfério norte). A terceira flutuação astronómica coordena a relação entre os efeitos da inclinação do eixo e os efeitos da excentricidade da órbita. É a designada precessão do eixo da Terra, que desenha um círculo completo no fundo estelar a cada 23 000 anos. Esta precessão determina se o Verão num dado hemisfério ocorre num ponto próximo ou longínquo da órbita, ou seja, se a sazonalidade da inclinação é amplificada ou enfraquecida pela sazonalidade da distância ao Sol. Quando estes dois factores controladores da sazonalidade se reforçam mutuamente num dos hemisférios, enfraquecem-se no outro.

Milankovitch calculou que estes três factores operam em conjunto para provocar variações na quantidade de radiação solar que atinge as latitudes a norte, durante o verão, o que permitiria que as grandes camadas de gelo que tinham avançado através dos continentes do hemisfério norte, crescessem durante intervalos de verões frescos e Invernos amenos. Esta hipótese foi inicialmente contestada devido à ausência de validação independente a partir de datação de estratos de gelo, mas é actualmente amplamente aceite e foi corroborada por dados entretanto recolhidos, particularmente dos fundos oceânicos (Broecker & Denton, 1990).

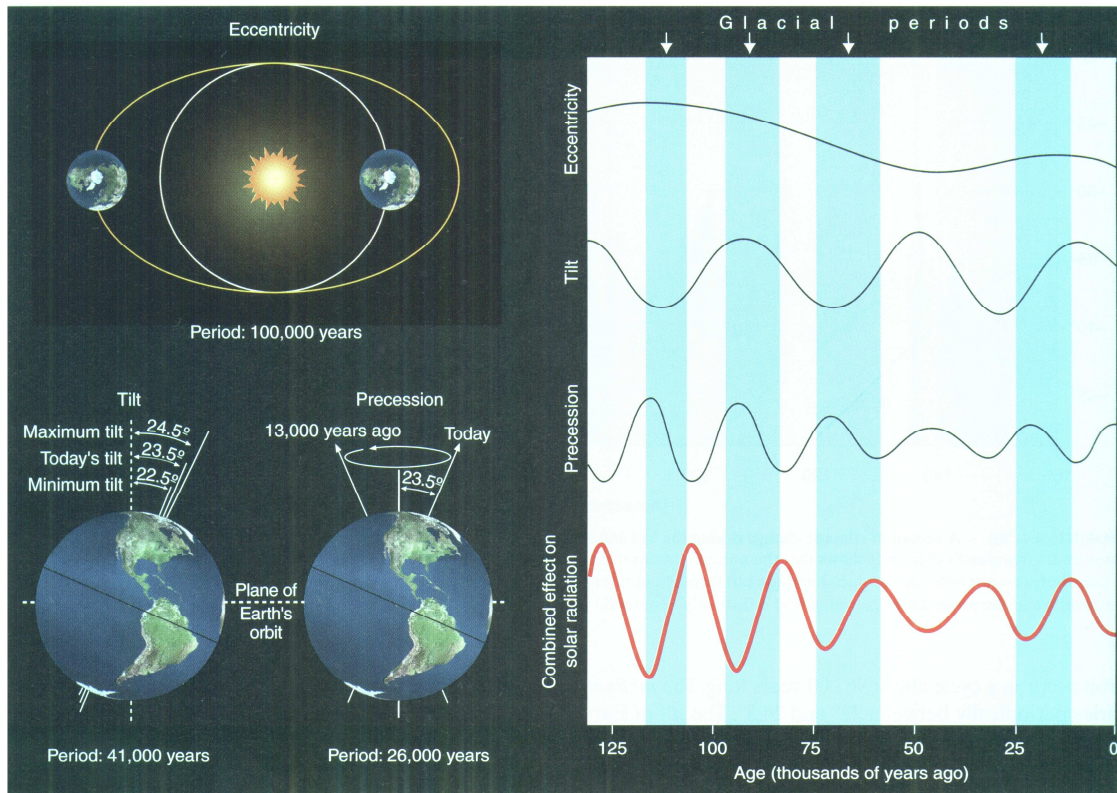


Figura 2.1 – Ciclos de Milankovitch. (adapt. de Hamblin & Christiansen, 2001).

No entanto, a teoria de Milankovitch, não explica por si só na totalidade as alterações climáticas registadas. Uma vez que estes ciclos astronômicos existem há biliões de anos seria de esperar que as grandes alterações climáticas, nomeadamente os períodos glaciares e inter-glaciares, fossem uma constante em todo o registo geológico, mas – com a óbvia excepção das glaciações pliocénicas – as grandes glaciações globais são acontecimentos relativamente raros na história geológica da Terra. Isto significa que outros factores devem estar envolvidos e contribuir para que a temperatura global da Terra atinja num dado momento um ponto crítico induzindo essas mesmas glaciações, sendo então de supor que os ciclos de Milankovitch actuam no sentido de impelir o planeta para períodos glaciares ou inter-glaciares, consoante se atinja, ou não, esse limiar de temperatura indutora das referidas glaciações (Broecker & Denton, 1990).

Uma interessante abordagem desta questão postula que uma diminuição da concentração em dióxido de carbono atmosférico (um importante gás de estufa) é o principal factor iniciador do processo global de longo termo, favorecendo o decréscimo da temperatura global que por sua vez permite a instalação das épocas glaciares. Estudos recentes de bolhas de gás aprisionado nos gelos árticos e subárticos,

nomeadamente na capa de gelo da Gronelândia, suportam esta teoria. Ou seja, períodos de altas concentrações de CO₂ atmosférico correspondem a períodos interglaciares e baixas concentrações a épocas glaciares (Broecker & Denton, 1990).

Pelo exposto anteriormente torna-se evidente que a composição atmosférica é um factor extremamente influente para explicar as alterações climáticas globais. E as causas antropogénicas, nomeadamente a actividade industrial, a agricultura, a desflorestação e a queima de combustíveis fósseis, que aumentam significativamente a emissão de gases de estufa, e em particular de CO₂, podem provocar uma modificação rápida na composição da atmosfera, e provavelmente induzir alterações climáticas substanciais num horizonte temporal muito curto, de apenas algumas décadas.

O efeito de estufa consiste na retenção de calor na baixa atmosfera terrestre, devido a certas propriedades físicas dos já mencionados gases de estufa. Assim, a superfície da Terra absorve parte da radiação incidente a partir do Sol e que é emitida principalmente na gama do visível, de pequeno comprimento de onda. Esta energia é redistribuída pela circulação atmosférica e oceânica e reemitida para o exterior, mas agora em comprimentos de onda na gama dos infravermelhos, que são preferencialmente absorvidos por alguns dos gases constituintes da baixa atmosfera, i.e., os gases de estufa.

Cada metro quadrado da superfície esférica, no topo da atmosfera, recebe uma média anual de 342 Watts de radiação solar (IPCC, 2001). Este valor, que é praticamente constante, é designado por *constante solar*. Daqueles 342 W/m², 31% são imediatamente reflectidos para o espaço, pelas nuvens, pela atmosfera e pela superfície terrestre. Dos restantes 235 W/m² parte são absorvidos pela atmosfera, mas a maioria (168 W/m²) aquece a superfície terrestre, ou seja as massas continentais e os oceanos (IPCC, 2001). A superfície terrestre devolve esse calor à atmosfera, parte como radiação infravermelha, e parte como calor e vapor de água, que liberta o seu calor quando condensa na alta atmosfera. Estas trocas de energia entre a superfície e a atmosfera mantêm, às condições actuais, uma temperatura global média de cerca de 14°C, na baixa atmosfera, valor que decresce rapidamente com a altitude, atingindo-se uma temperatura média de 58°C negativos na alta atmosfera (IPCC, 2001).

Para se manter uma certa estabilidade climática, é necessário um balanço equilibrado entre a radiação solar recebida e aquela que é reemitida para o espaço. O que significa que o sistema climático, só por si, deve irradiar uma média de 235 W/m² para o espaço. Ou seja, ao considerarmos os valores médios anuais e a Terra como um

todo, verificamos que a energia solar recebida é aproximadamente equivalente à radiação que é reemitida para o espaço. Qualquer factor que altere este balanço entre radiação recebida e emitida, de e para o espaço, ou que modifique a distribuição desta energia, quer dentro da atmosfera, quer nas suas interfaces com a superfície terrestre e, ou, o oceano, irá alterar o balanço térmico global e afectar o clima.

Uma vez que qualquer objecto físico irradia energia de um determinado comprimento de onda (típico da temperatura desse objecto). Para a Terra irradiar 235 W/m^2 para o espaço, deveria irradiar a uma temperatura efectiva de emissão de -19°C , em comprimentos típicos da zona de infravermelhos. Este valor é 33°C mais baixo que a temperatura média à superfície terrestre (IPCC, 2001). Esta discrepância é explicada pelo *efeito de estufa natural*, que consiste na retenção de calor junto à superfície da Terra em virtude da “opacidade” dos gases de estufa que se concentram na baixa atmosfera e regulam o seu equilíbrio térmico (Andrade & Freitas, 1999). Os principais gases de estufa representam menos de 1% da composição da atmosfera: Vapor de água (H_2O), dióxido de carbono (CO_2), óxido nitroso (N_2O), metano (CH_4), clorofluorcarbonetos (CFC), hidrofluorcarbonetos (HFC), perfluorcarbonetos (PFC) e ainda hexafluoreto de enxofre (SF_6), sendo estes quatro últimos de origem sintética (Andrade & Freitas, 1999).

Este efeito de estufa natural viabiliza a vida na Terra tal como a conhecemos. O efeito de estufa natural não só é um fenómeno presente ao longo da história geológica do nosso planeta, como é mesmo essencial para a biosfera. No entanto, a questão que se coloca actualmente é a de saber em que medida é que a actividade antropogénica pode perturbar o efeito de estufa com as consequentes implicações no clima da Terra.

As primeiras evidências que sugerem que os níveis de CO_2 estão a aumentar provêm de medições directas da composição atmosférica (figura 2.2). Desde 1958 têm sido efectuadas, em vários pontos do globo, medições regulares que demonstram que a concentração de CO_2 atmosférico sofreu um incremento de cerca de 315 ppm para 360 ppm (Hamblin & Christiansen, 2001). Para registos anteriores a 1958, foram extraídas e analisadas bolhas de gás aprisionadas nos gelos glaciares da Antártida e da Gronelândia, e assim foi possível fazer o registo da concentração de CO_2 atmosférico em períodos anteriores (Figura 2.2). Constatou-se, então, que por volta do início do século XVIII, os valores eram razoavelmente constantes e oscilavam em torno do valor médio de 275ppm (Hamblin & Christiansen, 2001).

Ao longo de todo o século XIX, e com maior expressão ainda durante todo o século XX, esses valores foram sempre aumentando, o que pode ser explicado pelo surgimento e posterior expansão e incremento da Revolução Industrial. A correlação directa entre a quantidade de combustíveis fósseis queimados pelo Homem e o aumento do dióxido de carbono, sugere que a queima desses combustíveis – carvão, petróleo e gás natural – induz esse aumento, uma vez que durante a combustão o carvão, o petróleo e o gás natural, que são hidrocarbonetos, i.e. constituídos essencialmente por carbono e Hidrogénio, combinam-se com o Oxigénio (O₂) para libertar calor e produzir H₂O e CO₂. É então de supor uma relação directa de causa-efeito entre o incremento da utilização dos combustíveis fósseis e o aumento da temperatura global. Segundo o IPCC, a quantidade de carbono retida hoje na atmosfera sob a forma de CO₂ e CH₄ é seguramente a maior dos últimos 420 000 anos e, provavelmente, dos últimos 20 milhões de anos (Andrade & Freitas, 1999). Projecções realizadas pelo IPCC em 2001 apontam para um aumento da temperatura global média da Terra que poderá ser de 1,4 a 5,8°C até 2100. Previsões, posteriores a 2001, também do IPCC, apontam para uma subida situada entre 2 a 4,5°C, durante os próximos cem anos.

A verificar-se este cenário, far-se-ão sentir, indubitavelmente, efeitos a diversos níveis. Uma das consequências mais significativas do aquecimento global será, obviamente, a elevação do nível médio dos oceanos. Uma vez que este aquecimento global ocorre a uma escala extraordinariamente rápida do ponto de vista geológico, as bacias oceânicas não terão capacidade para alterar significativamente o seu volume de acomodação. Fenómenos como a abertura dos oceanos, subducção da bacia, ou compactação dos sedimentos não têm uma capacidade de reacção rápida o suficiente para compensar os efeitos da subida do nível médio do mar, uma vez que essa subida ocorre a uma velocidade muitíssimo superior à capacidade de reacção das bacias oceânicas. Pelo que, um aumento da quantidade de água líquida nas massas oceânicas conduzirá, inevitavelmente, a uma variação do nível médio do mar. Esta variação será induzida quer pela expansão térmica do oceano (i.e. a massa de água oceânica reage ao aquecimento global com uma expansão volumétrica) quer pela adição de mais água, ao Oceano, resultante da fusão das calotes de gelo da Gronelândia, Árctico e Antárctida, e dos glaciares de montanha.

Recentes previsões do IPCC (2007), estimam que, caso se confirmem as previsões mais extremas para o aumento global de temperatura, o nível médio do mar poderá subir cerca de um metro durante os próximos cem anos.

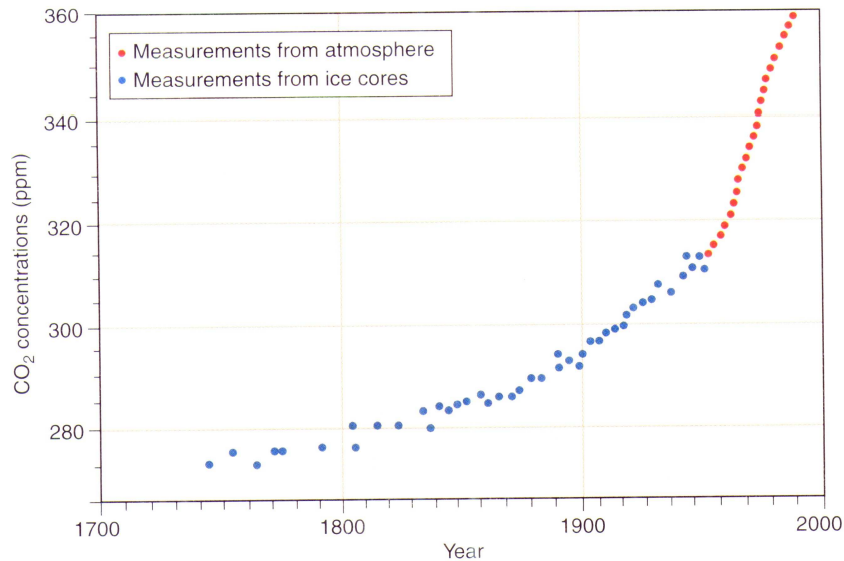


Figura 2.2 – Concentrações de dióxido de carbono na atmosfera. Medições directas da atmosfera, a vermelho, e medições indirectas de bolhas de gás de gelos glaciares a azul. (adapt. de Hamblin & Christiansen, 2001).

2.2. Oscilações Térmicas Recentes e Variações do Nível do Mar

2.2.1. Variações globais de temperatura

Durante o período Quaternário, o mais recente da história geológica, ocorreram importantes mudanças do nível médio do mar. O recuo e avanço das calotes de gelo circumpolares terá sido a principal causa destas alterações, visto que a essas oscilações corresponde uma retenção diferenciada de água sob a forma de gelo, que constitui um dos mais importantes reservatórios da hidrosfera. A época plistocénica do período Quaternário, vulgarmente designada por “*a idade do gelo*”, terminou há cerca de 10 000 anos, quando a grande maioria do gelo fundiu, com excepção das calotes Ártica e Antártida.

A percepção da ocorrência de várias glaciações durante o Quaternário surgiu com a observação das moreias dos Alpes, onde quatro significativos avanços glaciares foram identificados (Penck & Brückner, 1909, *in* Davis & Fitzgerald, 2004) e designados respectivamente por Günz, Mindel, Riss e Würm (Woodroffe, 2002; Davis & Fitzgerald, 2004). Posteriormente, avanços equivalentes foram também identificados quer na América do Norte quer noutros pontos do Globo, provando-se assim que o fenómeno em causa era de carácter global. Por exemplo a glaciação Würm foi denominada na América do Norte por Wisconsiniano e na Grã-Bretanha por Devensiano,

verificando-se posteriormente que se tratava do mesmo fenómeno, com uma natureza global (Woodroffe, 2002). Com o desenvolvimento do estudo dos fundos das bacias oceânicas, foram identificados numerosos outros ciclos glaciares plistocénicos. As evidências destes últimos, em ambiente continental foram dissimuladas pela erosão e deposição associada aos quatro ciclos principais, o que impediu a sua prévia identificação (Davis & Fitzgerald, 2004).

É actualmente aceite que durante o Quaternário, i.e. nos últimos dois milhões de anos, aproximadamente, ocorreram grandes variações na extensão da cobertura dos gelos polares (figuras 2.3 e 2.4) com óbvias implicações na variação do nível médio do mar, uma vez que, sempre que ocorre uma expansão global dos gelos polares é consequentemente induzida uma drástica diminuição global do nível médio do mar.

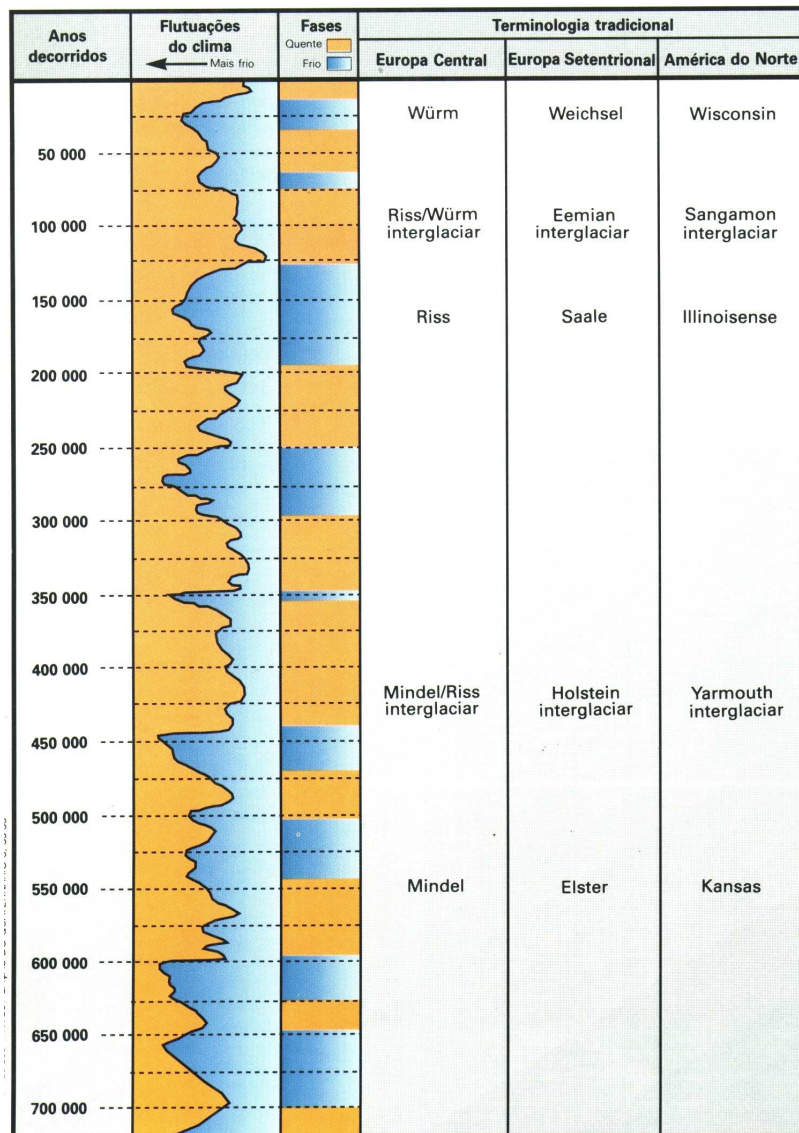


Figura 2.3 – Tabela Glaciações do Quaternário. (adapt. de Shackleton & Opdyke, 1973).

Há 25 000 anos, as calotes de gelo circumpolares acumularam tanta neve que grandes zonas do Noroeste da Europa, da América do Norte, dos Alpes e de parte da Ásia Central desapareceram gradualmente sob enormes capas de gelo. Os gelos continentais atingiram a sua extensão máxima há 18 000 anos quando o nível do mar estava a 120 m abaixo do actual, com a conseqüente emersão da plataforma continental, sob um clima árido e frio. Nessa época formaram-se pontes terrestres em regiões que hoje são estreitos, como, por exemplo, o estreito de Behring ou o mar da Mancha, ficando a Grã-Bretanha transformada numa península, e ainda na Austrália que ficou ligada à Tasmânia e à Nova Guiné (Bird, 2000). A maior parte da Europa que não se encontrava sob o gelo compreendia essencialmente biomas de tundra e estepe (figura 2.5). As florestas estavam confinadas às penínsulas do Mediterrâneo e a algumas áreas montanhosas abrigadas. Nas regiões tropicais, as temperaturas mais baixas permitiram que aparecessem faixas arborizadas nas montanhas, cerca de 1000 a 2000 metros abaixo da altitude actual (Berglund & Björck, 1993).

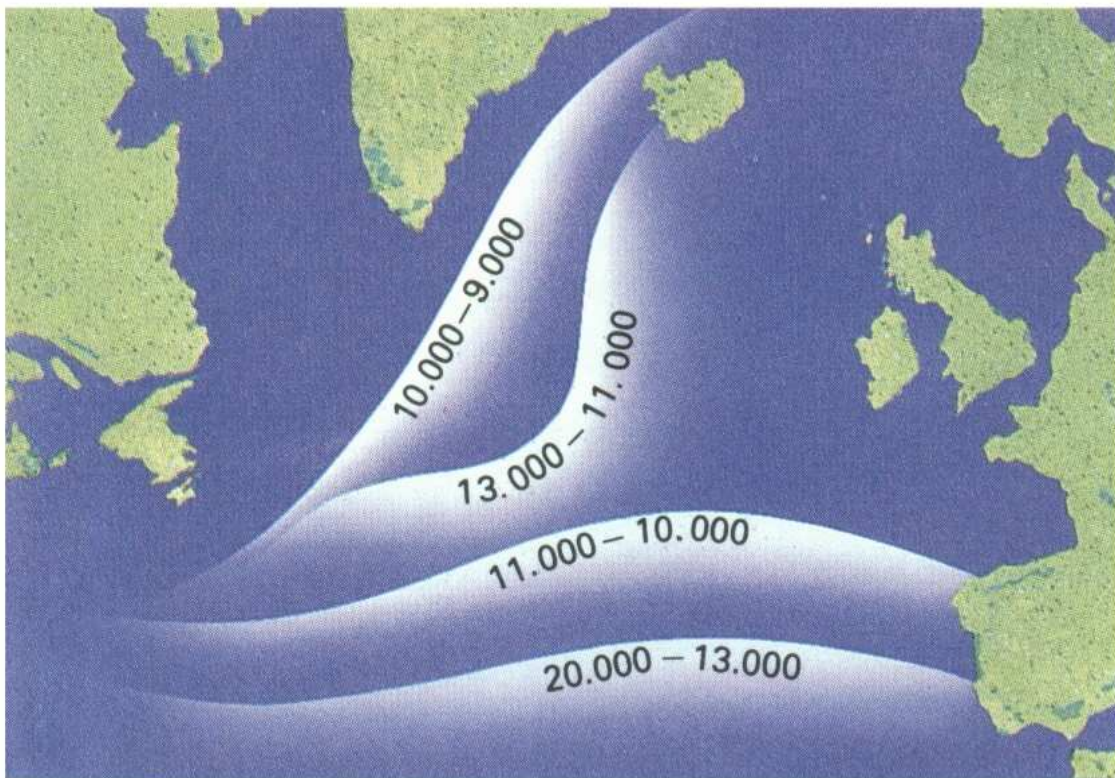


Figura 2.4 – Alterações na posição da frente polar ártica ocorridas durante os últimos 20 000 anos (adapt. de Ruddiman & McIntyre, 1981 *in* Berglund & Björck, 1993).

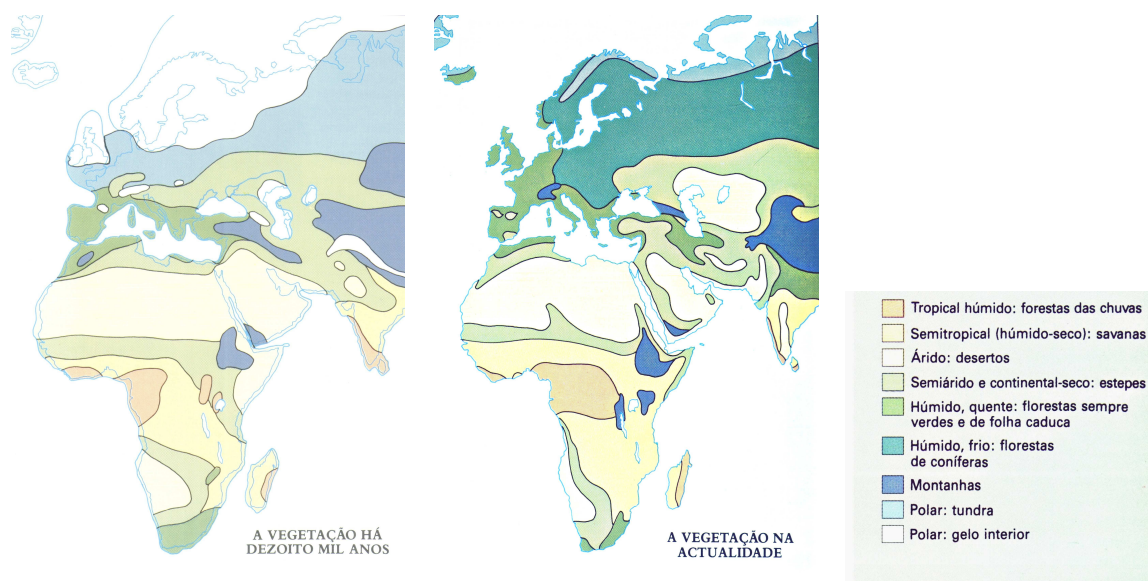


Figura 2.5 – Comparação entre a vegetação há 18 000 anos e actualmente (adapt. de Berglund & Björck, 1993).

Há cerca de 15 000 anos, a temperatura média do globo começou a subir, após cerca de 100 000 anos de glaciação, e o degelo conseqüente provocou a subida dos oceanos que submergiram as pontes continentais previamente formadas. As tundras foram gradualmente substituídas por florestas e pradarias altamente produtivas, que proporcionaram um habitat propício a muitas espécies animais. Nas baixas latitudes, como no Norte de África, o clima tornou-se mais húmido e os desertos transformaram-se em florestas e savanas, que passaram a oferecer condições favoráveis a inúmeras espécies, incluindo o Homem (Berglund & Björck, 1993). A insolação atingiu o máximo nas regiões temperadas, e a temperatura atingiu valores típicos de uma era interglaciar. Um óptimo climático designado por “óptimo climático de Bölling-Allerød” foi atingido há cerca de 14 700 anos BP. No entanto, num intervalo extremamente curto, designado por Dryas recente, que é utilizado para marcar a fronteira entre o Plistocénico e o Holocénico, a temperatura voltou a descer bruscamente. Num intervalo de apenas 100 anos, o norte da Europa e o norte da América retrocederam para condições glaciares (figura 2.6). Registos de pólen demonstram que as florestas que haviam colonizado a Europa pós-glaciar deram novamente lugar a ervas e arbustos tipicamente árticos, incluindo a flor Dryas (*Dryas Octopetala*) pela qual este episódio é conhecido. Também o estudo dos testemunhos de gelos da Gronelândia mostra um arrefecimento local médio de cerca de 6°C (Broecker & Denton, 1990); medições mais recentes efectuadas em cores de gelo na Gronelândia estimam que a descida de temperatura nessa região terá sido superior a 10°C. Durante mais de 1000 anos mantiveram-se essas condições

glaciares. No entanto, e de forma espectacular, este frio intenso chegou abruptamente ao fim, segundo Dansgaard (1990) em apenas 20 anos, e com base em dados mais recentes a temperatura terá subido cerca de 10°C em apenas 10 anos.

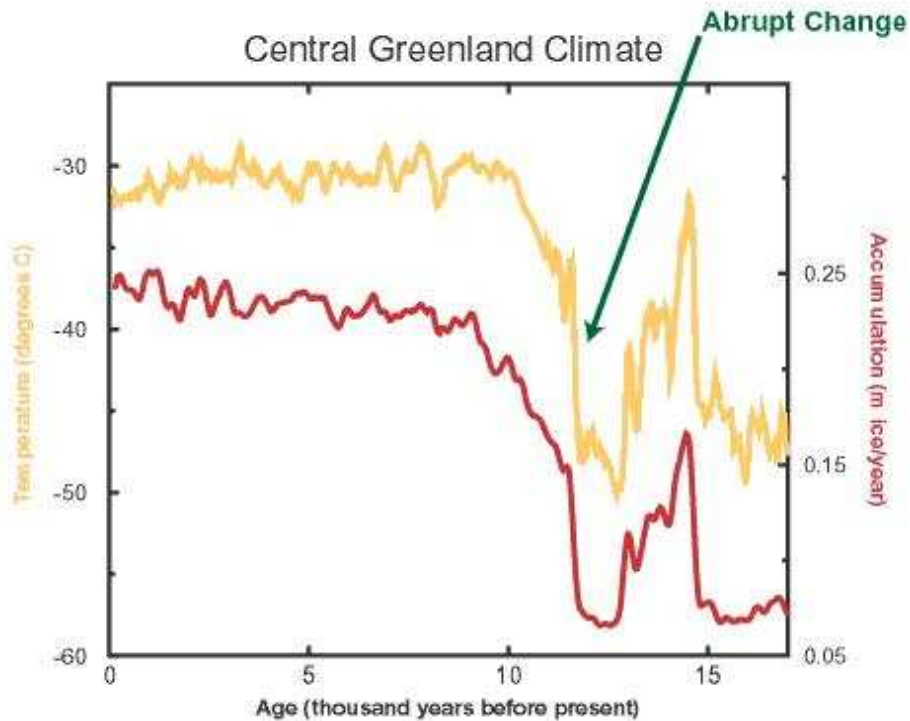


Figura 2.6 – O Dryas recente como exemplo de uma alteração climática drástica.
(adapt. de: *Abrupt Climate Change; Inevitable Surprises*- The Earth Institute at Columbia University, USA, 2006).

Este extraordinário evento parece encontrar explicação na alteração das correntes oceânicas instaladas no Atlântico Norte, como resultado do fluxo das grandes massas de água fria resultantes do degelo do final da glaciação anterior (Broecker & Denton, 1990). Há cerca de 11 000 anos atrás, a regressão do gelo que se tinha acumulado no continente Norte-Americano induziu, inicialmente, a drenagem de grande quantidade de água fria proveniente do degelo dos glaciares (segundo Broecker & Denton, 1990, esse caudal de água teria sido equivalente ao que é drenado actualmente pelo rio Amazonas) para o lago Agassiz, e daí para o rio Mississippi, que posteriormente drenava essa água para o Golfo do México. No entanto, o recuo do gelo permitiu a abertura de um canal para Este, passando assim a água a fluir directamente para a região dos grandes lagos. Esta mudança ficou registada nos foraminíferos do Golfo do México, com a alteração brusca do rácio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, em simultâneo com o desvio da água proveniente do lago Agassiz, que deixou de drenar para o Golfo do México e passou a drenar para Este para a zona dos grandes lagos (Broecker & Denton, 1990). Este fluxo

de água, fria e doce, no Atlântico Norte, diluiu a salinidade da água oceânica superficial, reduzindo-lhe a densidade, e impedindo-a assim de mergulhar. Consequentemente, a Corrente Global Oceânica “Conveyor Belt” (figura 2.7) foi abruptamente cortada no Oceano Atlântico, fazendo assim com que a água mais quente não pudesse circular para norte, o que provocou o arrefecimento de toda a região do Atlântico Norte.

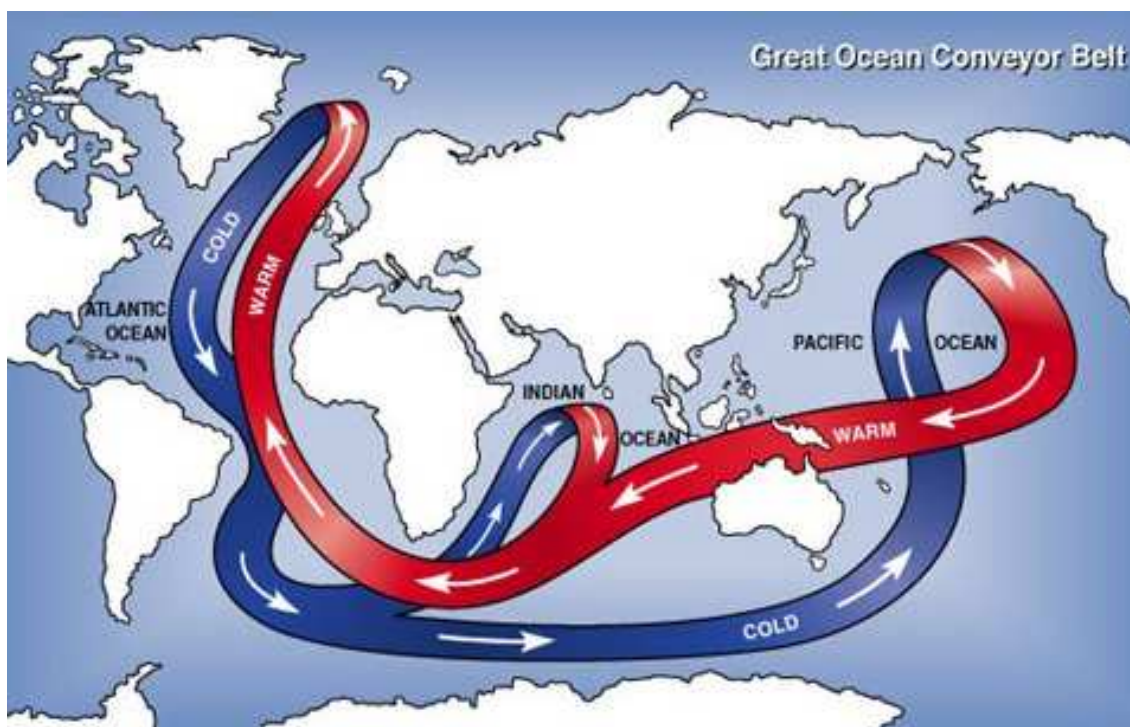


Figura 2.7 - “Conveyor belt” (adapt. de Argonne National Laboratory in “The Younger Dryas”; The Earth Institute at the Columbia University).

Ao contrário das glaciações, o Dryas recente afectou apenas o transporte de calor das latitudes mais baixas para o Atlântico Norte, e não o clima global. Ou seja, o Dryas recente relaciona o fluxo de água, as correntes oceânicas e o clima, mas apenas a um nível regional, uma vez que se fez sentir apenas no Atlântico Norte, Europa e América do Norte, onde se sentiu um brusco e profundo arrefecimento, mas no resto do globo os efeitos foram muito moderados ou ausentes (Broecker & Denton, 1990).

O padrão da relação volumétrica Oceano-Gelo e da variação térmica global, pode ser reconstruído recorrendo a análises de isótopos de oxigénio de testemunhos sedimentares dos fundos oceânicos, contendo carapaças de foraminíferos. A forma mais abundante de oxigénio tem o número atómico 16 – ^{16}O ; no entanto, este elemento ocorre também sob a forma do isótopo mais pesado ^{18}O . Ambos os isótopos comportam-se quimicamente quase da mesma forma, ambos são susceptíveis de

incorporação nos esqueletos carbonatados de organismos marinhos, nomeadamente foraminíferos, como parte integrante do composto carbonato de cálcio (CaCO_3), sob a forma de calcite ou aragonite. Em 1947, na Universidade de Chicago, concluiu-se que a concentração relativa dos dois isótopos, presentes no CaCO_3 dos organismos marinhos, era função da temperatura oceânica. Ou seja, a proporção isotópica nos foraminíferos depende da temperatura do oceano. Durante a época de acumulação de gelo, e diminuição da temperatura média da Terra, o isótopo mais leve ^{16}O é preferencialmente evaporado dos oceanos, e irá posteriormente precipitar sob a forma de neve, contribuindo assim para o espessamento dos lençóis de gelo. Consequentemente, o Oceano, e também os esqueletos dos organismos, tende a ter uma taxa relativamente mais alta de ^{18}O durante épocas glaciares, o que implica que o isótopo mais leve ^{16}O seja incorporado nos esqueletos carbonatados em condições de temperatura mais elevada, funcionando assim a relação isotópica como um paleotermómetro. A partir de 1955, foram analisadas as carapaças de foraminíferos de testemunhos dos fundos oceânicos e os resultados obtidos indicaram que nos últimos 300 000 anos da história da Terra ocorreram várias flutuações térmicas significativas (Davis & Fitzgerald, 2004). Estas alterações na temperatura oceânica foram interpretadas como respostas a mudanças climáticas associadas a alterações glaciares. Significativo foi também o facto destas variações climáticas coincidirem, em grande medida, com os ciclos de Milankovitch (Davis & Fitzgerald, 2004).

O último grande avanço glacial ter-se-á iniciado em 120 000 BP, i.e. há cerca de 120 000 anos antes do presente (“before present”, sendo a data de 1950 convencionalizada como “presente” e efectuando-se a datação pelo método do radiocarbono); tendo este avanço glacial, durado mais de 100 000 anos, teria atingido a sua extensão máxima aproximadamente há 17 000 ou 18 000 BP. Desde o fim desse período que o planeta atravessa um período interglacial, caracterizado por aquecimento global, fusão dos gelos glaciares, e subida consideravelmente rápida do nível médio do mar. Ao observarmos os dados disponíveis podemos concluir que o nível médio do mar durante períodos interglaciares plistocénicos corresponde, aproximadamente, ao nível médio actual.

A temperatura global média da Terra tem portanto vindo a subir, desde o último máximo glacial, embora de forma não linear, ocorrendo por vezes períodos intermédios

de substancial arrefecimento, intercalados por outros de subidas de temperatura, mais ou menos abruptas, passando por vários óptimos climáticos.

Estas variações do nível médio do mar tiveram profundas implicações na deslocação da linha de costa (Woodroffe, 2002).

Calculando a diferença volumétrica do reservatório de gelo entre o último máximo glacial e o presente, é possível determinar o volume de gelo fundido, e estimar de que forma esse volume alterou o nível médio do mar. Calcula-se que na última glaciação, as massas de gelo cobririam uma área de cerca de 75 milhões de km², o que significa que aproximadamente 50 milhões de km³ de gelo derreteram desde então, o equivalente a vinte vezes o volume de gelo actualmente armazenado na Gronelândia (Davis & Fitzgerald, 2004). Se considerarmos que ocorre uma redução de 10% em volume na passagem de gelo para água líquida, obtemos um incremento de 45 milhões de km³ de água nos oceanos. Esta enorme variação teve implicações não só no nível médio do mar, mas também na própria litosfera, que sofreu um empolamento isostático, que ainda ocorre na península escandinava e na baía de Hudson (Canadá). Por outro lado ocorreu uma subsidência do fundo das bacias oceânicas, mas que não terá sido suficiente para acomodar toda a massa de água, e compensar o diferencial volumétrico. Segundo Donn *et al.* (1962, *in* Bird, 2000) se as restantes massas de gelo, glaciares e mantos de neve que ainda existem actualmente fundissem totalmente (e é de realçar que a maioria da história geológica do nosso planeta refere-se a períodos em que não existiam essas grandes massas de gelo) estima-se que a drástica transgressão marinha resultante elevaria o nível do mar em mais de 60m, o que provocaria, inevitavelmente, a submersão da orla costeira actual, inundando todas as áreas litorais mais baixas, incluindo zonas de grande densidade populacional.

2.2.2 Transgressão Holocénica

Durante o Holocénico ocorreram significativas alterações ambientais, em particular climáticas e conseqüentemente eustáticas, que induziram significativas alterações na paisagem. Esta época é também caracterizada por profundas alterações na humanidade, com forte desenvolvimento social e económico, o que se traduziu por profundos impactos na paisagem, passando a actividade antropogénica a igualar, e mesmo exceder, os factores naturais na organização e funcionamento ambientais (Bell & Walker, 1992).

A época holocénica é definida, de forma algo arbitrária, como tendo-se iniciado há cerca de 10 000 anos BP. É caracterizada, essencialmente, por um melhoramento climático e pela rápida e generalizada subida do nível médio do mar a nível global, como resposta à fusão dos glaciares da última glaciação.

O episódio de subida eustática mais recente designa-se, então, por transgressão holocénica, que se prolonga até aos nossos dias, acompanhando o aquecimento generalizado do Holocénico. Este fenómeno traduz-se assim num eustatismo positivo, se bem que com algumas oscilações na respectiva taxa de elevação do nível do mar.

O ritmo de subida foi substancialmente mais intenso na primeira metade do Holocénico, até cerca de 6000-5000 BP, e experimentou posteriormente uma clara desaceleração. Podemos assim, considerar uma primeira fase, induzida por uma subida rápida do nível médio do mar de forma global; e uma segunda fase, de subida a um ritmo mais lento, condicionada localmente pela isostasia, a subsidência, o fornecimento sedimentar e a intervenção antrópica locais (Jelgersma & Tooley, 1995).

2.2.3. Transgressão Holocénica no Litoral Português

No que ao litoral português diz respeito, de um modo geral, as curvas de variação do nível do mar mostram uma subida rápida entre 15 000 e 8000-7000 BP, seguida de acentuada diminuição da taxa de elevação, tendo o nível médio atingido aproximadamente a cota actual há cerca de 6000-5000 BP, no máximo da transgressão holocénica. Consequentemente, os vales escavados durante o último máximo glaciário foram inundados e inicialmente transformados em rias que evoluíram para estuários (Freitas *et al.*, 2002).

De facto, uma fracção significativa da organização morfodinâmica da costa portuguesa resulta de uma herança pré-holocénica em que o nível médio do mar se encontrava a uma cota muito mais baixa que a actual, o que induziu uma profunda incisão da rede fluvial. Com a rápida subida holocénica do nível do mar grande parte da orla costeira foi então submergida. Os vales e depressões costeiras foram extensivamente inundados formando assim uma costa de rias, promontórios e enseadas. (Freitas *et al.*, 2002). Cerca de 5 000 BP a desaceleração da subida do nível médio do mar, combinada com uma grande disponibilidade de sedimento, levou à formação de barreiras detríticas, o que levou ao fecho de muitos estuários e baías (Freitas *et al.*, 2002). Esta herança do holocénico tardio, explica a natureza estuarina e a extensa

colmatação sedimentar que ocorre em grande parte das porções terminais fluviais da costa portuguesa. Tal permitiu também a expansão de vastos rasos de maré e sapais, quer em estuários quer em lagunas costeiras, independentemente do seu tamanho ou localização (Freitas *et al.*, 2002)

No entanto, importa também salientar o aumento do ritmo da transgressão holocénica, verificado essencialmente nas últimas décadas, e provocado, presumivelmente, pela actividade humana. Desde o início do século passado, tem-se assistido a uma aceleração da taxa de subida do nível do mar em resultado do incremento antropogénico do efeito de estufa (IPCC, 2001). O estudo da variação do nível médio do mar, ao longo da costa portuguesa deduzidos a partir dos registos de maré de Cascais e Lagos (118 e 92 anos, respectivamente) indicam uma tendência transgressiva. Os dados disponíveis para Portugal (Dias & Taborda, 1992) indicam que a taxa de variação média do nível do mar foi de cerca de +1.5 mm/ano no último século, valor esse análogo às médias obtidas noutros pontos do Globo no mesmo intervalo de tempo, e bastante mais elevado do que o verificado nos dois ou três mil anos anteriores. A comparação dos dados obtidos para Portugal Continental, com os registos colhidos no Atlântico Norte, indica que a expansão térmica será a principal responsável pela subida registada em Portugal, sendo as componentes isostáticas e neotectónicas negligenciáveis (Dias & Taborda, 1992).

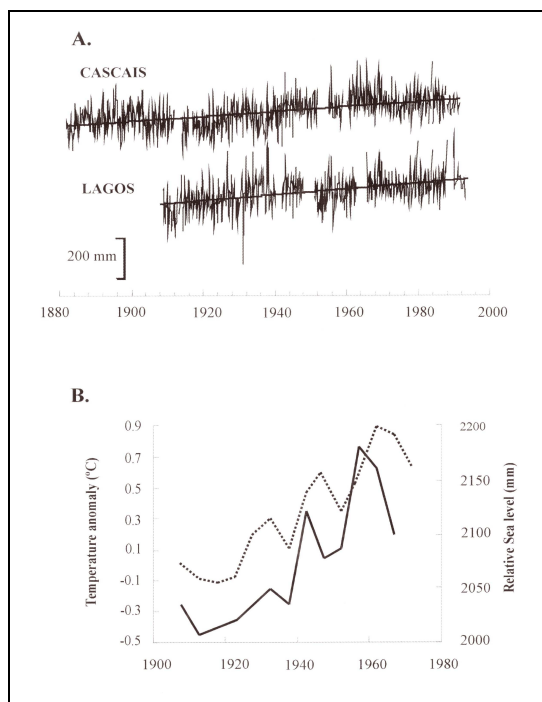


Figura 2.8 – Registos maregráficos de Cascais e Lagos (adapt. de Ferreira *et al.* in SIAM 2002).

2.3. Implicações na zona Costeira Portuguesa

Uma das consequências mais significativas do aquecimento global será, como já foi referido, a elevação do nível médio dos oceanos. Uma vez que este aquecimento global ocorre a uma escala extraordinariamente rápida do ponto de vista geológico, as bacias oceânicas não terão, no futuro, como não tiveram no passado recente, a capacidade para alterar significativamente a sua capacidade de acomodação, pelo que um aumento da quantidade de água líquida nas massas oceânicas conduzirá, inevitavelmente, a uma variação do nível médio do mar.

Com um aumento generalizado a nível global do nível médio do mar surgirão consequências com graves implicações ambientais económicas e sociais.

A zona costeira é considerada como uma área de interface, que se estende desde a profundidade limite da influência das ondas no fundo oceânico, até ao local de penetração máxima da capacidade das ondas para moldar a geomorfologia e controlar a dinâmica sedimentar. O aumento do nível médio do mar transfere para cotas mais elevadas esta faixa dinâmica, invadindo uma região densamente ocupada.

A salinização dos aquíferos costeiros, o aumento da frequência e intensidade de inundações e dos danos provocados pelas tempestades, a evolução das zonas húmidas, o assoreamento de lagunas e estuários e a erosão das praias, são algumas das consequências citadas (Davis, 1978; Andrade & Freitas 1999; Bird, 2000; Woodroffe, 2002; Davis & Fitzgerald, 2004; Andrade *et al*, 2006).

No âmbito do presente trabalho, que aborda de uma forma geral o estuário do rio Sado e, em particular, o sapal do sítio da Carrasqueira, importa salientar a evolução das zonas húmidas e o assoreamento de estuários como eventuais consequências de uma subida do nível médio do mar. Assim, no que se refere à evolução das zonas húmidas é de destacar o facto de em virtude do declive topográfico reduzido, uma pequena modificação da cota absoluta do nível do mar poder produzir a inundação de zonas baixas, húmidas ou de território hoje emerso (Andrade & Freitas, 1999). A consequente destruição destas regiões, ocupadas essencialmente por rasos de maré e sapais, caracterizadas por terem uma elevadíssima produtividade biológica, e por actuarem como filtros naturais muito eficientes, removendo poluentes da água e immobilizando-os no seio da coluna vertical em gradação vertical (Andrade & Freitas, 1999), poderá ter graves consequências quer do ponto de vista ambiental quer, também, do económico. É

de referir ainda que apesar de uma parte muito apreciável das zonas húmidas a nível global, ser pura e simplesmente inundada, outra parte poderá, na ausência de barreiras físicas e naturais adjacentes, migrar para o interior das terras baixas adjacentes. Ainda segundo Andrade & Freitas (1999), em Portugal, o tipo de uso tradicional da faixa intertidal e o dispositivo geomorfológico predominante favorecem o afogamento e eliminação física destas manchas, a manter-se o tipo de ocupação marginal de hoje, com todos os prejuízos de natureza ambiental e económica que este facto acarreta.

Outro efeito plausível da subida do nível médio do mar seria o de intensificar o assoreamento do estuário. Isto porque os sistemas fluviais além de serem excelentes dispositivos hidráulicos de evacuação da água da superfície dos continentes, são também veículos de transporte sedimentar. Esses sedimentos eram originalmente descarregados no oceano, (visto que são depositados assim que o sistema fluvial encontra o seu nível de base, e que, originalmente, coincidiria com um dado nível médio do mar) passam a depositar-se mais a montante. Ou seja, a capacidade de incisão de um vale fluvial ou de uma rede hidrográfica é função do seu nível de base, abaixo do qual os rios perdem capacidade erosiva. Em regime transgressivo, o nível de base é constantemente elevado e a porção terminal do vale fluvial é inundada para formar um estuário. Deste modo, as regiões terminais dos cursos de água entulham-se com sedimentos, depositados à cota de um novo nível de base, mas que agora está localizado já no interior. Assim, os locais de deposição preferencial migram para regiões cada vez mais interiores, à medida que o nível de base se eleva em sintonia com o nível do mar. Por esta razão, a generalidade dos estuários portugueses dispõe de amplas planícies aluviais, lezírias e campos de sapal nas suas regiões terminais, sendo vulgarmente observável o assoreamento intenso de secções mais interiores dos vales. Estes, perderam já o seu típico perfil em V para produzirem vales de fundo plano à custa do enchimento sedimentar induzido pela elevação holocénica do respectivo nível de base (Andrade & Freitas 1999).

Claro está que, a inundação e submersão das zonas costeiras no futuro, em função de uma elevação do nível do mar, só ocorrerá se as taxas de sedimentação não excederem o ritmo de elevação do nível de base. É importante pois, no âmbito do presente trabalho, caracterizar a sedimentação que no passado recente ocorreu nas margens e fundos do estuário do Sado, num contexto transgressivo já influenciado pela actividade antrópica e que decorre hoje em plena mudança climática.

CAPÍTULO III – Estuários

3.1. Conceito de Estuário

O conceito de estuário varia com o autor e objectivos da definição, existindo actualmente, segundo Perillo (1995) mais de 40 conceitos de estuário. Etimologicamente, a palavra estuário, que deriva do termo latino *aestus*, significa “de maré”. Isto implica que a palavra estuário poderia ser eventualmente utilizada para definir qualquer ponto da zona costeira onde as marés exercem a sua influência. No entanto, o termo estuário passou, com o tempo, a significar a área de confluência de um rio com o mar, distinguindo-se do conceito de foz pelo facto do estuário implicar uma dilatação da porção terminal, a jusante, do rio.

Generalizando, podemos dizer que um estuário é uma desembocadura larga de um rio sujeita a marés e que pode conter água doce, salgada ou salobra. A definição geralmente mais utilizada é a de Pritchard (1963) segundo a qual um estuário é um corpo de água semi-confinado que possui uma ligação livre ao mar aberto e no qual a água do mar é diluída de forma mensurável com a água doce proveniente da drenagem terrestre. Por sua vez, Dionne (1963) enfatizou a importância das marés e do tipo de água no conceito de estuário. Segundo este autor, um estuário é uma reentrância de mar em terra, que alcança o vale fluvial até ao limite máximo da subida da maré, podendo ser dividido em três sectores: o estuário baixo ou marinho, em contacto directo com o mar aberto; o estuário médio, sujeito a uma forte interacção entre a água doce e salgada e um estuário superior ou fluvial, caracterizado pela predominância da água doce mas sujeito à influência diária das marés. Em 1980, Day (*in* Perillo, 1995) definiu estuário como um corpo costeiro de água, parcialmente enclausurado, que está permanentemente ou periodicamente aberto ao mar e no qual existe uma variação mensurável da salinidade, devido à mistura de água do mar com a água doce proveniente da drenagem continental. Dalrymple *et al.* (1992) abordaram o mesmo conceito realçando os processos sedimentares. De acordo com estes autores um estuário pode ser definido como a porção jusante de um vale inundado, que recebe sedimentos de origem fluvial e marinha e que contém fácies influenciadas pelas marés, ondas e processos fluviais; o estuário estende-se desde um limite interior em que as fácies são moldadas ainda pela

acção das marés, até um limite exterior de fácies marcadamente costeira, marinha. Finalmente, Perrilo (1995) propôs uma nova definição segundo a qual o estuário é um corpo de água costeiro semi-confinado, que se estende até ao limite efectivo da influência das marés, no qual a água do mar entra através de uma ou mais ligações ao mar aberto ou a qualquer outra massa de água salina costeira que seja significativamente diluída com água doce proveniente da drenagem terrestre, podendo suportar espécies que biologicamente sejam classificadas como eurihalinas para a totalidade ou parte do seu ciclo de vida. Inovador neste conceito é o facto de incluir as biozonas de espécies eurihalinas como uma das características identificadoras do estuário. Finalmente, Dyer (1997) propõe uma ligeira adaptação da definição de Pritchard: “Um estuário é um corpo de água semi-confinado que possui uma ligação livre ao mar aberto e que se estende, para montante, até ao limite máximo da influência das marés, e no qual a água do mar é diluída de forma mensurável com a água doce proveniente da drenagem terrestre”.

Uma vez que a salinidade é uma das principais variáveis de caracterização de um estuário, esta pode, também, ser utilizada para definir os seus limites. Assim, segundo Bird (1998), o limite montante de um estuário pode ser estabelecido no ponto onde a salinidade desce abaixo de 0.1‰ e onde de entre os iões dissolvidos, o hidrogenocarbonato (HCO_3^-) substitua o cloro (Cl^-), típico das águas salinas, como anião dominante. O limite jusante pode igualmente ser demarcado, utilizando-se o ponto em que se atinge a salinidade típica da água do mar – 35‰ como valor limite. No entanto, convém referir que a definição dos limites de um estuário é sempre problemática, uma vez que quando aplicada a estuários muito grandes ou durante inundações fluviais, os limites poderão encontrar-se em alto mar, já muito longe da costa.

3.2. Formação de estuários

Os estuários formam-se quando a porção terminal de um vale fluvial é inundada em consequência da elevação do nível de base, em regime transgressivo.

Do ponto de vista geológico o tempo de vida de um estuário pode ser considerado curto. A sua forma e extensão são constantemente alteradas pela erosão e deposição de sedimento e uma pequena oscilação do nível relativo do mar (que pode ser

de natureza eustática, ou seja, induzida por variações no volume de água dos Oceanos, ou de natureza isostática, o que implica alterações de cota na superfície continental) provoca alterações drásticas nestas estruturas costeiras. Devido ao exposto, podemos então afirmar que os estuários são comuns em períodos transgressivos e raros nos períodos regressivos. No presente, os estuários são formas bastante abundantes no nosso planeta e este facto deve-se, primeiro, à época glacial plistocénica que favoreceu o aprofundamento e encaixe dos vales fluviais e, segundo, à subsequente transgressão marinha que os inundou (Dyer, 1997). Os estuários formaram-se durante a transgressão holocénica pela submersão do troço terminal de vales fluviais, sempre que a taxa de sedimentação não acompanhou a cadência da submersão, pelo que a topografia estuarina mantém ainda muitas características herdadas do vale fluvial (Dyer, 1997). Estes estuários atingem uma profundidade máxima de cerca de 30m. Geralmente, pode considerar-se que têm, numa perspectiva plana, um formato grosseiramente triangular, aprofundando-se e alargando em direcção à desembocadura, podendo aqui a forma ser alterada por penínsulas rochosas ou restingas. A relação largura-profundidade é normalmente grande, dependendo no entanto da natureza das rochas encaixantes. Extensos rasos de maré e manchas de sapal são bastante comuns e o canal central é habitualmente bastante sinuoso. Vulgarmente todo o fundo do estuário se encontra coberto por sedimentos recentes, geralmente lodosos, de espessura bastante variável de local para local, mas tornando-se progressivamente mais arenosos em direcção à desembocadura, devido ao crescimento da influência marinha. Nos estuários típicos de climas temperados, apesar do caudal do rio ser por vezes bastante intenso, a carga sedimentar é usualmente pequena quando comparada com o volume do prisma de maré, i.e. o volume de água que entra e sai pela desembocadura em cada ciclo de maré.

Nos seus estádios iniciais, os estuários são extremamente eficientes na retenção de sedimento, e enchem gradualmente procurando atingir um equilíbrio entre a quantidade de sedimento que entra no sistema, a sua forma, a distribuição de profundidades e a competência das correntes. Convém referir que os sedimentos presentes num estuário podem ter origem terrestre ou marinha (Dyer, 1997).

Os estuários podem ter uma grande diversidade de formas, e esta resulta quer da morfologia estrutural e tectónica herdada, quer da interacção que se estabelece entre os processos fluviais e marinhos. São estruturas em constante mutação, adaptando-se às variações dos caudais fluviais e climáticas, alterações essas que ocorrem a escalas

temporais muito diversas, desde diárias a milenares, passando obviamente pelas sazonais. As alterações sazonais são particularmente significativas, nomeadamente na variação da salinidade e no volume de água presente (maior na época das chuvas e muito inferior no tempo seco). Conspícuas podem ser também as alterações numa escala temporal de dois a cinco dias, relacionadas com bruscas variações meteorológicas, associadas à passagem de depressões, que afectam a circulação estuarina, incrementando o nível de água e a amplitude das ondas, e fomentando os processos de mistura de águas e sedimentos. Torna-se, assim, óbvio, que os processos físicos envolventes são extremamente complexos e interactuam de forma a converterem-se na principal força indutora de muitos dos processos sedimentológicos, biológicos e químicos que ocorrem num estuário (Davis Jr., 1978).

3.3. Classificação dos estuários

Os estuários podem ser classificados de várias formas. Pritchard (1952) dividiu os estuários em dois grupos: os estuários positivos, em que a entrada de água doce excede a evaporação, e os estuários negativos onde a evaporação excede a entrada de água doce, criando assim condições hipersalinas.

Os estuários podem também ser classificados de acordo com o seu regime de marés. Assim, de acordo com Davies, 1964 (*in* Dyer, 1997) um estuário pode ser microtidal (amplitude de maré, em águas vivas, inferior a 2m); mesotidal (amplitude de maré, em águas vivas, entre os 2 e os 4m); macrotidal (dos 4 aos 6m) e hipertidal, com uma amplitude de maré, em águas vivas, superior a 6m. Dalrymple *et al.* (1992) dividiram os estuários consoante a preponderância das ondas ou marés, criando assim dois grupos: estuários dominados pela acção das ondas, e estuários dominados pelas marés (figura 3.1).

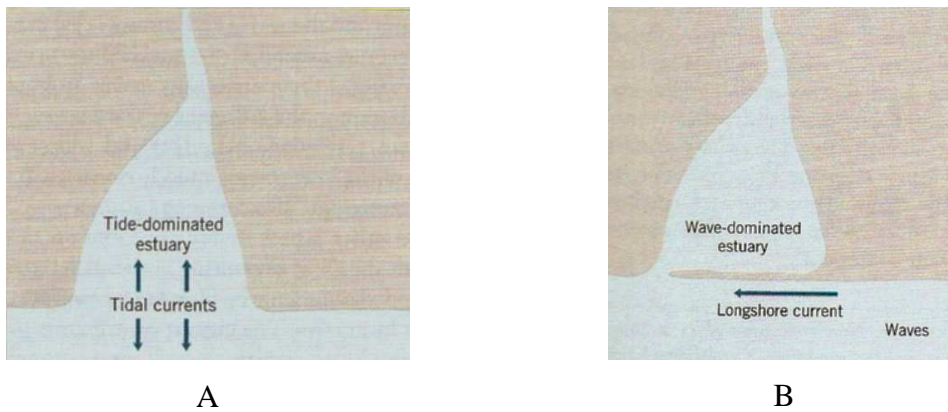


Figura 3.1 – A – Estuário dominado pelas marés e B – Estuário dominado pela acção das ondas. (adaptado de Davis & Fitzgerald, 2004).

Outras classificações que usam diferentes parâmetros, nomeadamente estratificação, salinidade e circulação, foram criadas para responder a determinados estudos específicos. Pritchard, 1955 (*in* Dyer, 1997), e Pritchard & Cameron (1963) classificaram os estuários consoante a sua estratificação e as características da distribuição de salinidade. Definiram assim, três tipos principais de estuários: intensamente estratificados ou de cunha salina, estuários parcialmente estratificados e estuários de mistura ou homogéneos (figura 3.2).

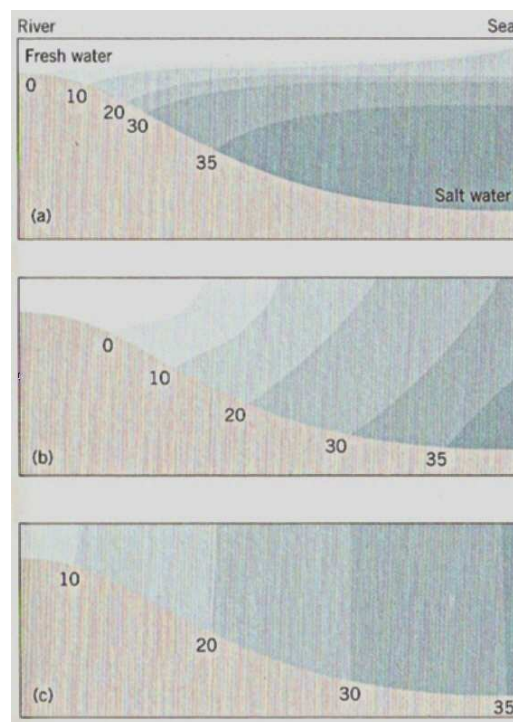


Figura 3.2 – Classificação de estuários segundo Pritchard (1955) – (a) estratificado ou de cunha salina, (b) parcialmente estratificado e (c) estuário de Mistura. (adaptado de Davis & Fitzgerald, 2004).

No primeiro tipo ocorre uma total separação física entre as massas de água doce e salina, devido à carência da acção das ondas ou correntes fortes que impelem a mistura da água doce e salina; o estuário do rio Hudson, em Nova Iorque, é um exemplo típico deste género de estuários. Nos estuários parcialmente estratificados ocorre uma mistura de água doce e salina, criando-se assim uma zona de transição de salinidade intermédia entre a água doce e salgada; estuários onde as correntes de maré influenciam parte, mas não a totalidade, do estuário, como a Baía de Chesapeake nos Estados Unidos, são deste tipo. Relativamente aos estuários de mistura ou homogéneos, estes são caracterizados por terem uma coluna de água verticalmente homogénea, com um gradiente de salinidade que aumenta de montante para jusante. Este último tipo de estuário pode ser o resultado da acção das ondas num estuário pouco profundo, como é o caso da Baía Mobile no Alabama, Estados Unidos, ou induzidos por fortes correntes de maré, como na Baía de Fundy, no Canadá. É de salientar também que, de acordo com esta classificação, alguns estuários podem passar de um tipo para outro, em resposta a variações sazonais de caudal, alterações das ondas, variações topográficas dos fundos estuarinos, ou qualquer outro fenómeno que modifique significativamente a mistura das águas. Por exemplo, na Baía Mobile a acção das ondas provoca uma homogeneização da coluna de água. No entanto, durante o verão as ondas estão praticamente ausentes e, nessas condições, a estratificação das águas pode ocorrer (Davis & Fitzgerald, 2004). É de salientar ainda que a circulação da água e os processos de mistura são induzidos pela interacção e diferença de densidades entre a água doce e salgada. Apesar de existir uma diferença de densidade de apenas 2% entre a água doce e salgada, ela é o suficiente para criar gradientes horizontais de pressão que afectam as correntes. A densidade da água do mar depende quer da salinidade quer da temperatura; no entanto, na maioria dos estuários a variação de salinidade é muito grande e a amplitude térmica é, geralmente, baixa, pelo que a temperatura terá uma influência menor na densidade, havendo no entanto excepções, nomeadamente nos fiordes, onde podem ocorrer fenómenos de convecção termohalina.

Importa aqui referir também os critérios topográficos e morfológicos que podem ser usados para diferenciar os estuários. Existem autores que consideram deltas, rias e fiordes como tipos de estuários (Dyer, 1997; Woodroffe, 2002; Davis & Fitzgerald, 2004), enquanto outros (Bird, 2000), consideram o termo estuário aplicável apenas aos estuários de vale fluvial submerso ou de planície costeira. Podemos considerar ainda, os estuários de barreira, que de acordo com Dyer (1997) poderiam ser, eventualmente,

incluídos nos estuários de vale fluvial inundado, uma vez que tal como estes sofreram uma incisão durante o Plistocénico e uma inundação no Holocénico. Mas segundo Pritchard (1960), os estuários de barreira merecem ser considerados à parte. A classificação de Pritchard (1960) divide os estuários em quatro grandes grupos; estuários de vale submerso, fiordes, estuários de barreira e estuários tectónicos. Os estuários de barreira caracterizam-se pela formação de uma barreira arenosa característica, transversal à desembocadura. Este processo é favorecido em condições de baixa amplitude de maré e grande disponibilidade de sedimento, pelo que estas estruturas encontram-se associadas a litorais anamórficos, i.e. de acumulação, com evidente balanço sedimentar positivo. Esta barreira funciona normalmente como zona de rebentação das ondas (Dyer, 1997). Estes estuários são geralmente pouco profundos mas com um caudal fluvial grande, podendo, no entanto, variar sazonalmente (Dyer, 1997). Na época de chuvas, e conseqüentemente de cheias, a carga sedimentar fluvial pode ser muito elevada, e o caudal ser suficiente para em algumas situações galgar a barreira submergindo-a totalmente, se bem que de forma efémera (Dyer, 1997). A extensão da desembocadura destes estuários pode sofrer variações consideráveis de um ano para o outro. Por exemplo, variações de cerca de 3 km foram registadas na desembocadura do rio Vellar (Dyer, 1997). Exemplos deste tipo de estuário são o estuário do Vellar (Índia), do rio Roanoke (E.U.A.). Quanto ao estuário do rio Sado (Portugal), trata-se de um estuário de barreira, que, no entanto, não apresenta essa variabilidade de caudal, suficiente para submergir a barreira, nem variações drásticas a nível da extensão da desembocadura, mantendo-se sempre relativamente estável ao longo do ano.

3.4. Importância dos estuários

Apesar de, à escala de tempo geológica, os estuários serem estruturas efémeras, são extremamente importantes para o nosso planeta. Os estuários têm uma extraordinária relevância ecológica, servindo como berçários e áreas de nidificação a inúmeras espécies, nomeadamente piscícolas e avícolas, o que os torna de uma enorme importância, não só do ponto de vista ambiental, mas também como locais de elevado interesse económico e turístico. Os ecossistemas estuarinos são extremamente ricos e complexos. Recebem grandes fluxos de nutrientes provenientes do continente e as

espécies que os habitam são geralmente muito especializadas e tolerantes a condições abióticas diversas. Alguns biólogos supõem mesmo que os primeiros sinais de vida orgânica terão evoluído em antigos estuários, e que muito provavelmente foi em antigos ambientes estuarinos que a vida lentamente evoluiu do habitat marinho para o terrestre (Dyer, 1997).

Desde os tempos pré-históricos que os estuários se tornaram áreas privilegiadas para a ocupação humana, devido às suas características naturais. O facto de terem tipicamente águas muito ricas em peixe, proporcionarem ancoradouros naturais abrigados e permitirem o acesso ao interior dos continentes através da navegação fluvial, tornaram-nos centros importantes para o desenvolvimento humano. Mais recentemente, o desenvolvimento do comércio e da indústria provocou alterações de grande escala no seu equilíbrio natural, induzindo mesmo modificações da própria topografia. E à medida que as populações aumentavam e a indústria se desenvolvia, incrementaram-se de forma dramática os níveis de poluição. Pode mesmo afirmar-se que a intervenção antropogénica se tornou no principal factor de influência em alguns sistemas estuarinos. Por um lado, a desflorestação incrementa o transporte sedimentar terrestre e a impermeabilização dos solos diminui a infiltração e aumenta a escorrência das águas meteóricas, o que favorece o aumento da carga sólida fluvial. Mas, por outro, a construção de barragens, comportas e represas, bem como a utilização em larga escala de águas fluviais para fins urbanos e industriais, tendem a diminuir a capacidade fluvial. Pelo exposto anteriormente, pode concluir-se então, que, no estudo, intrinsecamente complexo, de um sistema estuarino, a componente antropogénica não pode ser negligenciada, podendo mesmo ser a mais influente entre todas as variáveis em jogo. (Dyer, 1997).

CAPÍTULO IV – Zonas Húmidas

4.1. Conceito de Sapal



Figura 4.1 – Sapal do estuário do Sado.

Na literatura especializada encontram-se várias definições de sapal, consoante o autor:

“Sapais são áreas vegetadas situadas na parte superior da zona intertidal de baías, estuários ou outras zonas costeiras protegidas de uma acção forte das ondas”(Allen & Pye, 1991); *“Sapais podem ser definidos como ambientes inseridos na zona entre-marés onde um substrato geralmente lodoso suporta uma variedade densa de plantas halófitas”* (Allen & Pye, 1992); *“Um sapal é a porção da parte superior do ambiente intertidal, colonizado por plantas vasculares.”* (Davis & Fitzgerald 2004).

No entanto, todas elas referem o facto de serem áreas vegetadas e de se tratar de um ecossistema sujeito ao regime de marés, característica essa que confere aos sapais especificidades particulares. Estes ecossistemas representam um dos mais notáveis exemplos de inter-relações entre processos químicos, hidrológicos, biológicos e geológicos encontrados nos ambientes marinhos.

Segundo Cooper (1974, *in* Davis, 1978) os sapais são ambientes fortemente sujeitos ao stress das marés, ficando submetidos diariamente a rápidas mudanças, induzidas pela variação do nível da água. Ainda de acordo com o mesmo autor, existem três factores principais que limitam e definem a ocorrência de espécies num sapal: a salinidade; a drenagem e a temperatura. É de salientar, no entanto, que apesar dos sapais serem geralmente caracterizados por uma morfologia dominada pelo regime de marés, são também influenciados pela acção das ondas à medida que a maré sobe ou desce.

Os sapais são habitualmente divididos em duas zonas distintas: o baixo sapal, que está diariamente sujeito ao regime de marés; e o alto sapal, situado em pontos mais elevados e que fica submerso apenas esporadicamente.

De acordo com Frey & Basan (1978, *in* Davis, 1978) apesar de os sapais terem todos, e a nível global, características comuns, podem divergir nas seguintes características: 1) diversidade e características da flora indígena; 2) efeitos do clima, da hidrografia e factores edáficos nessa mesma flora; 3) presença, composição, modo de deposição e compactação dos sedimentos, quer orgânicos quer inorgânicos; 4) inter-relações organismo – substrato; 5) topografia e extensão da área de superfície deposicional, 6) amplitude das marés, 7) energia das ondas e correntes; e 8) estabilidade tectónica e eustática da zona costeira.

Processos físicos, controlados essencialmente pelas marés, são essenciais para o estabelecimento, desenvolvimento e manutenção dos sapais. Segundo Odum (1973, *in* Davis, 1978) estes ambientes costeiros são de facto sistemas de absorção de energia naturalmente induzidos pelo impacto das marés, as quais são responsáveis pela introdução de energia no sistema, pela dispersão do sedimento pela área do sapal, e, pela manutenção da rede de drenagem do sapal.

4.2. Formação de sapais

Podem formar-se sapais sempre que a acção das ondas e das correntes de maré, for suficiente para lhes fornecer sedimento. Desenvolvem-se na zona entre-marés e o seu substrato é habitualmente lodoso e, por vezes, parcialmente arenoso.

Os sapais começam então a formar-se quando a vegetação pioneira se implanta, alastrando até às zonas lodosas mais inferiores. Frequentemente as plantas pioneiras,

como por exemplo a *Spartina marítim* ou a *Salicornia spp.*, retêm o sedimento, e à medida que este coalesce, i.e. se agrega, vai-se formando um terraço deposicional, por retenção na área vegetada, dos sedimentos lodosos que são transportados pelas ondas e correntes, sempre que a maré sobe, e retidos pela intrincada rede de fibras vegetais sempre que a maré desce (Bird, 2000). A formação dos terraços é também induzida pelo desenvolvimento da rede subterrânea de raízes que vai progressivamente unindo e agregando o sedimento. A vegetação é predominantemente halófita, i.e. tolerante ao sal, sendo de referir que a sua presença diminui, de forma apreciável, a acção das ondas podendo reduzir-lhes a altura em cerca de 70% e a energia em cerca de 90%. Podemos assim afirmar que, a vegetação típica do sapal, é de suma importância para a própria manutenção do sapal, uma vez que na sua ausência o substrato mantém-se móvel na zona intertidal, e o terraço deposicional é rapidamente erodido.

Devido às sucessões vegetais, acumulação de sedimentos e à própria expansão do sapal, algumas áreas deste são mais antigas e estão mais desenvolvidas que outras. Podemos assim dividir o sapal em duas zonas distintas: o baixo sapal e o alto sapal. O baixo sapal é mais recente, topograficamente menos elevado e está mais sujeito às condições marinhas ou estuarinas adjacentes. O alto sapal é mais antigo, ocupa posições topográficas mais elevadas e é mais influenciado por condições terrestres. O baixo sapal é, em média, sujeito a mais de 360 submersões tidais por ano, enquanto que o alto sapal sofre muito menos submersões e pode mesmo ficar emerso, de forma contínua, por períodos superiores a dez dias, entre inundações tidais (Davis, 1978).

Muitos factores influenciam a distribuição destas duas zonas, no entanto o factor principal é a área sujeita às inundações regulares das marés. Essa área é, por sua vez, o resultado da topografia, alcance da maré, extensão e duração do processo de sedimentação, bem como da estabilidade da zona costeira. Um dos aspectos essenciais dessa estabilidade é a quantidade de sedimento que é fornecido e a velocidade a que a baía, lagoa ou estuário é preenchida com sedimento para formar os rasos de maré. Geralmente os sapais desenvolvem-se simultaneamente com o processo de enchimento (Davis, 1978).

4.3. Ecossistema de sapal

4.3.1. Ecologia

Os sapais são ambientes condicionados pelo stress induzido pela alternância das marés. Numerosas variáveis exercem forte controle selectivo sobre o tipo e a abundância dos vários organismos presentes. A diversidade de espécies marinhas pode ser considerada relativamente baixa, quando comparada com outros habitats marinhos, devido a esses factores que provocam elevado stress ambiental.

A vegetação típica de sapal, caracteristicamente formada por espécies halófitas e halotolerantes, pode suportar diferentes profundidades e períodos de submersão, de acordo com os limites típicos de cada espécie, criando-se assim uma zonação bem definida de espécies paralela à orla costeira. Estas zonas poderiam ser representadas simplesmente como ocupações específicas dos habitats mais indicados para as respectivas espécies. Habitats esses, que à medida que a sedimentação se vai acumulando, vão-se propagando. Ou seja, onde a vegetação vai fixando o sedimento e adicionando matéria orgânica, aumenta o substrato capaz de fixar as espécies, dando-se assim um avanço da sucessão ecológica.

As condições ecológicas nos sapais variam desde quase marinhas a quase terrestres. O que implica que, uma mudança, quer gradual quer abrupta, nessas condições, induz uma alteração correspondente, i.e. uma zonação dos diferentes organismos. Obviamente, vários factores ambientais impelem a regulação da distribuição e densidade das diferentes espécies, nomeadamente a energia disponível e o fluxo de nutrientes; as relações intra e inter-específicas dos diferentes organismos, bem como a sua capacidade de dispersão e colonização do habitat, área e permanência da exposição subaérea provocada pela topografia e pelas variações tidais; energia das ondas e correntes; condições físico-químicas como: pH, Eh, salinidade e temperatura; factores sedimentológicos, como a composição do sedimento, o tamanho do grão e a consistência do substrato. Aparentemente os factores dependentes do regime de correntes são os mais influentes, nomeadamente o comprimento e a extensão das marés, uma vez que o tempo que o substrato permanece submerso parece ser um factor crítico para a ecologia do sapal. Outros parâmetros que importam, também, realçar são a velocidade das correntes, a salinidade e a concentração de nutrientes.

Entre o sapal e o estuário ocorre uma troca constante de nutrientes, essenciais para a sobrevivência da fauna e flora do sapal. Por outro lado, a energia biológica que é fixada pelo sapal flui para o estuário sob a forma de detritos orgânicos, Reimold *et al.* (1975 in Davis, 1978).

Não é possível abarcar todos os intrincados processos deste ecossistema sem algum conhecimento básico da sua flora. A vegetação dos sapais é de tal forma conspícua e fundamental, que a sua ocorrência e distribuição é a base principal para a caracterização de sub-ambientes e habitats, não só do ponto de vista biológico, mas também sedimentológico. O sapal é caracterizado por uma formação vegetal baixa (0,3m a 1m) e fechada, constituída por espécies superiores halófitas e halotolerantes, euri-halinas e xeromórficas, que suportam rápidas variações de salinidade, temperatura e evapotranspiração, bem como o ímpeto das correntes fortes, de maré ou fluviais, e hidromorfia permanente, ou quase permanente, na zona radicular (Moreira, 1987).

Ainda Segundo Moreira (1987) a composição florística é variável local e regionalmente, dependendo localmente da micromorfologia dos rasos de maré e da textura dos solos e regionalmente das características climáticas e hidrológicas do biótopo.

É de referir que a diferenciação florística local, associada à posição morfológica que o sapal ocupa, e da qual depende, permite estabelecer a distinção das unidades florísticas e morfopedológicas do sapal. Convém no entanto esclarecer que, nem sempre estão de acordo os diferentes autores que se dedicam ao estudo ecológico, geomorfológico ou pedológico das áreas húmidas litorais, na classificação destas unidades (Moreira, 1987).

4.3.2. Produtividade

Os sapais estão entre os ecossistemas biologicamente mais produtivos do nosso planeta (figura 4.2) Conseguem mesmo ser mais produtivos que terrenos agrícolas intensamente explorados e altamente artificializados (Farinha & Trindade, 1994). Esta enorme produtividade deve-se essencialmente à forma como as plantas típicas do sapal vivem, morrem e se decompõem. Uma grande eficácia da flora, uma maior época anual de desenvolvimento das plantas do sapal e uma enorme abundância de nutrientes, permite ao ecossistema do sapal gerar e armazenar imensas quantidades de matéria

orgânica, abastecendo, assim, através do regime de marés, o estuário de nutrientes que irão entrar na cadeia alimentar da comunidade ecológica (Oberrecht, 2006).

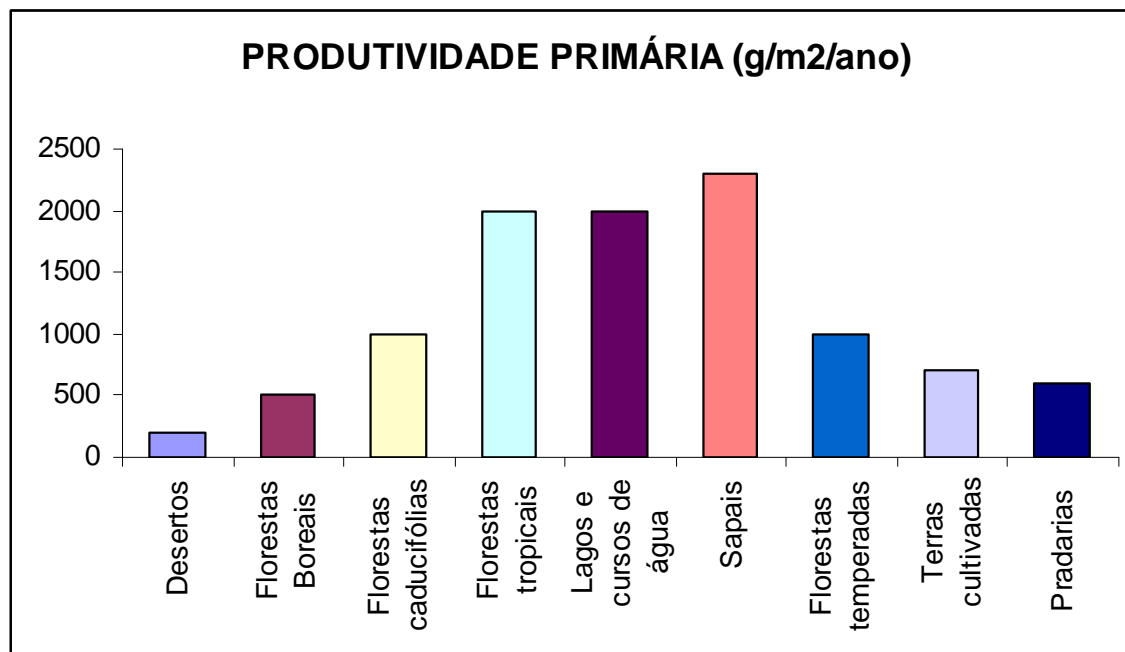


Figura 4.2 – Produtividade primária ($\text{g/m}^2/\text{ano}$) relativa das Zonas Húmidas em relação a outros ecossistemas (adapt. de US Fish and Wildlife Service, 1984).

As plantas dos sapais absorvem energia solar para produzirem fitoplâncton, tapetes de algas e plantas verdes que são essenciais para as teias alimentares que se estabelecem nos ecossistemas estuarinos. Devido à sua forma e disposição, a flora do sapal é capaz de captar até três vezes mais energia solar do que a maioria das espécies de plantas agrícolas. Esta extraordinária eficácia é explicada, em parte, pela orientação vertical das folhas de muitas das plantas típicas do sapal, o que permite expor o máximo de área à radiação solar ao longo do dia, reduzir a sombra às plantas adjacentes e diminuir também a probabilidade de sobreaquecimento das folhas. Além disso, a época anual de desenvolvimento vegetal da flora característica dos sapais, é superior à dos ecossistemas terrestres. Este facto pode ser explicado pelos efeitos moderadores da temperatura em ambiente aquático, i.e. ao contrário das plantas terrestres que estão sujeitas a grandes variações sazonais da temperatura atmosférica, as plantas de sapal beneficiam de um regime de temperaturas que se mantém muito mais constante, devido à presença da água no meio (Oberrecht, 2006).

4.3.3. Importância Ambiental

Num mundo em crescente expansão populacional, desenvolvimento económico e urbanístico, e conseqüente aumento dos níveis globais de poluição, o sistema costeiro encontra-se especialmente ameaçado, nomeadamente os sapais, visto serem zonas particularmente sensíveis. Além disso, muitos sapais ocupam posições tais que lhe permitem serem um forte entrave aos efeitos nocivos de violentas tempestades e furacões, antes que estes atinjam zonas povoadas.

Os sapais são, também, importantes berçários para muitas espécies piscatórias, bem como um importante elo na teia alimentar para praticamente todos os seres vivos dos habitats costeiros. Pelo exposto, podemos assim afirmar que o estudo dos sapais não é um assunto meramente académico, mas, pelo contrário, é um tema da maior pertinência e de aplicação prática nas actividades humanas, uma vez que os sapais desempenham inúmeras funções que se revelam de grande utilidade para os seres humanos, sob vários pontos de vista nomeadamente o ambiental, económico e turístico.

Além de serem, como já foi referido, altamente produtivos do ponto de vista biológico e servirem também de berçários e áreas de nidificação para inúmeras espécies, muitas delas com grande interesse económico e/ou turístico, os sapais servem também como um filtro natural, não só do sedimento mas também das toxinas existentes na água. As plantas dos sapais não só decompõem muitos poluentes em compostos menos nocivos, como o próprio transporte e deposição do sedimento minimiza os efeitos tóxicos dos poluentes. No entanto, convém referir que existe uma capacidade limite a partir da qual o sapal deixa de servir como um centro natural de tratamento de poluentes e um excesso de poluentes pode assim saturar a capacidade de filtragem do sapal.

Os sapais têm também um papel não negligenciável na contenção e amortecimento dos efeitos das tempestades e conseqüentemente na redução da erosão costeira. Além disso, os solos dos sapais, porosos e resilientes, bem como as plantas endémicas, têm uma grande capacidade de absorção e retenção das águas e como tal, podem ser também um importante auxílio ao controlo das cheias.

4.4. Processos de sedimentação nos sapais

Os sapais indicam o estágio final do nivelamento de planícies costeiras deltaicas, ou o enchimento de depressões, baías ou outras irregularidades ao longo da costa.

Representam até certo ponto uma medida da estabilidade e equilíbrio da zona costeira. A sequência sedimentar de um sapal torna-se então num valioso registo da história geológica da orla costeira, onde podem ser reveladas sucessões sedimentares completas, i.e. sem lacunas significativas. Os registos do enchimento dos sapais fornecem-nos assim inúmeros detalhes a nível da paleoecologia e da reconstituição ambiental.

Desde que haja um fornecimento de sedimento fino e que a acção das ondas seja suave, os sapais podem aumentar rapidamente a sua área. Bouma (1963), Macdonald (1977), e outros, sugeriram que os sapais contêm os sedimentos mais finos e melhor calibrados que qualquer outro ambiente intertidal (*in* Davis, 1978). É de salientar, no entanto, que estas generalizações não têm em conta o desenvolvimento de subfácies dentro dos sapais, bem como a relação que se estabelece entre o substrato do sapal e os habitats adjacentes (Davis, 1978).

A natureza dos sedimentos dos sapais pode ser caracterizada como uma mistura desigual de lodos e fibras vegetais, com alguma quantidade de fragmentos de conchas, partículas terrígenas da dimensão de grãos de areia e alguns restos de plantas de dimensões consideráveis. Podemos, no entanto, reafirmar que o ambiente de sapal é aquele que, tipicamente, contêm os sedimentos mais finos de entre todos os ambientes costeiros, existindo no entanto algumas excepções, onde podemos encontrar sapais em que predominam sedimentos com dimensões típicas das areias (Davis, 1978).

É também de salientar o papel dos animais e plantas no ecossistema de sapal, que potenciam, de forma não negligenciável, a acumulação de sedimentos de inúmeras formas. Este tema já foi extensamente abordado na literatura especializada, Tendo sido sintetizado por Davis (1978) nos seguintes pontos:

1. A vegetação do sapal tem um efeito de enfraquecimento nas ondas geradas pelo vento. Dependendo do estágio da maré, a espécie *Spartina alterniflora* pode reduzir a altura das ondas em 71% e a energia em 92%, Wayne (1976, *in* Davis, 1978).
2. Caules e raízes impedem o fluxo da corrente a partir da interfície água-sedimento, o que reduz a competência da corrente e induz a retenção do sedimento suspenso, Deery & Howard (1977, *in* Davis, 1978).
3. Outro aspecto, igualmente importante mas menos estudado, do efeito de obstrução vegetal no sapal, é o complexo sistema de contra-corrente criado pelos talos vegetais à medida que a massa de água avança pelo sapal, particularmente

nas “ilhas” do sapal e ao longo da fímbria do baixo sapal. Este efeito pode incentivar a deposição em determinadas áreas enquanto mantêm a suspensão, e geram correntes, em zonas mais turbulentas, cf. Christensen (1976, *in* Davis, 1978).

4. Algumas plantas podem gerar microambientes químicos que fomentam a flocculação das argilas. O sal, que é exsudado pelas plantas de forma a manterem o seu balanço osmótico, pode potenciar a salinidade na vizinhança das plantas. Por sua vez, este aumento de salinidade pode, eventualmente, fomentar a flocculação das argilas, incrementando assim a sua taxa de deposição, Pstrong (1972, *in* Davis, 1978).
5. As raízes ajudam a fixar o substrato sob a interface água-sedimento, promovendo assim a acumulação de sedimentos coesivos argilosos, Edward & Frey (1977, *in* Davis, 1978).
6. Algas, bactérias e filamentos de diatomáceas também ajudam a reter o sedimento e a estabilizar o substrato (Blum, 1968; Warne, 1971; Day *et al.*, 1973; Dale, 1974; Goulet, 1976; Ralph, 1977, *in* Davis, 1978).
7. Animais coloniais ou gregários, também podem influenciar a deposição sedimentar de forma similar às plantas, a coerência do substrato pode ser incrementada pela fixação dos mexilhões e pela rígida estrutura dos ostraídeos, Pstrong (1972, *in* Davis, 1978).
8. Os macroinvertebrados também retêm imensas quantidades de matéria orgânica e detritos inorgânicos suspensos, Kuenzler, 1961; Haven & Morales-Alamo, 1970; Kraeuter (1976, *in* Davis, 1978).

Ainda segundo Davis (1978) há também que considerar o processo biológico da pelitização das argilas e siltes pelos organismos que se alimentam de material suspenso, o que foi salientado por Pryor (1975, *in* Davis, 1978), i.e. o material orgânico e inorgânico é extraído da coluna de água por organismos residentes no sapal nomeadamente: camarões, mexilhões e ostras. Muita desta matéria orgânica é consumida, mas a restante, juntamente com alguma matéria mineral residual, é compactada no sistema digestivo do animal e depois excretada.

Tal como Pstrong (1972, *in* Davis, 1978), Pethick (1984, *in* Woodroffe, 2002) salientou que, a sedimentação nos sapais é também facilitada pela presença de algas na

superfície lodosa, e pela floculação e precipitação de argilas pelo sal exsudado das plantas halófitas.

A maioria do sedimento que entra num sistema costeiro é material fino composto por partículas, livres ou agregadas, orgânicas ou inorgânicas (Davis, 1978). O balanço sedimentar e a componente mineralógica específica de um sapal variam de acordo com factores biológicos, geográficos, climatológicos e oceanográficos locais (Davis, 1978). No entanto, e ainda segundo Davis (1978), a maioria dos sistemas de sapal dependem, directa ou indirectamente, de um dos seguintes mecanismos de fornecimento de sedimento: 1) fontes fluviais; 2) migração para terra de sedimentos finos provenientes da deriva litoral, ao longo da costa; 3) galgamento de barreira 4) erosão de arribas, promontórios ou outras estruturas sub aéreas de sedimento mais antigo, o que inclui considerável reciclagem de siltes e argilas dos sapais dentro do sistema estuário-sapal; 5) Sedimentos transportados pelo vento e 6) sedimentos biogénicos produzidos *in situ* (tais como restos vegetais e dejectos animais) e outros agregados orgânicos.

Os sedimentos transportados pelas correntes de maré tendem a ser calibrados verticalmente na coluna de água, Passega & Byramjee (1969, *in* Davis, 1978). O transporte é efectuado não apenas por mera deslocação, saltação ou suspensão, dependendo da dimensão do grão e da competência da corrente, mas também pela flutuação de detritos orgânicos (Davis, 1978). Os componentes mais pesados ou densos do leito de carga depositam-se principalmente: 1) dentro de largos canais de marés, como as barras longitudinais ou barras de meandro; 2) ao longo de bancos de enseada vegetados ou 3) no próprio sapal, por acção de pequenos canais de maré (Davis, 1978).

Siltes, argilas e detritos flutuantes tendem a ser transportados cada vez mais para o interior do sapal, se bem que quantidades apreciáveis destes sedimentos podem ser retidos ao longo dos bancos e diques (Davis, 1978). A porção de sedimento suspenso deposita-se, na sua maioria, provavelmente durante o intervalo de tempo entre-marés, quando a competência da corrente é mais baixa (Davis, 1978).

A deposição do material suspenso, por si só, não justifica as espessas acumulações de diferentes tipos de lodos que encontramos nos sapais, Pryor (1975, *in* Davis, 1978). Então, temos de considerar, também, outros mecanismos que o justifiquem. Floculação físico-química de argilas, formação de “*organoclays*” e retenção de sedimento biogénico são alternativas óbvias (Davis, 1978). As partículas individuais de argilas não têm dimensão e/ou densidade suficientes para facilmente

saírem do estado de suspensão e depositarem. No entanto, há que realçar a importância da floculação electrolítica das argilas de água doce quando em contacto com a água salgada, o que produz agregados argilosos de maiores dimensões e maior densidade, Whitehouse *et al.* (1960, in Davis, 1978).

Os sapais, tal como a maioria dos outros ambientes costeiros, estão sujeitos a regimes periódicos naturais, que alteram a intensidade dos processos biológicos e físicos. Esses regimes periódicos, estão directamente relacionados com mudanças climáticas sazonais, tais como aumentos e reduções do caudal do rio, e conseqüentemente no transporte de sedimento, conforme a pluviosidade ou redução da actividade biológica e aumento das tempestades, principalmente durante o Inverno. É de referir também, que o aumento da turbulência durante o Inverno, que se traduz numa maior frequência de regimes tempestuosos, pode incrementar a erosão costeira. Mesmo tempestades de intensidade moderada podem manter os siltes e as argilas em suspensão, diminuindo assim a taxa de deposição, mas aumentando a taxa de dispersão. Estes períodos de aumento na intensidade de ondas e correntes são particularmente importantes na erosão e redistribuição dos sedimentos locais, alguns dos quais podem eventualmente ser confundidos com sedimentos recentemente introduzidos no sistema, Morgan (1977, in Davis, 1978).

A zona do estuário que suporta o ambiente típico de sapal varia bastante, podendo ir desde toda a área do estuário, exceptuando obviamente os canais de maré para apenas uma pequena fímbria de apenas alguns metros. A proporção do estuário que tem coberto vegetal tende a ser um indicador da maturidade do estuário, e da quantidade de sedimento que contém (Davis, 1978).

O ambiente do sapal encontra-se num delicado equilíbrio com o nível médio do mar. Uma vez que se estima que a subida média do nível médio do mar se situa entre 1,5 e 2,0 mm/ano, significa que os sapais costeiros devem, por sua vez, acumular entre 1,5 a 2,0 mm de sedimento por ano, de forma a poderem manter o seu nível de elevação em relação ao mar, criando-se assim um equilíbrio entre a subida do nível médio do mar e a acumulação de sedimento. Se a velocidade de subida do nível médio do mar sofrer um acréscimo induzido por factores antropogénicos, podem surgir sérios problemas que afectem gravemente os ecossistemas de sapal, nomeadamente a inundaçã e submersão destas zonas. Não é por demais realçar que estes ecossistemas são intertidais ou seja, prolongam-se apenas até ao limite superior das maiores marés-altas que ocorrem na

primavera e, portanto, caracterizam-se por serem topograficamente muito pouco elevados. Esta temática torna-se particularmente pertinente, se tivermos em conta quer a enorme produtividade biológica, quer a importância que estes ecossistemas têm, de uma forma geral, para toda a dinâmica da zona costeira.

O substrato dos sapais é uma matriz complexa de solo mineral, raízes e rizomas de plantas, fragmentos de fibras vegetais, matéria orgânica resultante da decomposição de matéria vegetal morta e água. Todos estes componentes contribuem num certo grau para a elevação topográfica da área do sapal.

As taxas de sedimentação num sapal não são constantes em todo o seu perfil e podem ser influenciadas por vários factores, em particular pela elevação topográfica da área, pela sua maturidade e principalmente pelas submersões, induzidas pelo regime de marés, a que está sujeito (Richards 1934; Steers 1948; Pethick 1981; Stoddart *et al.* 1989; Adam 1990, *in* Woodroffe, 2002). Outros factores a considerar incluem a proximidade dos canais de maré, do alcance das marés, da frequência e intensidade das tempestades, acumulação da matéria orgânica, compactação do sedimento e o coberto vegetal (Ranwell 1964; Harrison and Bloom 1977; Randerson 1979; Stumpf 1983; Stoddart *et al.* 1989, *in* Woodroffe, 2002). É de referir ainda que os padrões de sedimentação também variam sazonalmente, Ranwell (1964, *in* Woodroffe, 2002) e podem ser influenciados por processos bióticos.

A taxa de sedimentação pode ser medida em escalas temporais e espaciais, no entanto, taxas e padrões de curto prazo podem não reflectir taxas de longo prazo devido a factores como a sazonalidade e tempestades (Woodroffe, 2002).

CAPÍTULO V – Estuário do Sado



Figura 5.1 – Vista aérea do Estuário do Sado.

5.1. Enquadramento Geográfico e Caracterização Morfológica

A bacia hidrográfica do Sado (BHS), abrange uma superfície aproximada de 7690 km² (Hidroprojecto, 1999-2003) e encontra-se delimitada pelas bacias do Tejo a N, do Mira a S, do Guadiana a W e pela faixa litoral a E (figura 5.2 A). Situada entre os 37° 25`/38° 40` de longitude W, abarca os distritos de Setúbal, Évora e Beja (figura 5.2 B).

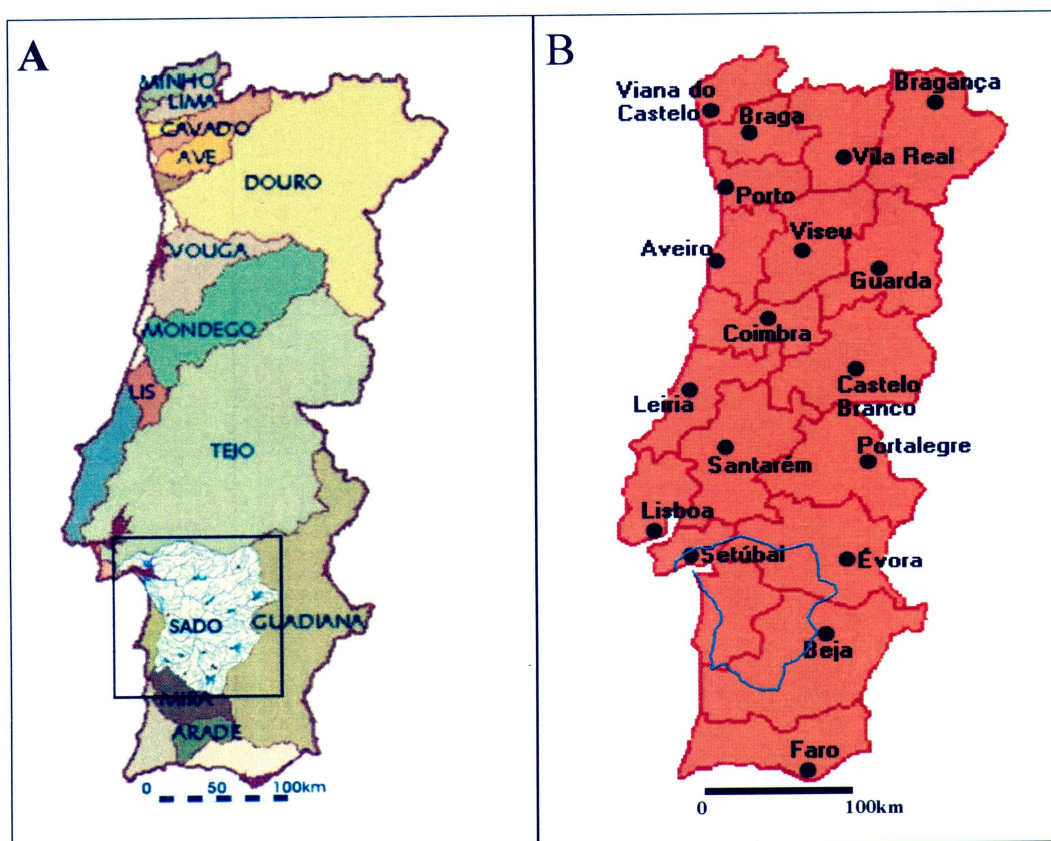


Figura 5.2 – Localização da bacia hidrográfica do Sado e fronteira com outras bacias hidrográficas (A); Distritos abrangidos pela Bacia hidrográfica do Sado (B). (adapt. de Andrade *et al.*, 2004).

O Rio Sado nasce na Serra da Vigia a uma altitude de 230m. Corre na direcção sul – norte até à confluência com a Ribeira de Odivelas, flectindo depois para noroeste até à foz, junto a Setúbal, apresentando uma extensão de 107 km (Farinha & Trindade, 1994).

A bacia hidrográfica do rio Sado (figura 5.3) é a maior bacia hidrográfica nacional, abrangendo uma superfície total de 8341 km², dos quais cerca de 92,2% (7690 km²) correspondem à bacia do canal principal e os restantes 651 km² aos cursos de água da plataforma litoral atlântica (Hidroprojecto, 2001). É limitada a norte pela bacia do rio Tejo, a este pela bacia do rio Guadiana, a sul pela bacia do rio Mira e a oeste por uma faixa costeira que drena directamente para o mar. A bacia apresenta uma orientação geral Sul – Norte, com largura ligeiramente inferior ao comprimento.

A rede hidrográfica (figura 5.4) constituída por 828 linhas de água, apresenta uma disposição centrípeta, bem adaptada às formas da bacia (Hidroprojecto, 2001). Os seus principais afluentes, na margem direita e no sentido jusante-montante, são as

ribeiras da Marateca, S. Martinho, Alcáçovas, Xarrama, Odivelas e Roxo, enquanto na margem esquerda e segundo a mesma orientação, destacam-se as ribeiras de Grândola, Corona, Campilhas e Comporta. Além das águas fluviais das ribeiras há que ter em conta também as águas dos efluentes (domésticos e industriais) da área urbana e industrial de Setúbal, e as águas atlânticas, que na enchente, penetram para o interior até Águas de Moura (na ribeira da Marateca), Monte Novo da Palma (na ribeira de S. Martinho), Alcácer do Sal (no rio Sado) e Comporta (Moreira, 1987).

A rede hidrográfica apresenta uma natural tendência, para se instalar sobre as principais fracturas, evidenciando-as. Designadamente, nas formações paleozóicas do Maciço Antigo.

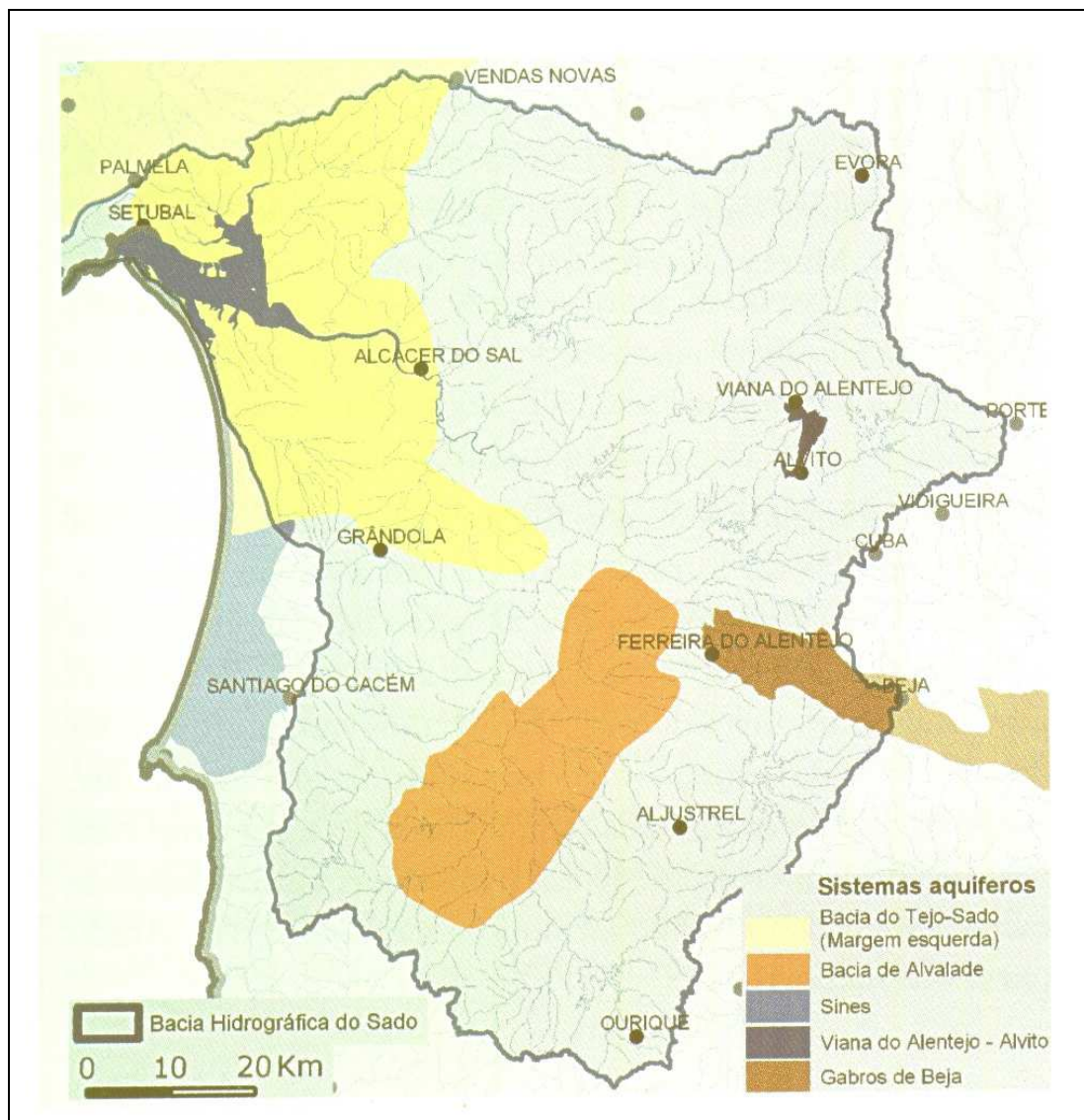


Figura 5.3 – Bacia hidrográfica do Sado. Linhas de água e aquíferos. (adapt. de SIAM II, 2006).

relevos interiores, onde se incluem a serra da Vigia (393m), o horst de Relíquias, com altitudes que rondam os 300m e a serra de Portel, com 421m.

Na área correspondente à bacia do Sado, as vertentes apresentam diferentes dimensões e valores de declive, sendo este aspecto uma das consequências da dessecação que os cursos de água imprimem às formas de relevo. Na bacia hidrográfica do Sado predominam as áreas de declive compreendidos entre os 0 e os 5% às quais correspondem, de uma forma geral, todo o estuário, a planície litoral, o «miolo» sedimentar da mesma e alguns retalhos da peneplanície do Baixo Alentejo.

Na figura 5.5, representa-se a hipsometria e os principais relevos marginais da BHS.

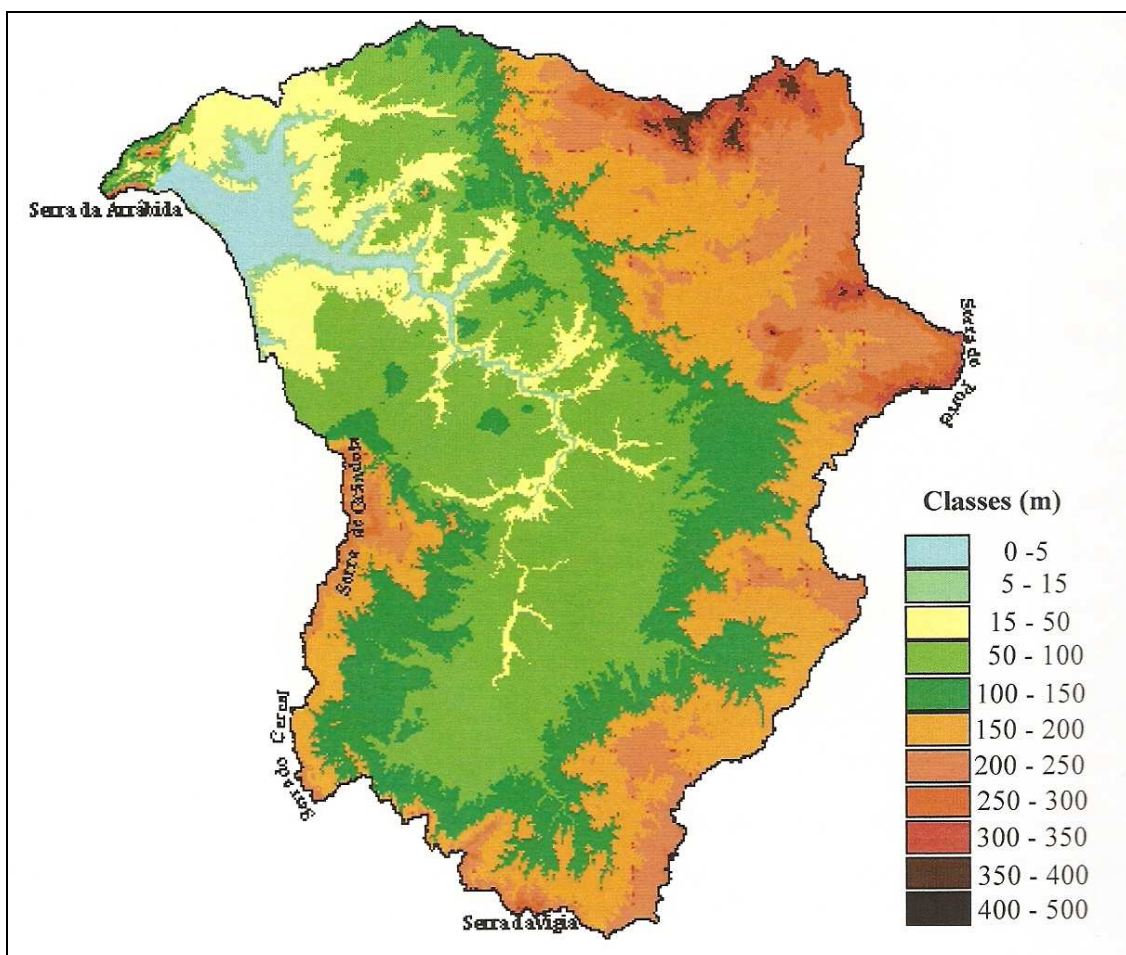


Figura 5.5 – Hipsometria da bacia hidrográfica do Sado e principais relevos marginais. (adapt. de Andrade *et al.*, 2004).

O rio Sado entra no estuário através do Canal de Alcácer, ao longo do qual a maré se propaga por cerca de 20 km. O Sado pode ser considerado como um rio com

um declive montante-jusante pouco acentuado, uma vez que mais de metade do seu percurso (95 km) se situa abaixo dos 50 m de altitude, tendo aqui um declive médio de 0,15%.

O domínio externo do estuário do Sado coincide com um baixio arenoso de 47 km² de superfície cuja região apical corresponde ao banco do Cambalhão. O canal de acesso ao estuário entalha este baixio em cerca de 6 km para SW da embocadura, com profundidades que diminuem progressivamente em direcção ao oceano e são mantidas por dragagem periódica no passe da barra em torno da cota – 12 m (SIAM II, 2006). O banco exterior encontra-se abrigado da agitação marítima predominante na costa ocidental devido à saliência do cabo Espichel e ao desfasamento em longitude entre aquele promontório e a restinga de Tróia, em consequência da presença do maciço da Arrábida. Desta forma, a costa de Tróia é apenas actuada por ondulação com rumos para sul do oeste e apresenta um nível energético baixo (SIAM II, 2006).

O domínio interno apresenta duas direcções de alongamento preferencial: a mais importante estende-se por 37,5 km segundo NW-SE, desde a embocadura até Alcácer do Sal; a segunda, com orientação NNE-SSW, prolonga-se por 25 km desde a região de Águas de Moura até à Comporta. Com uma área inundada de cerca de 150km², o estuário tem uma profundidade média de 8m e máxima de 50 m junto à margem Norte, próximo do Outão (SIAM II, 2006). No interior do estuário o canal de acesso bifurca-se em dois canais (canal Norte e canal Sul), separados por baixios arenosos, como os da Cabra, Campanário, Cabecinha, Carraça e Escama Ferro (SIAM II, 2006).

O estuário propriamente dito, tem uma área total de 23 560 ha (Guerreiro, *et al.*, 1998 *in* INAG, 2003) e pode ser dividido, com base em considerações geométricas, em duas regiões distintas. Uma primeira região, mais a jusante, com uma superfície de 140 Km² e uma profundidade média de 10m, e uma segunda região situada entre a Ilha do Cavalo e Alcácer do Sal, numa extensão de 20km. Nesta última o estuário é estreito, com largura inferior a 700m, e pouco profundo, com profundidade média da ordem de 1m.

Considerando o limite de intrusão salina máxima, o comprimento total do estuário é de 70 Km. A largura na embocadura é de 1500 m (Castanho, 1961, Dias, 1999, Coelho & Bravo, 2000 *in* INAG, 2003).

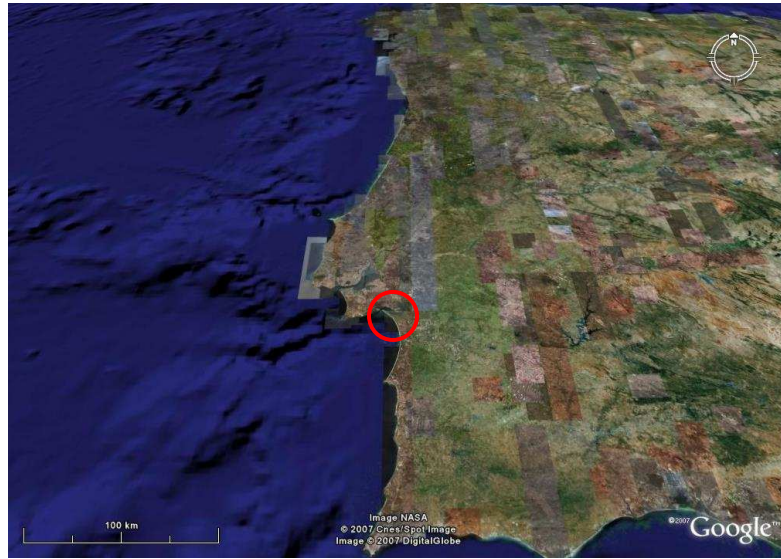


Figura 5.6 a)

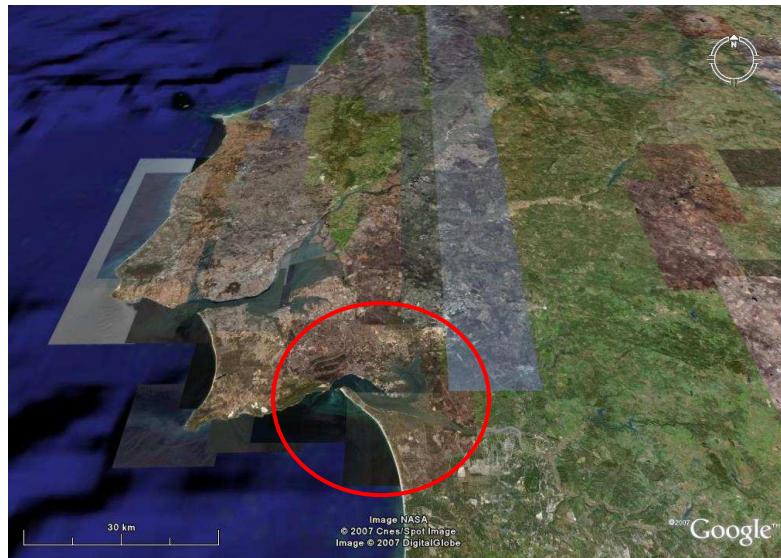


Figura 5.6 b)

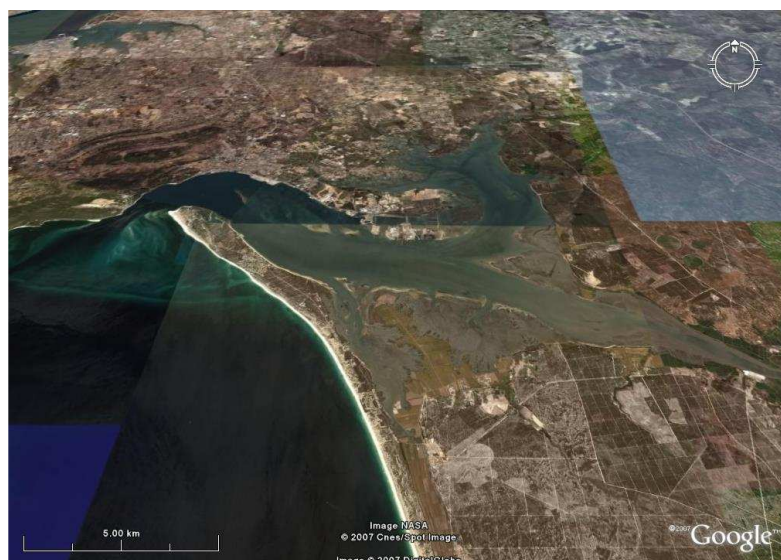


Figura 5.6 c)

Figuras 5.6 a) b) c) – Localização do Estuário do Sado (adapt. de *Google Earth*, 2007)

Do ponto de vista morfológico (figura 5.7) o estuário pode-se dividir em duas regiões de características distintas: o estuário propriamente dito e o canal de Alcácer. A primeira apresenta uma topografia complexa, de acentuada curvatura, com extensas zonas de terraços de maré e sapais a montante e dois canais a jusante separados por bancos de areia. Estes bancos de areia individualizam um canal Norte e um canal Sul com características hidrodinâmicas diferentes (INAG, 2003).

Os rasos de maré e sapais de montante ocupam cerca de um terço do estuário e estão na sua grande maioria integrados na Reserva Natural do Estuário do Sado, bem como a maioria do Canal de Alcácer e região envolvente, a qual é constituída essencialmente por zonas agrícolas e florestais. Nesta região a pesca e a aquacultura são actividades económicas importantes (INAG, 2003).

O rio Sado e as ribeiras de S. Martinho, Marateca e Comporta desaguardam conjuntamente para o estuário, que se encontra protegido da agitação oceânica pela restinga de Tróia (Moreira & Oliveira, 1985, *in* Moreira, 1987).

Ao abrigo desta barreira acumularam-se, na faixa entremarés, os sedimentos fluvio-marinhos que construíram os rasos de maré da península de Tróia, entre Malha da Costa e a Comporta, da vasta planície triangular da Carrasqueira e da orla meridional da península da Mitrena. Estas últimas prolongam-se pelas margens da ribeira da Marateca, abrigadas da agitação lagunar pela própria península da Mitrena.

A península de Tróia no estuário do Sado é um exemplo típico das restingas do litoral Português, com uma orientação meridiana, mas com a respectiva ponta livre apontada a Norte (figura 5.6c) ou seja, contrariando o sentido predominante da deriva litoral regional. O alongamento para Norte desta restinga, que se enraíza a sul do principal curso de água afluente à costa, provocou extensão e desvio pronunciados da desembocadura fluvial (Andrade, 1998). Este facto encontra explicação geral, na costa portuguesa, na presença de um efeito de inversão local da deriva litoral, produzida pela distribuição batimétrica resultante do leque sedimentar submarino que caracteriza os depósitos fluviais do estuário exterior (Alves, 1989, *in* Andrade, 1998) e, neste caso, pelo efeito de abrigo induzido pela cadeia da Arrábida relativamente aos rumos de onda de NW (Andrade, *et al.* 2006).

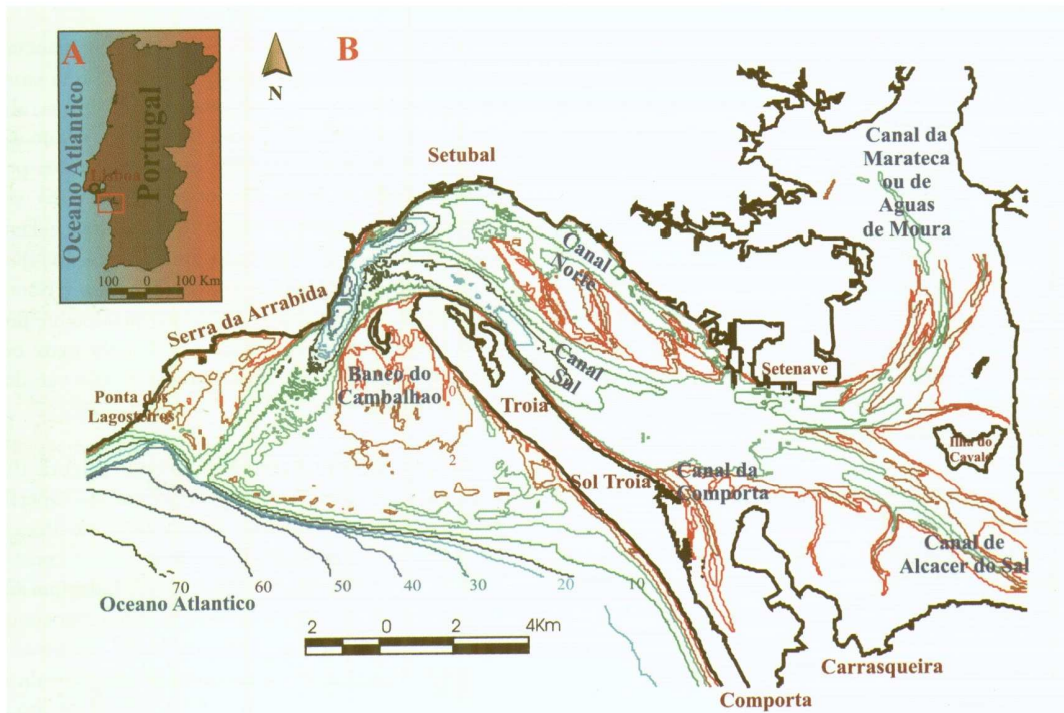


Figura 5.7 – Estuário do Sado, toponímia e organização morfológica (adapt. de SIAM II, 2006).

5.2. Caracterização Climática

Toda a área do estuário do Sado apresenta um clima de tipo mediterrâneo sub-húmido, segundo as classificações bioclimáticas de Emberger e de Gaussen, (Alcoforado *et al.*, 1983, *in* Moreira, 1987), i.e. com verões quentes e secos e elevadas taxas de evaporação, o que provoca a dissecação das argilas e a precipitação de cristais de sal na superfície não vegetada do sapal e no fundo de charcos salinos secos. No Inverno as chuvas aceleram os processos erosivos no sapal (Moreira-Lopes, 1979; Moreira, 1987). É também um clima mesotérmico (temperatura média anual de 15,5°C a 16°C), com Verões muito quentes e secos (Moreira, 1987).

A média das temperaturas máximas dos meses de Verão varia entre 26,8°C e 28,3°C em Setúbal – estaleiros da Setenave – 27,5°C e 29,7°C em Setúbal, 28,7°C e 29,5°C em Águas de Moura e 21,3°C e 29,1°C em Alcácer do Sal, considerando-se, respectivamente, os valores observados num ano húmido (1977-1978) e num ano seco (1975-1976) (Moreira, 1987). A temperatura máxima do mês mais quente, Julho ou

Agosto, pode atingir valores superiores a 40°C em Alcácer do Sal e de cerca de 39°C nas restantes estações.

As médias das temperaturas mínimas do mês mais frio, Janeiro, variaram, no ano seco, entre -0,7°C em Águas de Moura e 2,6°C em Setúbal-Setenave. Em Setúbal, Alcácer do Sal e Águas de Moura, registaram-se temperaturas mínimas, respectivamente de -5,1°C, 5,7°C e 6,6°C, no mês de Janeiro, no ano seco (Moreira, 1987).

Segundo dados do projecto SIAM II (2006), obtidos nas estações de Setúbal, Alcácer do Sal e Alvalade do Sado (que se posicionam ao longo do rio Sado, desde a foz para montante), a estação de Setúbal é a que regista as temperaturas máximas mais baixas e as mínimas mais altas devido a estar situada na costa, junto à foz do Sado. No caso das três estações apresentadas, quanto mais afastada da foz está a estação, maior é a temperatura máxima e menor é a mínima. Deste modo, Alvalade do Sado é a estação que apresenta as temperaturas máximas mais elevadas e as mínimas mais baixas, por estar situada numa região interior mais a sul.

A precipitação anual na bacia do Sado é em média de 620 – 650 mm. A evapotranspiração potencial varia entre 1370 mm e 2000 mm (INAG, 2003). De acordo com os dados do Projecto SIAM II (2006), verifica-se que, num ano médio, a precipitação da bacia do Sado é ligeiramente superior a 600 mm/ano. É a segunda bacia com menor precipitação de Portugal, ultrapassada somente pela bacia do rio Guadiana com 570 mm/ano. Taxas de evapotranspiração potencial superiores a 1100 mm/ano e temperaturas anuais entre os 15 a 16°C, implicam um défice de recursos hídricos no balanço hídrico final em alguns anos hidrológicos (SIAM II, 2006).

5.3. Caracterização Hidrológica, regime de marés e circulação estuarina

5.3.1. Caracterização Hidrológica e regime de marés

As marés, no estuário do Sado, são semi-diurnas e regulares (Psuty & Moreira, 2000; INAG, 2003; Andrade *et al.*, 2006). De acordo com a classificação de Hayes (1975, *in* Perillo, 1995), o estuário do Sado é do tipo mesotidal elevado, com amplitudes de maré que atingem, na embocadura, 1,3m em águas mortas e 3,5m em águas vivas. A amplitude de maré eleva-se no interior do estuário, atingindo, em praia mar de águas

vivas, os 3,99m na Herdade do Pinheiro e os 4,14m em Montalvo (Andrade *et al.*, 2006).

Na classificação de Darlymple *et al.* (1992, *in* Perillo, 1995) o estuário do Sado pode ser considerado como um *estuário dominado pela maré*. Uma vez que a influência do oceano é predominante neste estuário, e os caudais fluviais podem ser considerados reduzidos e a contribuição do regime fluvial e do vento, são significativas apenas em condições extremas.

Devido às flutuações do caudal do rio Sado, ocorrem grandes variações sazonais da intrusão salina. A cunha salina, que no Verão penetra até Alcácer, pode, no Inverno, avançar apenas até ao nível da ilha do cavalo (Vale & Sundby, 1980, *in* Sousa, 2006).

No estuário do Sado, a maré é do tipo semi-diurno com amplitudes na barra que variam de 3.2m em maré viva a 1.2m em maré morta. O caudal médio anual, natural, do rio seria de cerca de 40m³/s, apresentando forte variabilidade sazonal, com valores médios diários inferiores a 1m³/s no Verão e superiores a 150m³/s no Inverno (Cabeçadas, 1993). O estuário pode ser classificado como fracamente estratificado, segundo o critério de Hansen e Rattray (Ambar *et al.*, 1980 *in* INAG, 2003). O prisma de maré varia entre 100 e 450hm³, com um valor médio de 290 hm³ (Castanho, 1961; Dias, 1999 *in* INAG, 2003).

A identificação do regime hidrológico é essencial para a compreensão dos processos sedimentares das zonas húmidas dos estuários (Verger, 1968; Ranwell, 1972; Chapman, 1974, *in* Moreira, 1992). De acordo com Âmbar *et al.* (1980, *in* Moreira, 1992) o regime fluvial do Sado é do tipo Mediterrânico. No entanto, ainda segundo Moreira (1992), actualmente durante a época das chuvas as inundações são controladas por inúmeras represas. Várias vezes, durante os Invernos, ou no início da Primavera, descargas controladas das represas provocam inundações artificiais. Devido a estas águas conterem um elevado nível de turvação, i.e. de resíduo sólido, este processo torna-se relevante para os processos de acreção sedimentar estuarina actuais (Moreira, 1992). Durante o período estival a descarga fluvial para o estuário pode ser considerada insignificante (Moreira, 1992).

O regime de marés do estuário do Sado é semidiurno e mesotidal. O alcance máximo da maré-alta na Primavera é de 3.7 metros na entrada do Estuário (na península de Tróia) e de 4 m em locais interiores do estuário (Comporta, Palma, Zambujal e Mitrena). A altura das ondas no estuário é normalmente inferior a 1m. Durante o Verão,

a altura máxima das ondas encontra-se associada aos ventos de Norte – *Nortada* – no Inverno, ventos de Noroeste afunilam pelo canal estuarino da Marateca e geram ondas de cerca de 1m. Estas ondas produzem erosão considerável nos diques que se encontram mais expostos (Moreira, 1992).

Os caudais instantâneos variam de $1\text{m}^3/\text{s}$ na estação seca a $50 - 80\text{m}^3/\text{s}$ na húmida (Dias, 1999, *in* INAG, 2003), podendo pontualmente atingir valores da ordem de $470\text{m}^3/\text{s}$. No entanto, ainda segundo o INAG (2003) actualmente as afluições podem ser muito menores, devendo o caudal médio ser de apenas $7,7\text{m}^3/\text{s}$ num regime hidrológico muito irregular, registando-se índices de irregularidade (máx/mín) que variam entre 14,8 e 180. Os principais afluentes, a montante do estuário são a Ribeira de Odivelas e o Xarrama, com escoamentos de cerca de 100hm^3 em regime natural (Loureiro *et al.*, 1986, *in* INAG, 2003).

O escoamento no estuário do Sado é devido essencialmente à maré, sendo o caudal de água doce insuficiente para ter uma influência significativa neste processo (INAG, 2003). O efeito do vento, com uma nortada importante no Verão, resume-se à camada superficial, não alterando o padrão global de circulação. A altura das ondas dentro do estuário é normalmente inferior a 1m, não chegando a ondulação marítima a passar a barra (Moreira, 1992).

A penetração da maré no canal de Alcácer depende do fluxo de água doce. Para caudais da ordem de $5\text{m}^3/\text{s}$ a onda de maré, com cerca de 3m de amplitude em Tróia, propaga-se até 15km a montante de Alcácer do Sal e a intrusão salina até 8km (INAG, 2003).

Na zona de Alcácer do Sal a curva de maré é ligeiramente distorcida e o período de vazante excede o período de enchente, sendo o atraso considerável (1h 10m) em relação à barra (Castanho, 1961; Lima & Vale, 1978, *in* INAG, 2003).

Segundo dados publicados no Projecto SIAM II (2006) relativos ao prisma de maré do estuário, observa-se uma tendência para a sua diminuição ao longo dos últimos 34 anos. Esta variação foi mais importante no intervalo de 1968 a 1977, em que o prisma de maré diminuiu, em média anual, de 1% do valor inicial. A evolução posterior a 1977 caracteriza-se por uma redução anual de 0,2%. Ainda segundo o Projecto SIAM II (2006) a evolução da secção da barra reflecte principalmente assoreamento da margem Sul, mantendo-se a profundidade do canal e a configuração da margem Norte sem modificações significativas.

5.3.2. Circulação estuarina

A circulação estuarina é dominada pela propagação da maré, face aos tributários fluviais pouco caudalosos (Sousa, 2006).

Ocorre uma acentuada assimetria na propagação da maré nos canais norte e sul, do ponto de vista hidrodinâmico (Sousa, 2006). O movimento de saída de água, processa-se, essencialmente, através do canal sul, que é mais profundo e tem correntes de maior intensidade, enquanto que a entrada de água se faz, predominantemente, pelo canal norte (Ambar *et al.*, 1982, *in* Andrade *et al.*, 2006).

O desfasamento entre a circulação nos dois canais é bem evidente no momento de baixa-mar ao nível do Outão, observando-se o início do movimento de enchente no canal norte, enquanto no canal sul o movimento de saída de água é ainda apreciável (Ambar *et al.*, 1982, *in* Andrade *et al.*, 2006).

O principal fornecedor de água doce ao estuário é o Canal de Alcácer, podendo-se considerar os canais de Águas de Moura e da Comporta como tendo caudais negligenciáveis. A circulação de água doce é influenciada pelos baixios que separam o canal norte do canal sul e pelos aterros da Eurominas e Setenave, os quais determinam uma concentração dessa água junto à Setenave, antes de se encaminhar para oeste, no canal sul, funcionando esta zona como um reservatório de água doce (Costa, 1988, *in* Sousa, 2006).

De acordo com Wollast (1978, *in* Andrade *et al.*, 2006) a zona entre o cais da Setenave funciona como uma zona tampão definindo uma fronteira entre duas áreas estuarinas com gradientes de salinidade diferentes: alto estuário e baixo estuário. A montante da zona tampão, o alto estuário caracteriza-se por um forte gradiente de salinidade, contrastando com o baixo estuário, situado a jusante, que apresenta um fraco gradiente de salinidade, denotando-se assim, respectivamente, duas zonas: uma de influência mais fluvial e outra de influência predominantemente marinha. No entanto, devido à forte variação sazonal de precipitação na bacia, que implica obviamente uma forte variação sazonal (e interanual) no caudal do rio Sado, a fronteira entre estas duas zonas varia de posição, para montante ou jusante, não apresentando um limite estático.

O estuário do Sado pode, segundo a classificação de Pritchard (1952, *in* Davis & Fitzgerald, 2004) ser classificado como um *estuário parcialmente misturado ou totalmente misturado*. Uma vez que, de acordo com o Hidroprojecto (1999-2003, *in*

Sousa, 2006), considerando-se as profundidades baixas existentes no estuário, o efeito da corrente de maré traduz-se por uma mistura acentuada na vertical.

5.4. Enquadramento Geológico e Geomorfológico da Bacia do Estuário do Sado

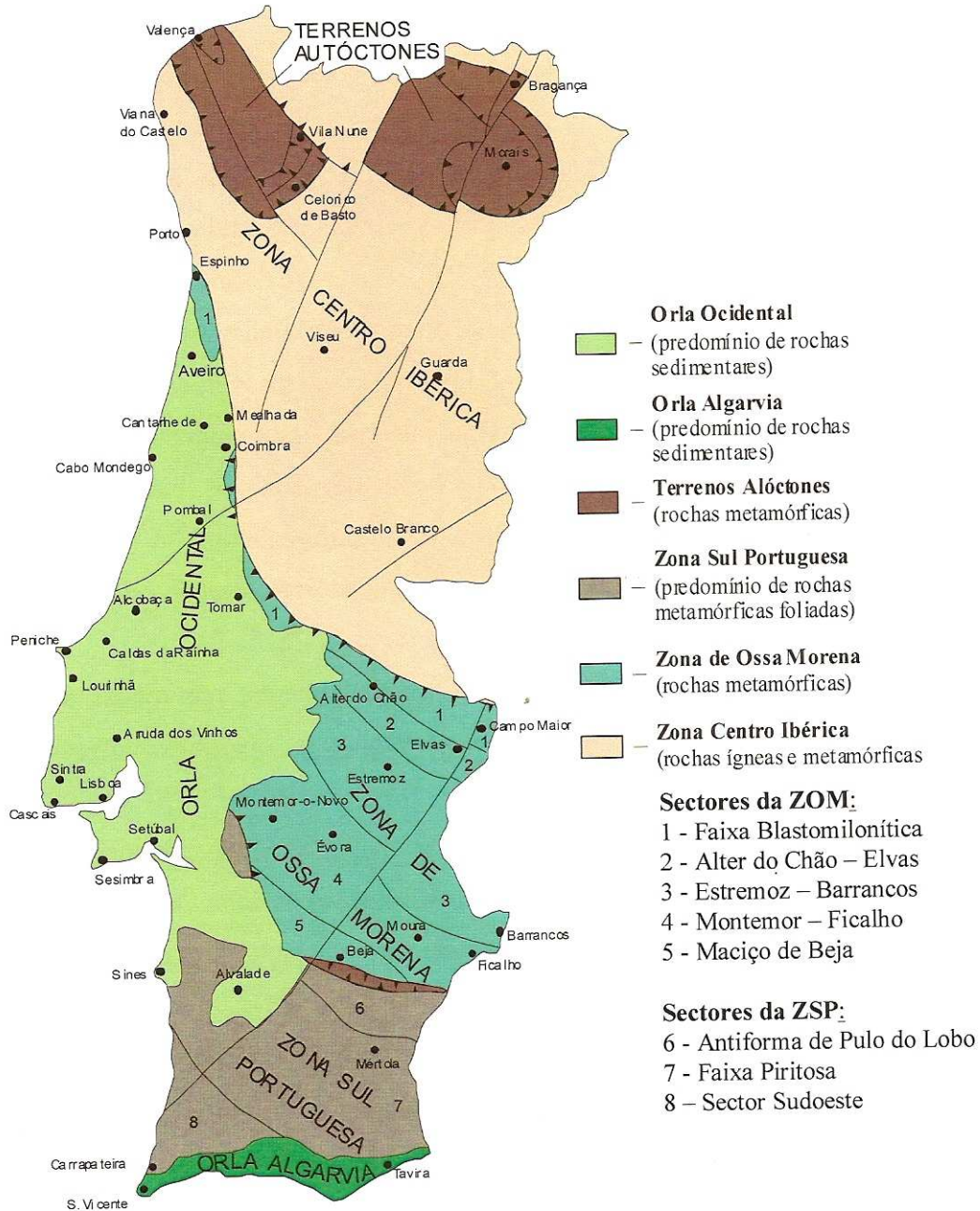


Figura 5.8 – Divisões Tectono – Estratigráficas de Portugal (adapt. Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000).

A Bacia do Sado é uma bacia sedimentar que, juntamente com a bacia do Tejo e do Mondego, mais a Norte, constituem as principais bacias cenozóicas da Unidade Tectono-Estratigráfica designada como “Orla Ocidental”, na Margem Ocidental Ibérica (figura 5.8).

Do ponto de vista geomorfológico, a Bacia do Sado corresponde a uma extensa área coberta por depósitos cenozóicos (areias, cascalheiras, arenitos, argilas e calcários mais ou menos margosos) de idade diversa, do Miocénico ao Holocénico, mas essencialmente plio-quadernários (Pimentel, 1997). De uma forma geral podemos afirmar que às menores altitudes correspondem formações terciárias, enquanto às maiores altitudes estão associadas as rochas xistosas do Maciço Antigo, sendo possível encontrar a sua separação aproximadamente a partir da cota dos 100m e no sentido litoral – interior (xistos argilosos, xistos calcários, grauvaques, quartzitos, filitos, micaxistos, derrames diabásicos e porfíricos, atravessados por intrusões dioríticas) e sobrepõe-se a unidades tectono-estratigráficas do Paleozóico, nomeadamente: uma pequena porção na região Noroeste da Bacia sobrepõe-se à Zona de Ossa Morena (ZOM) e na grande maioria da área sobrepõe-se à Zona Sul Portuguesa (ZSP).

De uma forma geral, a bacia pode ser caracterizada como sendo bastante homogénea e morfologicamente pouco acidentada, exceptuando, no entanto, ao encaixe de alguns cursos de água.

Para Norte estende-se em continuidade morfológica até à Marateca e Setúbal, indo depois ligar-se à Bacia do Baixo Tejo, constituindo um conjunto morfológico definível como Bacia do Tejo-Sado (Carvalho *et al.*, 1985 *in* Pimentel, 1997).

De acordo com Pimentel (1997), na bacia cenozóica do Sado, segundo a sua configuração e morfologia actuais, podem considerar-se três sectores: O sector setentrional da Bacia do Sado (SSBS), que corresponde essencialmente à região terminal da bacia hidrográfica do rio Sado, a juzante de Alcácer do Sal; o sector intermédio (SIBS) que pertence à região da bacia a Sul de Alcácer do Sal e a Norte do alinhamento definido pela falha de Grândola e o seu prolongamento para Sudoeste, até Ferreira do Alentejo e o Sector meridional (SMBS) que equivale à área da bacia situada a Sul do alinhamento da falha de Grândola, e que se estende para Sudoeste até às proximidades da falha da Messejana.

Esta bacia foi formada em associação com abatimentos tectónicos sucessivos, podendo ser actualmente caracterizada como uma vasta planície preenchida por

sedimentos cenozóicos, nomeadamente: areias, cascalheiras, arenitos, argilas e calcários mais ou menos margosos, formando séries litológicas que vão do Miocénico ao Holocénico (SIAM II, 2006).

Segundo Galopim de Carvalho (1983), não existem razões de ordem geocronológica, litológica ou estrutural que permitam individualizar a bacia do Tejo e do Sado. Pelo contrário, elas continuam-se no terreno e as razões indicadas apontam, sim, para uma única bacia em termos geológicos. A individualização desta bacia Tejo-Sado teve início no Terciário antigo com o afundamento, entre falhas, da região e subsequente enchimento com materiais oriundos das zonas periféricas. A subsidência da área da bacia tem sido uma constante da sua evolução e aparentemente este fenómeno mantém-se actuante (Galopim de Carvalho, 1983). Ainda de acordo com este autor, a sedimentação tem vindo, desde o início, a compensar a subsidência.

A génese terciária da bacia Tejo-Sado tem sido geralmente associada à movimentação normal das falhas NE-SW que actualmente a ladeiam, nomeadamente a Falha do Baixo-Tejo, Ponte de Sôr e Messejana (Carvalho *et al.*, 1985; Pimentel e Azevedo, 1994, *in* Pimentel, 1997). Tais movimentações originariam a subsidência das áreas delimitadas por aquelas falhas, acompanhadas pelo despoletar da erosão das áreas circundantes e início do preenchimento sedimentar da Bacia em toda a sua extensão.

5.4.1. Breve descrição das unidades subjacentes à Bacia do Sado

Zona Sul Portuguesa (Paleozóico)

Conforme se pode constatar na figura 5.9, os terrenos da ZSP afloram essencialmente a SW e SE da bacia sedimentar, bordejando a bacia do Alto Sado e constituindo os relevos litorais das serras de Grândola e Cercal, a oeste e os relevos interiores da peneplanície alentejana, para leste.

A Carta Geológica na escala 1:500.000 (Delfim de Carvalho *et al.*, 1992) considera os terrenos da ZSP divididos em três sectores: o Antiforma do Pulo do Lobo; a Faixa Piritosa e o Sector Sudoeste.

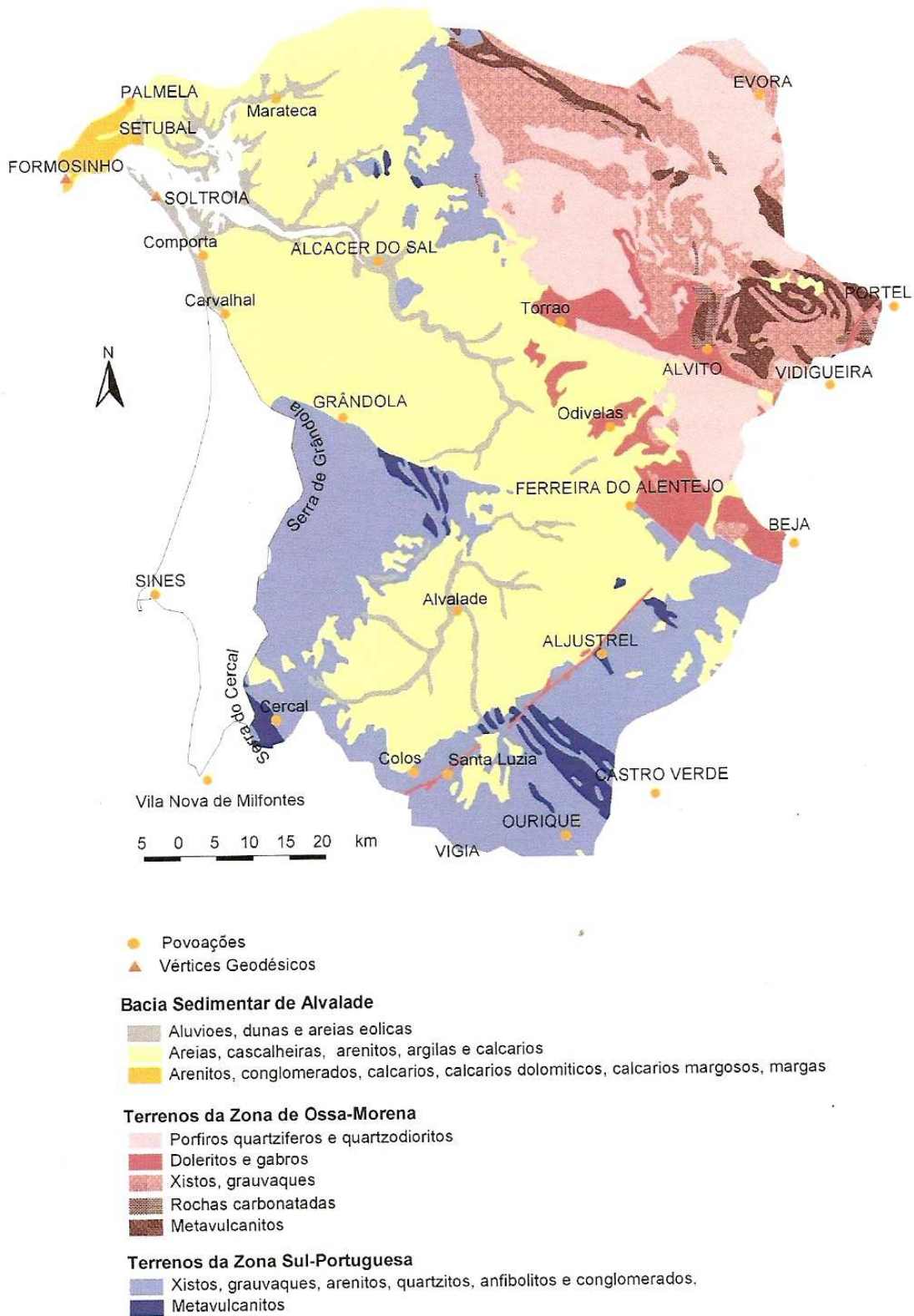


Figura 5.9 – Geologia simplificada da Bacia hidrográfica do Sado (adapt. de Andrade *et al.*, 2004).

Antiforma do Pulo do Lobo (Devónico superior – Carbónico inferior)

Este sector compreende dois grandes conjuntos litostratigráficos: a formação de Pulo do Lobo e as Formações Pós - Pulo do Lobo (Pimentel, 1997).

Quanto à Formação do Pulo do Lobo, esta inclui um membro inferior constituído por xistos filitosos com quartzo de exsudação e intercalações de metavulcanitos ácidos, e um membro superior com alternâncias de quartzoaques e xistos filitosos laminados. A sua idade deverá ser ante-Devónico superior e o metamorfismo corresponde à fácies dos xistos verdes (Pimentel, 1997).

Relativamente às formações Pós – Pulo do Lobo, estas são de natureza essencialmente xisto-grauváquica, apresentam carácter flyschóide, com xistos grauvacóides e xistos micáceos, passando para o topo a grauvaques e xistos cinzentos. Este conjunto inclui, da mais antiga para a mais recente, a Formação de Ribeira de Limas, a Formação de Gafo, a Formação de Sta. Iria e a Formação de Horta da Torre. A idade é Devónico superior a Carbónico inferior, sendo o metamorfismo da fácies dos xistos verdes (Pimentel, 1997).

- **Faixa Piritosa** (Devónico superior – Carbónico inferior a médio)

Os terrenos da Faixa Piritosa são os que apresentam maior extensão no Baixo Alentejo Ocidental, dividindo-se em três unidades: Formação Filito-quartzítica; Complexo Vulcano-sedimentar e Grupo Flysh do Baixo Alentejo.

A Formação Filito-Quartzítica é de natureza essencialmente terrígena, incluindo filitos, siltitos, quartzoaques e quartzitos. A idade é Devónico superior e o metamorfismo da fácies prehnite-pumpelite (Pimentel, 1997).

O Complexo Vulcano-Sedimentar apresenta uma natureza heterogénea, com importantes variações laterais de fácies, características de depósitos associados a vulcanismo (Pimentel, 1997). Predominam as rochas metassedimentares, nomeadamente os xistos siliciosos e xistos argilosos (com intercalações siltíticas e quartzíticas), ocorrendo também rochas vulcânicas ácidas (tufos riolíticos com quartzo, albite, clorite e pirite), rochas vulcânicas básicas (espilitos com plagioclase e clorite), jaspes e chertes. A idade é do Devónico superior / Carbónico inferior e o metamorfismo é de fácies prehnite-pumpelite (Pimentel, 1997).

Na serra do Cercal encontram-se rochas correlacionáveis com o Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa, incluindo rochas vulcânicas ácidas (tufos com fenocristais de feldspato Na e K), diabases e tufos básicos, chertes, jaspes (com Fe e

Mn) e sedimentos vulcano-detríticos (Formação de S. Luís), com xistos, filitos, tufitos e raras rochas carbonatadas. Estas rochas encontram-se intruídas por filões anteriores ao Cretácico, de natureza quartzo-carbonatada e ferro-manganesífera. A idade é Devónico superior e o metamorfismo é da fácies de xistos verdes (Pimentel, 1997).

Finalmente, o Grupo de Flysh do Baixo Alentejo aflora numa extensa faixa central e ocidental do Baixo Alentejo, bordejando a W e a S grande parte da Bacia do Sado. Corresponde a um extenso conjunto de terrenos de origem turbidítica, carácter flyschóide e natureza essencialmente xisto-grauváquica. Inclui a formação de Mértola, com grauvaques e intercalações conglomeráticas e a Formação de Mira, com grauvaques e pelitos. As idades destas rochas correspondem ao Carbónico inferior a médio e o seu metamorfismo é de fácies zeolítica (Pimentel, 1997).

- **Sector Sudoeste (Devónico)**

É de realçar que este último não é abrangido pela Bacia Hidrográfica do rio Sado. Divide-se em três conjuntos, por ordem estratigráfica: A Formação de Tercenas, o Grupo da Carrapeteira e a Formação da Brejeira. As rochas destas formações incluem xistos, siltitos e quartzitos. São de idade devónica e afectadas por metamorfismo de fácies zeolítica (Pimentel, 1997).

Zona de Ossa Morena (Paleozóico)

A Zona de Ossa Morena ocupa a parte NE da BHS, encontrando-se dividida em cinco sectores (Oliveira *et al.*, 1992, *in* Pimentel, 1997): Maciço de Beja, Sector Montemor – Ficalho, Sector Estremoz – Barrancos, Sector Alter do Chão – Elvas e Faixa Blastomilonítica. Uma vez que apenas os dois primeiros sectores afloram a BHS, apenas estes foram considerados para uma breve descrição.

- **Maciço de Beja (Devónico – Carbónico inferior)**

De acordo com Fonseca (1995, *in* Pimentel, 1997), os terrenos ígneos do Maciço de Beja, de idade pós-devónica, dividem-se em dois complexos distintos: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e Complexo ígneo de Beja.

Quanto ao primeiro, este apresenta diversos tipos de litologia características de um complexo ofiolítico: serpentinitos e acumulados ultramáficos (manto superior);

metagrabos, Flaser gabros e plagiogranitos (crosta inferior); anfibolitos, metabasaltos e metassedimentos (crosta superior), (Pimentel, 1997).

O Complexo Ígneo de Beja, pode ainda ser dividido em quatro unidades diferentes (Pimentel, 1997): 1) O Complexo Básico plutono-vulcânico de Odivelas, formado por dois conjuntos: “Gabros de Beja”, de origem plutónica e quimismo toleítico, com gabros olivínicos, anfibólicos e anortosíticos e o “Complexo Básico de Odivelas”, de origem vulcânica e quimismo toleítico calco-alcálico, com metavulcanitos lávicos, explosivos (brechas, tufos e cineritos) e filoneanos (diabases), contendo andesina e hornblenda verde; 2) O complexo vulcano-sedimentar de Alfundão- Toca de Moura, formado por Metassedimentos pelíticos (xistos ardosíferos e grauvacóides), com intercalações de metavulcanitos básicos; 3) O Complexo gabrodiorítico de Cuba-Alvito, que é uma associação complexa e heterogénea que inclui desde gabros a granófiros, com predomínio de dioritos e gabros anfibólicos, de quimismo calco-alcálico aluminoso. Neste grupo incluem-se os “Dioritos de Monte Novo” (Oliveira, 1988, *in* Pimentel, 1997), de grão médio a fino, com andesina, anfíbola castanha e verde-azulada, quartzo, plagioclase, biotite e clinopiroxena e por fim 4) Os Pórfiros de Baleizão-Alcáçovas, que constituem uma unidade subvulcânica ácida, pós-metamórfica (Pimentel, 1997). Predominam os pórfiros dacíticos a riódacíticos ou riolíticos de textura porfírica, com quartzo e feldspato predominantes sobre biotite e anfíbola. Há também granófiros com intercrescimentos micropegmatíticos de quartzo, feldspato potássico e plagioclase (Pimentel, 1997).

- **Sector Montemor – Ficalho** (Proterozóico – Silúrico superior)

Neste sector aflorante no extremo NE da BHS distinguem-se o Complexo Vulcano-sedimentar de Moura – Santo Aleixo (Xistos de Moura), constituído por filitos, psamitos, liditos e vulcanitos ácidos a básicos; pelo Complexo Vulcano-sedimentar Carbonatado de Ficalho-Moura, com mármore, vulcanitos ácidos e básicos; os Calcários Dolomíticos e Mármore, Vulcanitos ácidos e Arcoses; a Formação de Águas de Peixe, com xistos, grauvaques, chertes negros e vulcanitos ácidos; a Formação do Escoural, com gneisses, anfibolitos e vulcanitos ácidos e ainda as séries proterozóicas migmatizadas na orogenia hercínica (anfibolitos).

5.4.2. Evolução do enchimento sedimentar da Bacia do Sado

Os depósitos de preenchimento da bacia do Sado são essencialmente detríticos e continentais, com excepção de alguns níveis com fácies marinha e conteúdo fossilífero em que predominam os lamelibrânquios, nomeadamente pectínídeos e ostreídeos (Pimentel, 1997). De acordo com Ribeiro (1866, *in* Pimentel, 1997), distinguem-se duas unidades inferiores: uma de carácter detrítico grosseiro de cor avermelhada e com níveis carbonatados; e uma outra de natureza arenosa fina e argilosa, com cores claras e fósseis marinhos. A primeira, baseando-se na semelhança com o Complexo de Benfica na região de Lisboa, foi geralmente atribuída ao Paleogénico (Birost & Feio, 1948; Zyszewski *et al.*, 1950; Choffat, 1950; Feio, 1951, *in* Pimentel, 1997). A segunda unidade, com base no seu conteúdo fossilífero, foi atribuída ao Miocénico médio a superior (Cotter, 1903; Choffat, 1950; Zyszewski *et al.*, 1950, *in* Pimentel, 1997) tendo recentemente sido datada paleontologicamente de forma mais precisa atribuindo-se ao Tortoniano superior – Messiniano (Antunes *et al.*, 1986; Antunes & Pais, 1993, *in* Pimentel, 1997). Sobre estas duas grandes, e bem definidas unidades, encontram-se depósitos detríticos areno-conglomeráticos em posição morfológica culminante na bacia, designados por “grés avermelhados e cascalheiras de planalto”, tendo sido atribuídos ao Plio-Quaternário (Zyszewski *et al.*, 1950; Feio, 1951; Oliveira *et al.*, 1984, *in* Pimentel, 1997) e como tal cartografados. No entanto, a separação entre depósitos pliocénicos e quaternários nunca foi efectuada de modo sistemático, verificando-se alguma indefinição nas sucessivas cartas geológicas publicadas, resultante da falta de conhecimento detalhado daquelas formações (Pimentel, 1997). Segundo Pimentel (2002), os depósitos cenozóicos do preenchimento da Bacia do Sado, essencialmente detríticos continentais, com alguns níveis de fácies marinha, podem ser divididos em cinco unidades principais, com idades compreendidas entre o Eocénico e o Gelasiano: 1) Formação de Vale do Guizo; 2) Formação de Monte Coelho; 3) Formação de Esbarrondadoiro; 4) Formação de Alvalade e 5) Formação de Panóias.

A génese e estruturação da bacia do Sado iniciou-se há cerca de 50 M.a. (Eocénico Médio), na sequência da fase pré-pirenaica da orogenia alpina e a sua evolução é marcada pela resposta sedimentar à sucessão de eventos tectónicos e climáticos que ocorreram no sudoeste peninsular (Pimentel, 1997). Ainda segundo Pimentel (1997) a reactivação de falhas tardi-hercínicas promoveram a criação de uma

extensa região tendencialmente subsidente, correspondendo à globalidade da Bacia Tejo-Sado, desenvolvendo-se, no entanto, diversas sub-bacias.

- **Formação de Vale do Guizo** (Eocénico Superior)

As formações de Vale do Guizo depositam-se na bacia endorreica do Sado, sobre o substrato paleozóico, e contactam com os metassedimentos da ZSP por discordância angular. São constituídas por depósitos grosseiros continentais, encimadas em alguns locais por calcretos, com níveis de areias arcósicas, argilosas, bem como pelitos, constituindo depósitos espessos, que resultam de uma sedimentação intensa na segunda metade do paleogénico, promovida pela erosão dos relevos tectónicos recém criados (Pimentel, 1997, 2002).

- **Formação de Monte Coelho** (Tortoniano superior- Miocénico superior)

Esta formação assenta em descontinuidade sobre a formação de Vale do Guizo e corresponde a conglomerados grosseiros de matriz areno-lutítica, alternando com lutitos maciços. A carbonatação é intensa e existem também ferruginizações sob a forma de bancadas centimétricas (Pimentel, 2002).

- **Formação de Esbarrondadoiro** (Zancleano – Messiano superior – Miocénico superior a Pliocénico)

A formação de Esbarrondadoiro, segue-se a uma lacuna sedimentar que abrange cerca de 30 M.a.. Segundo Pimentel (1997), a existência deste hiato deve ser atribuída a condições de estabilidade tectónica, prevalecentes ao longo de quase todo o Miocénico no Baixo Alentejo Ocidental.

Na sequência da fase bética da orogenia alpina, o rejogo de acidentes tardi-hercínicos associados à falha da Messejana e às falhas de Grândola e do Torrão, promoveu nova subsidência e preenchimento detrítico (Formação de Esbarrondadoiro inferior) e sedimentação com características litorais (Formação de Esbarrondadoiro superior), permitindo pela primeira vez a entrada do mar na bacia do Sado (Pimentel, 1997, *in* Sousa, 2006).

- **Formação de Alvalade** (Placenciano – Pliocénico)

Segundo Pimentel (1997), os depósitos da Formação de Alvalade ocupam grande parte da bacia do Sado, cobrindo indiferentemente os terrenos da Formação de Vale do Guizo, de Esbarrondadoiro e mesmo da ZSP.

A formação de Alvalade assenta por desconformidade nos depósitos da Formação de Esbarrondadoiro e da Formação de Vale do Guizo. Apresenta uma diversidade sedimentológica que se traduz numa alternância de litofácies conglomeráticas, arenosas e lutíticas. Encontram-se, nesta formação, depósitos detríticos aluviais, com alternâncias conglomeráticas, lutitos e arenitos predominantes (Pimentel, 1997, 2002).

Os depósitos desta formação geraram-se na sequência da reactivação da sedimentação, promovida por fenómenos tectónicos, ocorridos cerca de 2M.a. depois da retirada do mar (Pimentel, 1997).

Ainda segundo Pimentel (1997), a cobertura dos terrenos terciários antigos e paleozóicos pelos depósitos da Formação de Alvalade, marca uma importante modificação nas condições paleogeográficas da Bacia do Sado, que transitou então de um ambiente de sedimentação continental, de carácter essencialmente endorreico, para um exorreísmo generalizado a toda a sua extensão, passando-se assim, para uma drenagem fluvial atlântica.

As áreas orientais do Baixo Alentejo sofreram então, um levantamento generalizado, o que aumentou o desnível relativamente às áreas, mais deprimidas e próximas do litoral, da Bacia do Sado. Incrementou-se assim, em consequência, o fornecimento de material detrítico abundante e grosseiro. Um clima de tipo tropical, com abundante precipitação e elevadas temperaturas, provocou alterações nas litologias presentes em torno da Bacia do Sado, o que justifica o carácter essencialmente quártzico da fracção arenosa e conglomerática, bem como da formação de caulinite (Pimentel, 1997).

- **Formação de Panóias** (Gelasiano – Pliocénico)

Esta formação assenta em discordância angular sobre os terrenos metassedimentares da ZSP, na região sul da Bacia, e em desconformidade na Formação de Vale do Guizo, na Formação de Monte Coelho e no sector meridional da Formação de Esbarrondadoiro.

Movimentos tectónicos, ocorridos há cerca de 2 M.a. terão induzido o rejuvenescimento de relevos, que estarão na génese dos depósitos de natureza argilo-conglomerática (resultantes da erosão das litologias da ZSP) que constituem a Formação de Panóias (Pimentel, 1997, 2002).

Os materiais foram então sujeitos a uma intensa alteração e rubefacção, fenómeno esse atribuído a condições climáticas indutoras do desenvolvimento de solos ferruginosos, nomeadamente um aumento de humidade com algum contraste sazonal, que fomentou a génese de um encouraçamento superficial destes terrenos (Pimentel, 1997, 2002).

Ainda no Cenozóico, incluem-se os depósitos do Quaternário médio e superior, correspondentes aos terraços fluviais do rio Sado e seus afluentes principais, bem como todo o conjunto de areias dunares de cobertura e depósitos de vertente aluvionares do Holocénico.

Ao longo do Quaternário, os esforços tectónicos associados ao prosseguimento do choque entre as placas Africana e Eurasiática provocaram deslocações em diversos acidentes ibéricos, afectando também os principais acidentes que limitam a Bacia do Sado (Pimentel, 1997).

Ainda segundo Pimentel (1997), toda a região correspondente à Bacia do Sado terá sofrido um levantamento quaternário de amplitude próxima de 100 metros, enquanto as áreas circundantes e separadas destas essencialmente por falhas (Messejana, Grândola e Torrão), sofreram levantamentos superiores a 200 metros.

Esta tendência, de levantamento do Baixo Alentejo, foi acompanhada pelo gradual encaixe da rede hidrográfica actual, o que induziu a erosão parcial e remobilização de materiais, originando-se assim os terraços de acumulação do rio Sado, cujas características sedimentares foram apenas ligeiramente modificadas pelo transporte fluvial (Pimentel, 1997).

Relativamente aos depósitos da faixa litoral, no litoral SW, desde Aljezur até Tróia, uma faixa com cerca de 10km de largura E-W encontra-se ocupada por depósitos cenozóicos que constituem uma cobertura de espessura variável sobre o Paleozóico. De uma forma geral, as espessuras aumentam gradualmente para Norte, desde alguns metros em Vila Nova de Milfontes até algumas dezenas de metros próximo de Melides. Trata-se de depósitos essencialmente arenosos, raramente conglomeráticos, totalmente azóicos e que localmente se sobrepõem a calcarenitos com fauna miocénica (Aljezur e Melides). São portanto sedimentos plio-quaternários, que apresentam uma grande

diversidade de fácies, podendo distinguir-se duas grandes unidades: a primeira, formada por areias alaranjadas idênticas às que se encontram no topo da sequência terciária da Bacia do Sado (na plataforma estas areias ocupam sempre posição basal em contacto com o paleozóico); a segunda, é constituída por depósitos areno-conglomeráticos, pouco consolidados, com fácies litorais e continentais, ora sobre as areias vermelhas, ora sobre o paleozóico (Pimentel, 1997).

Sobre estes depósitos são ainda de referir os campos dunares, fósseis e actuais, (Pereira, 1987, *in* Pimentel, 1997) bem como os depósitos associados a antigos níveis de praia, resultantes em grande parte da remobilização dos depósitos anteriores.

No que concerne à plataforma litoral alentejana, esta integra-se numa unidade geomorfológica definida para o conjunto da fachada atlântica do território português, correspondente a uma faixa litoral de morfologia aplanada a cotas da ordem da centena de metros (Ferreira, 1981, *in* Pimentel 1997). Feio, 1951, definiu-a como “a parte da superfície plana compreendida entre o mar e o primeiro alinhamento de relevos”, estendendo-se de Tróia a Sagres (150km) com uma largura geralmente inferior a 10 km.

5.5. Importância Ecológica

No Estuário do Sado, existem várias áreas de relevante valor ecológico, nomeadamente: a Reserva Natural do Estuário do Sado (RNES), criada pelo Dec. Lei. Nº 430/80 de 1 de Outubro, com uma área total de 23 160ha, dos quais aproximadamente 13 000ha correspondem ao estuário (Neves *et al.*, 2004); a Zona de Protecção Especial (ZPE) para a avifauna do estuário do Sado, com 24 632ha, criada pelo Decreto-Lei 348-B/99 de 23 de Setembro; Sítio da Lista Nacional da Directiva Habitats, com uma área de 30 968ha (Resolução do Conselho de Ministros 142/97 de 28 de Agosto); com 20 000ha está definida uma área de IBA, i.e. “Important Bird Area in Europe”; uma área de 23 560ha classificada como Zona Húmida de Importância Internacional, no âmbito da Convenção de Ramsar (7 de Maio de 1996); a RNES é ainda classificada como Biótipo Corine, numa área de 30 200ha, no âmbito do Plano Rede Natura 2000.

Na RNES surgem com regularidade mais de 25 000 aves aquáticas de cerca de 40 espécies (Neves *et al.*, 2004), 34 das quais com estatuto de conservação no contexto

comunitário (Directiva das Aves). Relevante, também, a presença de 4 espécies incluídas no Livro Vermelho dos Vertebrados de Portugal, além de variada e abundante avifauna de caniçal.

A RNES situa-se numa zona de interface entre o continente e o oceano, apresentando uma grande diversidade morfológica ao nível do perfil longitudinal e transversal, induzindo uma passagem contínua de nutrientes e matéria orgânica de origem continental, que é parcialmente responsável pela elevada produtividade da zona costeira envolvente (Hidromod, 1996 *in* Andrade *et al.*, 2006). Esta elevada produção primária das comunidades vegetais dos sapais e do fitoplâncton das águas reflecte-se numa abundância e diversificação das cadeias alimentares, contribuindo para uma elevada diversidade biológica (SIAM II 2006).

De acordo com o ICN (1994) toda esta área, de elevado valor ambiental, pode ser definida como domínio estuarino de grandes dimensões, com 30km de comprimento por 20km de largura máxima, separada do mar no seu troço final pelo cordão litoral de Tróia, incluindo troços de rio, bancos de vasa e de areia, praias e dunas costeiras, lagoas de água doce, caniçais, matos esclerófitos, montados e áreas agrícolas com pastagens, culturas de regadio (arroz) e plantações florestais, nomeadamente de sobreiro, pinheiro e eucalipto. O estuário apresenta extensas zonas intertidais que cobrem cerca de 6500ha, sendo as mais importantes as que rodeiam o esteiro da Marateca.

Em 2006, o ICN avaliou a RNES (no âmbito da sua classificação como zona húmida de importância internacional), o que reforça a importância ecológica do estuário do Sado. Assim, o estuário do Sado foi considerado, de acordo com um conjunto de critérios: Um bom exemplo representativo de uma zona húmida característica da respectiva região biogeográfica; Um bom exemplo representativo de uma zona húmida com funções hidrológicas, biológicas ou ecológicas essenciais para o funcionamento natural de uma bacia hidrográfica importante ou sistema costeiro; alberga um apreciável elenco de espécies ou subespécies de plantas ou animais raros, vulneráveis ou em perigo de extinção, ou um número apreciável de indivíduos de uma ou mais destas espécies; possui especial valor para a manutenção da diversidade genética e ecológica de uma região, devido à qualidade e peculiaridades da sua flora e fauna; possui especial valor como habitat de plantas e animais num estágio crítico do seu ciclo biológico; Abriga regularmente mais de 20 000 aves aquáticas; abriga regularmente um número significativo de indivíduos pertencentes a grupos particulares de aves aquáticas indicativos de valores de zonas húmidas, produtividade ou diversidade; abriga

regularmente 1% dos indivíduos de uma população de uma espécie ou subespécie de aves aquáticas; abriga uma proporção significativa de subespécies, espécies ou famílias de peixes autóctones, contribuindo assim para a diversidade biológica global e é uma importante fonte de alimento de peixes, local de desova, *nursery* e/ou rota de migração da qual as populações de peixe dependem.

No estuário do Sado ocorrem várias espécies com estatuto de conservação nacional e internacional. Algumas dessas espécies, como a águia-sapeira (*Circus aeruginosus*), a garça-vermelha (*Ardea purpurea*) o pernilongo (*Himantopus himantopus*) e a chilreta (*Sterna albifrons*) utilizam as margens do estuário para nidificação. Outras, como o alfaiate (*Rescurvirostra avosetta*) e o flamingo (*Phoenicopterus ruber*), elegem o estuário como local de Invernada (Farinha *et al.*, 2001).

Além das aves, que são incontestavelmente o grupo mais representativo dos vertebrados terrestres, representando cerca de 81% das classes taxonómicas, (figura 5.10), é também de salientar a presença de mamíferos como a raposa (*vulpes vulpes*), a doninha (*Mustela nivalis*), o texugo (*Meles meles*), a geneta (*Genetta genetta*) e o rato (*Microtus cabreræ*) e ainda, uma comunidade de anfíbios muito diversificada, que habita preferencialmente as salinas abandonadas, os arrozais, charcas e canais de rega e répteis, como as cobras-de-água e os cágados, que se encontram essencialmente nas zonas com substrato arenoso (Neves *et al.*, 2004, *in* Sousa, 2006).

É de salientar também a presença no estuário do Sado da única população residente a nível nacional de roaz-corvineiro (*Tursiops truncatus*) e a ocorrência da lontra (*Lutra lutra*), além de uma ictiofauna bastante diversificada.

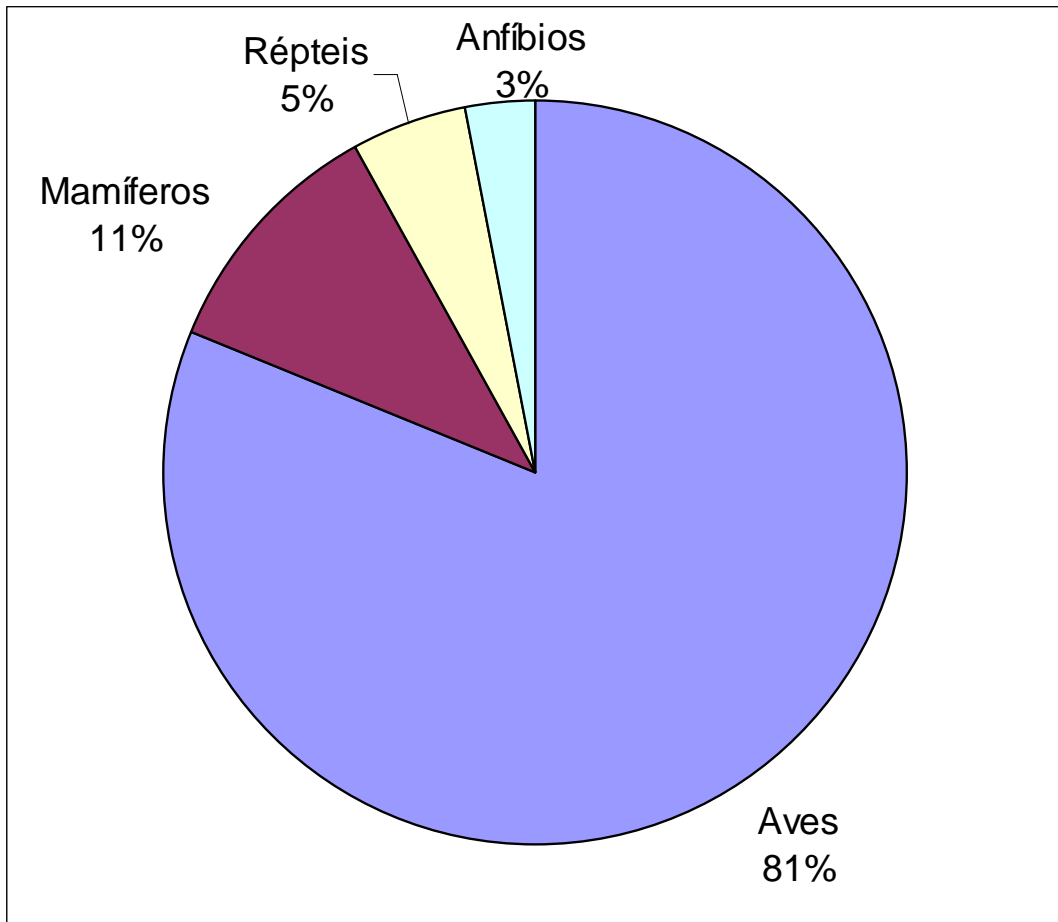


Figura 5.10 – Representatividade das classes taxonómicas de vertebrados terrestres inventariadas na RNES (adapt. de Pereira *et al.*, 2006).

Relativamente aos recursos económicos marinhos do estuário, a ictiofauna encontra-se representada por 55 espécies (Sobral & Gomes, 1997, *in* Neves *et al.*, 2004), e muitas delas utilizam o estuário como maternidade, o que enfatiza a indispensabilidade da conservação desta zona natural.

Muitas das espécies aqui presentes têm um elevado valor comercial, nomeadamente: os linguados (*Solea vulgaris* e *Solea senegalensis*), o robalo (*Dicentrarchus labrax*), o salmonete (*Mullus surmuletus*), o sargo (*Diplodus vulgaris*), a enguia (*Anguilla anguilla*), o goraz (*Pagellus bogaraveo*), a dourada (*Sparus aurata*) e o charroco (*Halobatrachus didactylus*). Quanto aos invertebrados, destacam-se o choco (*Sépiea officinallis*), o polvo (*Octopus vulgaris*), o caranguejo (*Carcinus maenas*), o berbigão (*Cerastoderma edule*), o canivete (*Solen marginatus*), a lambujinha (*Scrobicularia plana*), a amêijoia (*Ruditapes decussata*), além de anelídeos como a minhoca-do-mar (*Hediste diversicolor*) e o minhocão (*Marphysa sanguinea*) que, apesar de não serem destinados ao consumo alimentar, constituem um recurso com

valor económico, sendo utilizados como isco na pesca desportiva e profissional (Bruxelas *et al.*, 1992, *in* Sousa, 2006).

Relativamente às espécies vegetais, é de salientar a espécie *Melilotus segetalis fallax*, que está inscrita na Directiva Habitats, e os géneros *Limonium*, *Arthrocnemum* e *Atriplex* (Farinha *et al.*, 2001).

É de referir também que certas comunidades vegetais dos sapais do Tejo e Sado, apresentam um particular interesse, visto que delimitam, a norte, a ocorrência de determinadas espécies tipicamente mediterrânicas.

A floresta da bacia do Sado (figura 5.11) é maioritariamente representada pelo sobreiro (*Quercus suber*), que abrange mais de metade da superfície total da área florestada. Seguem-se, por ordem decrescente de abundância a azinheira (*Quercus ilex*), o pinheiro-bravo (*Pinus pinaster*), o pinheiro-manso (*Pinus pinea*) e o eucalipto (*Eucalyptus* sp.).

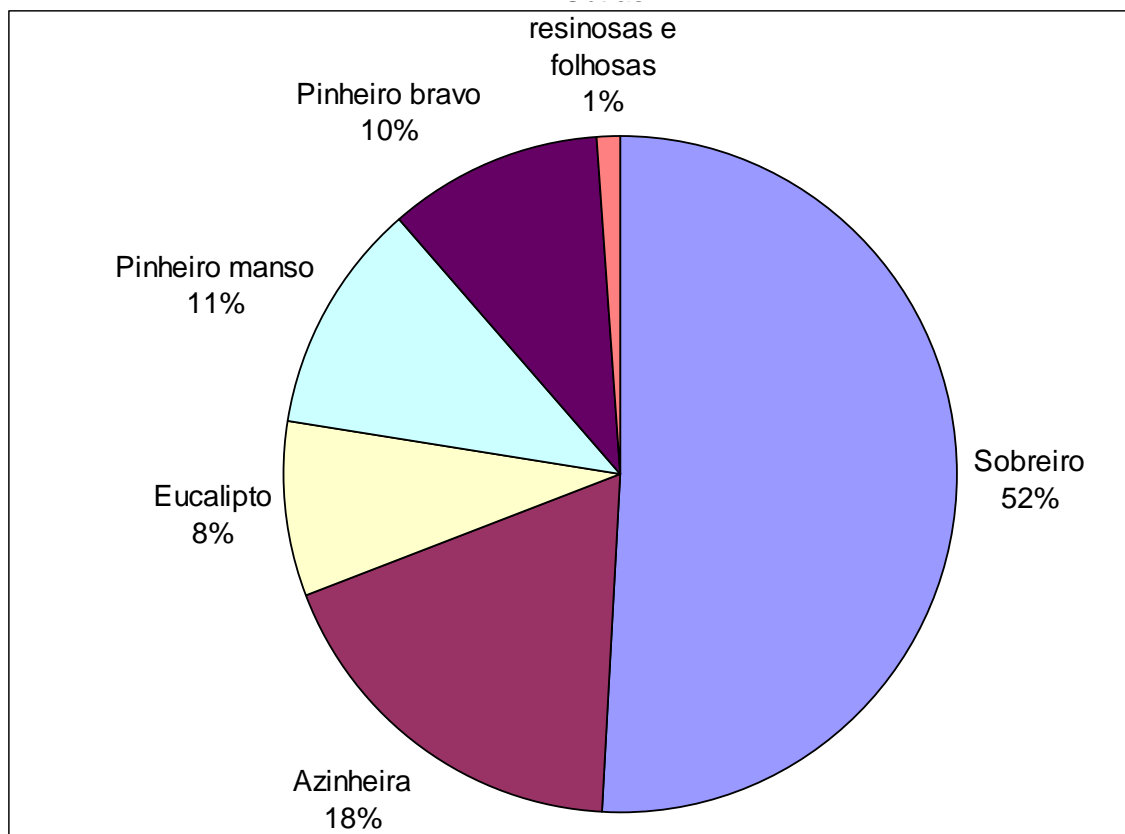


Figura 5.11 – Principais espécies florestais na bacia do Sado (valores em % de área florestal) (adapt. de Pereira *et al.*, 2006).

5.6. Conteúdos Morfossedimentares

De acordo com Andrade *et al.* (2006), na distribuição espacial dos conteúdos morfossedimentares das margens do estuário do Sado destacam-se os rasos de maré e os sapais. Os rasos de maré correspondem a extensos fundos aplanados, de relevo reduzido, desprovidos de vegetação halófitas, arenosos a lodosos, ocupando preferencialmente a secção inferior do domínio intertidal e espaiados (imersos). Quanto ao sapal, trata-se de superfícies aplanadas, horizontais, edificadas em sedimento lodoso e colonizadas por vegetação halófitas característica, ocupando tendencialmente a região superior do domínio intertidal. Os sapais confinam geralmente com a margem terrestre por meio de um ressalto natural ocupado por praia de areia, ou por um ressalto artificial, i.e. uma estrutura antropogénica de defesa, passando aos rasos de maré adjacentes por meio de um escarpado vivo. Além destes dois conteúdos morfossedimentares há ainda a considerar: rasos de maré e sapal, indiferenciados; sapal renaturalizado; praia estuarina; salina/piscicultura e arrozal (figuras 5.12 e 5.13).



Figura 5.12 – Ocupação de solos no estuário do Sado, 50% do domínio intertidal ocupado (agrícola 40%, sal+piscicultura 11%) sapal+rasos de maré 50%. (adapt. de Andrade *et al.*, 2006)

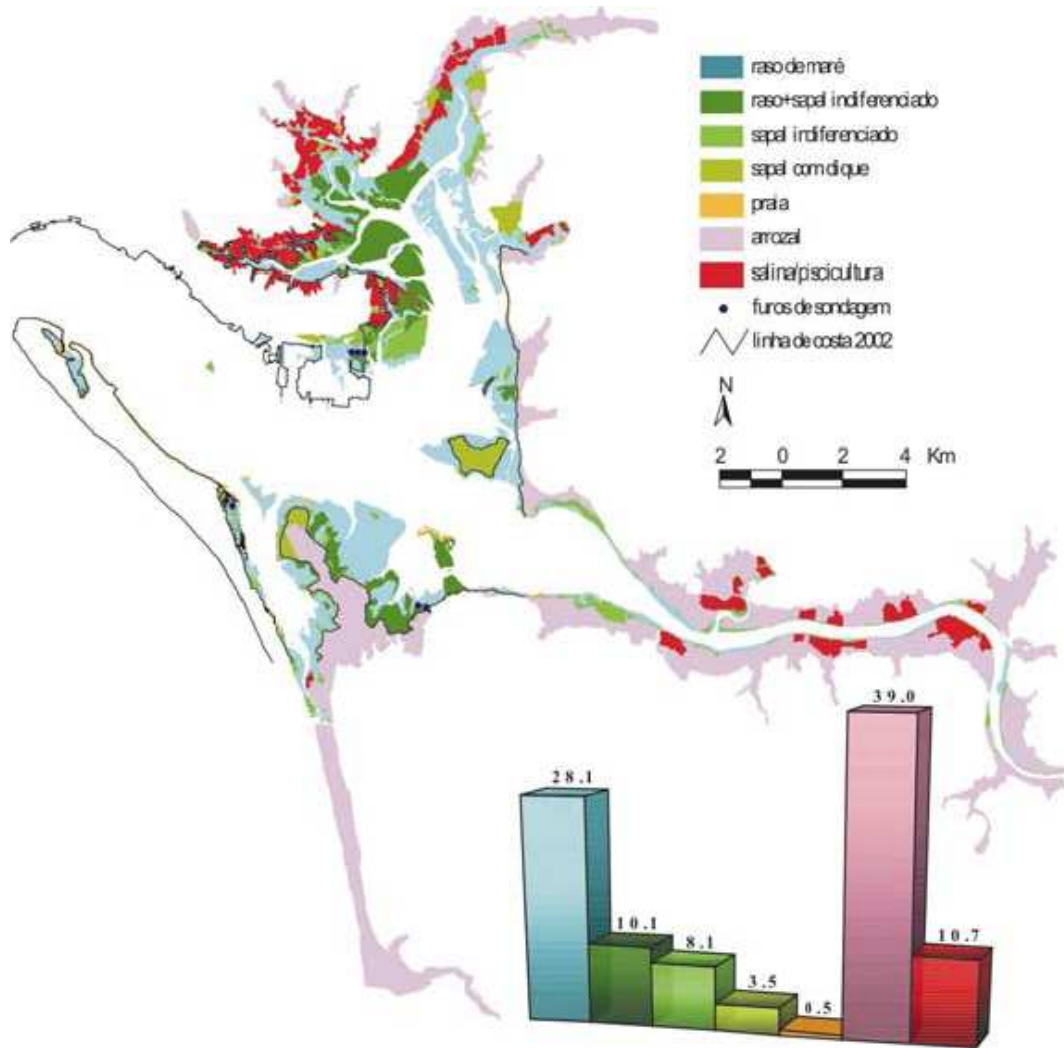


Figura 5.13 – Conteúdos morfosedimentares na bacia do estuário do Sado (raso de maré; raso de maré + sapal indiferenciado; sapal indiferenciado; sapal com dique; praia; arrozal; salina/piscicultura), (adapt. de Andrade *et al.*, 2006).

5.7. População e Actividade Humana

Segundo o INE (1993) a península de Setúbal tinha em 1991, cerca de 640 mil habitantes. A bacia hidrográfica propriamente dita terá uma população de cerca de 272 400 habitantes (INAG, 2003). A cidade de Setúbal, na margem norte, com mais de cem mil habitantes e intensas actividades portuária e industrial, é responsável por grande pressão antrópica sobre o sistema (figuras 5.14 e 5.15).

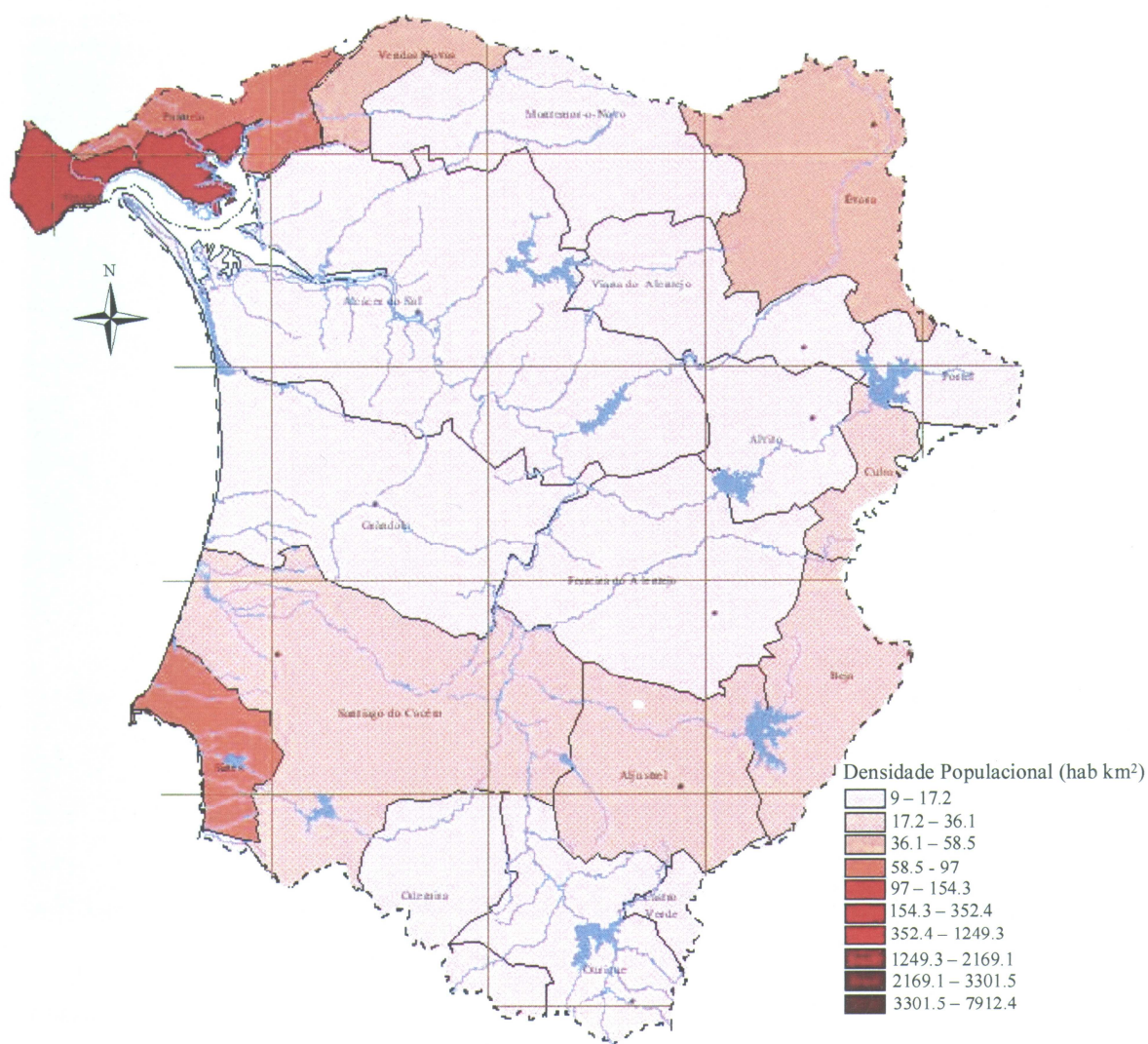


Figura 5.14 – Densidade populacional na BHS.
(adapt. de Hidroprojecto, 1999-2003).
Quadricula quilométrica do sistema de Hayfong – Gauss

A ocupação da zona costeira do estuário apresenta uma assimetria acentuada (figuras 5.14 e 5.15) registando-se na margem direita uma intensa pressão antrópica, relacionada com a cidade de Setúbal, o porto de Setúbal (um dos maiores portos Portugueses) e com a implantação industrial, que se concentra sobretudo na península da Mitrena.



Figura 5.15 – Vista aérea do estuário do Sado.

As principais instalações do porto abrangem uma extensão de cerca de 2km ao longo da margem direita do estuário, com terminais de carga, instalações terrestres e um terminal de ferries de ligação a Tróia.

Na zona industrial da Mitrena, estão presentes unidades fabris dos sectores dos adubos químicos, fitofarmacêuticos (pesticidas, herbicidas e fungicidas), pasta de papel e papel, bioquímica, indústria metalomecânica, indústria naval de reparação de navios, produção eléctrica, actividades portuárias, bem como pequenas unidades transformadoras ligadas às artes gráficas, produção de embalagens e componentes plásticos, alimentação, reparação auto, etc. (Sousa, 2006). Ainda segundo Sousa (2006), destaca-se ainda a cimenteira da SECIL no Outão e pequenas unidades industriais na zona ribeirinha da cidade de Setúbal ou dispersas no aglomerado urbano.

A margem sul é povoada por dunas pouco ocupadas, possuindo apenas algumas estruturas turísticas próximo da barra.

Nas águas estuarinas há a registar a presença das actividades de pesca tradicional (com o registo de 213 embarcações em 2003), a actividade marisqueira (com cerca de 300 mariscadores) e ainda inúmeras embarcações destinadas à pesca desportiva.

Nos últimos anos a aquacultura sofreu um desenvolvimento considerável nas margens do estuário, estando licenciados 58 estabelecimentos de piscicultura.

A cultura do arroz estende-se por uma área de cerca de 10 000ha promovendo a BHS à região mais produtiva do país. Contrastando com a expansão da piscicultura e orizicultura, as áreas destinadas a salinas têm vindo progressivamente a diminuir (INAG, 2003).

Há ainda a salientar o enorme desenvolvimento das áreas relacionadas com o sector do turismo, nomeadamente a nível recreativo e balnear, quer na zona de Setúbal, quer na península de Tróia, sendo mesmo expectável o contínuo incremento da ocupação turístico-urbana, durante os próximos anos, nesta última zona.

No estuário do Sado a água é intensamente utilizada de muitas formas, nomeadamente: como meio receptor de águas residuais urbanas e industriais e de poluição difusa com origem na agricultura e aquacultura, bem como também das águas de arrefecimento da central térmica da EDP; na extracção de inertes; na aquacultura (conquicultura e piscicultura); na actividade salineira; em actividades aquículas, como a pesca; na navegação de recreio, com presença de marinas e uso balnear; e como uso portuário, com um movimento de tráfego marítimo da ordem de 1250 embarcações (Anuário dos Portos de Portugal, 1994).

Na figura 5.16 estão representados diferentes tipos de ocupação agrícola na BHS, de acordo com Hidroprojecto (1999 – 2003).

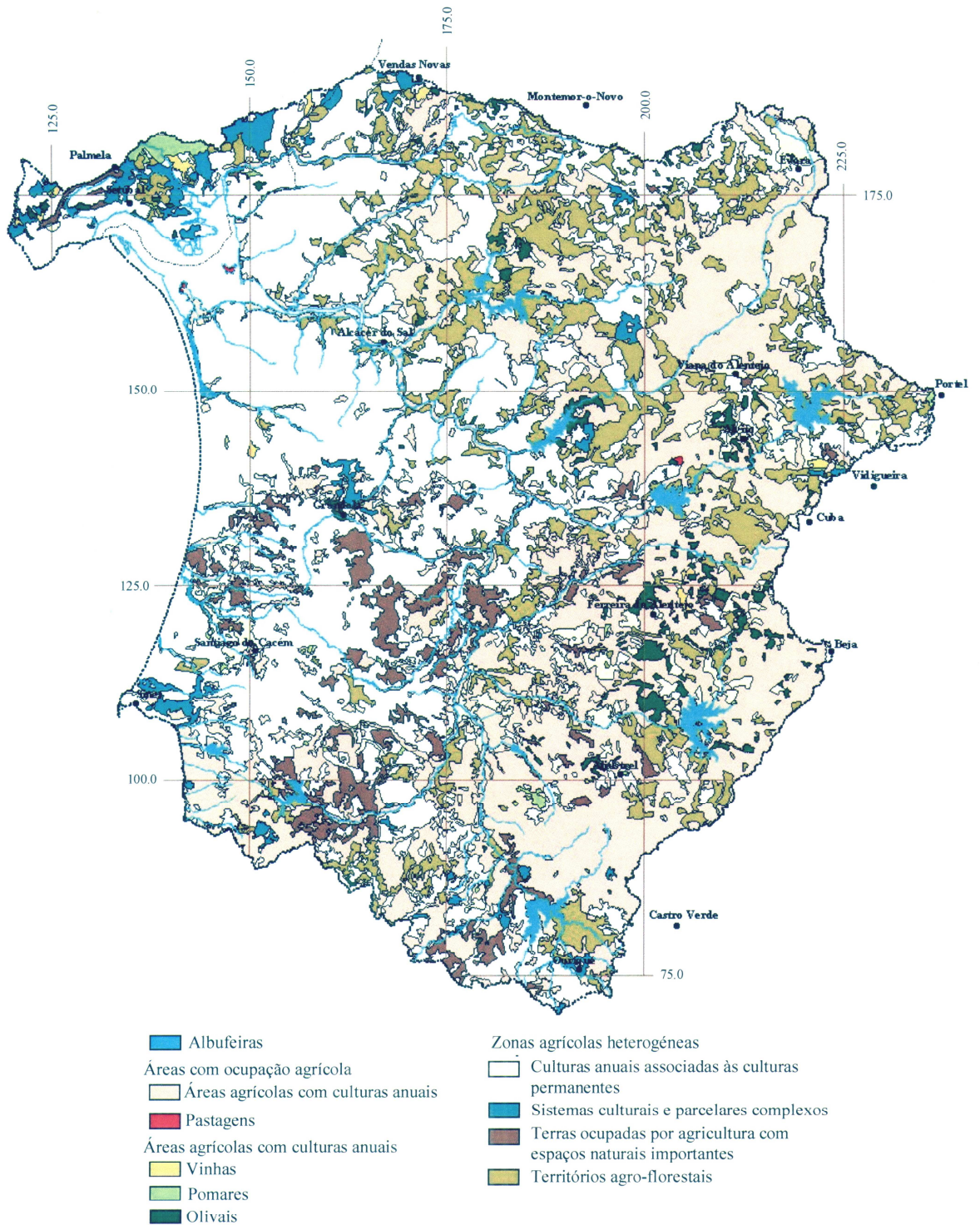


Figura 5.16 – Ocupação agrícola na BHS.
(adapt. de Hidroprojecto, 1999-2003).
Quadricula quilométrica do sistema de Hayforg – Gauss

5.8. Problemas ambientais do estuário do Sado

Como já foi referido anteriormente, o estuário do Sado representa um importante património natural, apresentando uma riqueza ambiental, paisagística e económica únicas a nível nacional.

As zonas húmidas constituíram ao longo da história humana, locais de eleição para o desenvolvimento de civilizações, que sempre souberam tirar partido da grande produtividade destes sistemas naturais. No entanto, é sabido que as zonas húmidas são particularmente sensíveis às actividades humanas e todo este ecossistema estuarino é bastante susceptível do ponto de vista ecológico e altamente vulnerável às alterações antropogénicas.

No estuário do Sado, além dos sectores tradicionais relacionados com a pesca, agricultura e florestas, há também a considerar uma elevada industrialização da zona envolvente ao estuário, uma urbanização crescente, a captação de água na bacia hidrográfica, a artificialização das margens do estuário, o desenvolvimento turístico e a exploração não sustentada dos recursos biológicos e geológicos.

A intensa acção antropogénica introduziu inúmeras alterações no estuário, tais como a artificialização da bacia e do regime hidrológico, alterações sedimentológicas e morfológicas e variações no padrão de circulação. O regime hidrológico do Sado está significativamente alterado; a perda hidrológica correspondente ao caudal médio actual, comparado com o natural, é de cerca de 70% (INAG, 2003). É frequente, também, durante os períodos de maior pluviosidade, as descargas controladas das albufeiras causarem cheias artificiais; estas, por sua vez, devido ao seu caudal sólido muito elevado, constituem uma contribuição significativa para o balanço sedimentar no estuário. Também os ecótonos marginais se encontram profundamente artificializados, além de que o processo de recessão das frentes do sapal é acelerado nalguns pontos pela destruição antropogénica do coberto vegetal. Outra alteração antropogénica não negligenciável é a exploração desregulada dos recursos bentónicos, o que provoca a perturbação física do sedimento com conseqüente aumento da turbidez (INAG, 2003).

Todas estas agressões antropogénicas já mencionadas, contribuem para uma quebra significativa na biodiversidade. A diversidade específica diminui, em média, para montante, com o aumento da distância à barra, apresentando uma quebra na zona intermédia, onde se faz sentir com maior intensidade a influência das descargas

industriais, seguida de aumento, com posterior decréscimo lento, para montante (Cancela da Fonseca *et al.*, 1987).

De acordo com ICN (1994), os principais factores de perturbação da Reserva Natural do Estuário do Sado são os grandes projectos de desenvolvimento industrial em Setúbal e turísticos em Tróia; a construção clandestina em algumas áreas; a alteração das margens e a diminuição da qualidade do habitat das aves; a contaminação do estuário com produtos químicos (principalmente tributil de estanho, TBT`s) utilizados nas tintas “anti-fouling” dos navios; a poluição urbana e agrícola, particularmente os herbicidas e insecticidas utilizados nos arrozais; a poluição orgânica de origem industrial, devida essencialmente às fábricas de tomate e aos lagares de azeite; a poluição térmica (central eléctrica, fábrica de celulose, etc.) e por metais pesados (indústria, metalurgia naval e exploração mineira), originária sobretudo na zona industrial de Setúbal; a caça; a conversão de salinas em aquaculturas; e a exploração desregulada dos recursos bentónicos no estuário, o que provoca a perturbação física do sedimento, o aumento da turbidez das águas e desequilíbrios nas populações da fauna estuarina.

Segundo dados de Hidroprojecto (1999-2003), 93% das fontes pontuais de poluição que ocorrem na BHS pertencem a actividades industriais (os restantes 7% correspondem a ocorrências do domínio urbano). Actualmente o sector pecuário (suiniculturas, boviniculturas e aviários) destaca-se com uma representação de 28%, seguindo-se o sector agro-alimentar (lagares de azeite, adegas, destilarias, fábricas de conserva, etc.) com 21%. Assim, e de acordo com o relatório final do Plano de Bacia do Sado (Hidroprojecto, 1999-2003), existiam à data 2 123 entidades potencialmente poluidoras, das quais 143 de fonte urbana, 982 de fonte agro-industrial e 998 de fonte industrial.

Entre as unidades localizadas na área da cidade de Setúbal, destacam-se pelas elevadas cargas poluentes potenciais, os estaleiros da SETENAVE, as unidades produtoras de pasta de papel e derivados (PORTUCEL e INAPA), a SAPEC (adubos, pesticidas, rações e produtos químicos) e a Central Térmica de Setúbal.

A grande maioria das actividades mais poluentes (indústrias e actividades portuárias) situa-se ao longo da margem norte do estuário. As descargas dos efluentes dessas indústrias caracterizam-se por apresentar concentrações significativas de

compostos orgânicos sintéticos (TBT's, detergentes, PCB's e DDT) e metais pesados (Hidroprojecto, 1999-2003).

As actividades industriais localizadas na zona montante do estuário que maior impacto negativo produzem na qualidade da água são as fábricas de concentrado de tomate, os lagares de azeite e as suiniculturas (Hidroprojecto, 1999-2003).

Assim, inúmeras unidades industriais, potencialmente poluidoras, descarregaram os seus efluentes directamente no estuário, durante décadas. É no entanto de referir, que, actualmente, e com uma única excepção registada, todas as unidades industriais canalizam os seus resíduos domésticos para estações de tratamento de águas residuais (ETAR) e todos os resíduos industriais são seleccionados, armazenados e regularmente recolhidos por empresas certificadas (Sousa, 2006). Pode pois considerar-se que a introdução de medidas minimizadoras de impacte ambiental, o melhoramento do saneamento básico e o encerramento de várias unidades ambientais contribuíram para uma redução nas descargas de poluentes nas águas do estuário.

Relativamente às indústrias extractivas, e segundo dados do Hidroprojecto (1999-2003), na área da BHS contabilizam-se 119 indústrias pertencentes ao ramo de actividade das pedreiras e explorações mineiras, das unidades de serragem, corte e acabamento da pedra e da extracção de sal, estando 20 delas ligadas a Sistemas de Águas Residuais (SAR). As pedreiras e explorações mineiras, totalizam 50 unidades na bacia (apenas 10 estão ligadas a SARs), e são o grupo mais poluente dentro das indústrias extractivas. A poluição produzida pelas extracções mineiras, resulta das águas de ocorrência das escombreyras, que se caracterizam por baixos valores de pH e pela presença de metais pesados, nomeadamente Cu (cobre), Zn (zinco) e Cd (cádmio). Uma destas unidades, não ligada a SAR, explora minério – Empresa Mineira da Serra do Cercal SA – que se dedica à exploração de Fe (ferro) e Mn (manganês). A indústria extractiva é responsável igualmente por uma afluência á BHS de uma carga diária de Sólidos Suspensos Totais (SST) de 2091 Kg/dia (Hidroprojecto, 1999-2003).

São também identificáveis três minas abandonadas com papel relevante na produção de drenagem ácida: as minas de Aljustrel, Lousal e Caveira, cujas escorrências confluem para as ribeiras do Roxo, de Corona e de Grândola, respectivamente.

Quanto às zonas urbanas, estas podem constituir ainda fontes de poluição difusa, uma vez que as suas escorrências podem ser parcialmente introduzidas no meio hídrico de forma dispersa, designadamente, nos locais onde não existem redes de esgotos.

A agricultura gera poluição difusa nos solos, por acção dos adubos e pesticidas, fazendo confluir nas linhas de água elevados volumes de nutrientes, que proporcionam a eutrofização das massas de água e têm uma longa persistência nos meios hídricos.

A captação de água, utilizada para fins urbanos, agrícolas e industriais, por um lado, e a retenção de águas nas 14 barragens e inúmeros diques de irrigação existentes na BHS, por outro, provocam a diminuição dos caudais, o que potencia, de forma significativa, os efeitos da poluição, além de se verificar, também, um défice de água no sistema, particularmente conspícuo nos meses de estio (Hidroprojecto, 1999-2003).

A artificialização das margens do estuário é outro factor a ter em conta, uma vez que provoca a destruição de zonas intertidais, influencia a circulação de águas estuarinas e é também uma potencial fonte de poluição no estuário. Esta artificialização é mais intensa entre Setúbal e o canal de águas de Moura, devido essencialmente às instalações do Porto de Setúbal, ao cais da Eurominas e à Setenave.

O desenvolvimento turístico é particularmente intenso, e com tendência para aumentar no futuro próximo, na restinga de Tróia, devido às excelentes condições naturais que esta zona apresenta, que a tornam particularmente atractiva para o investimento turístico.

Finalmente, há ainda a considerar a exploração desregada dos recursos, nomeadamente a apanha de juvenis e a prática do arrasto, a captura de anelídeos utilizados como isco na pesca, que perturba os sedimentos provocando assim um aumento de turbidez na água, com conseqüente diminuição da taxa fotossintética e a sobreexploração de moluscos, que foi de tal modo intensa que levou há quase extinção das ostras (*Crassostrea angulata*), dos búzios (*Trunculariopsis brandaris* e *Trunculariopsis trunculus*) e das amêijoas (*Ruditapes decussata* e *Veneropsis* spp.) (Hidroprojecto, 1999-2003).

Na figura 5.17, estão representados os principais focos de poluição pontual, quer industriais quer agrícolas, que ocorrem na BHS, inventariados por Hidroprojecto (1999 – 2003).

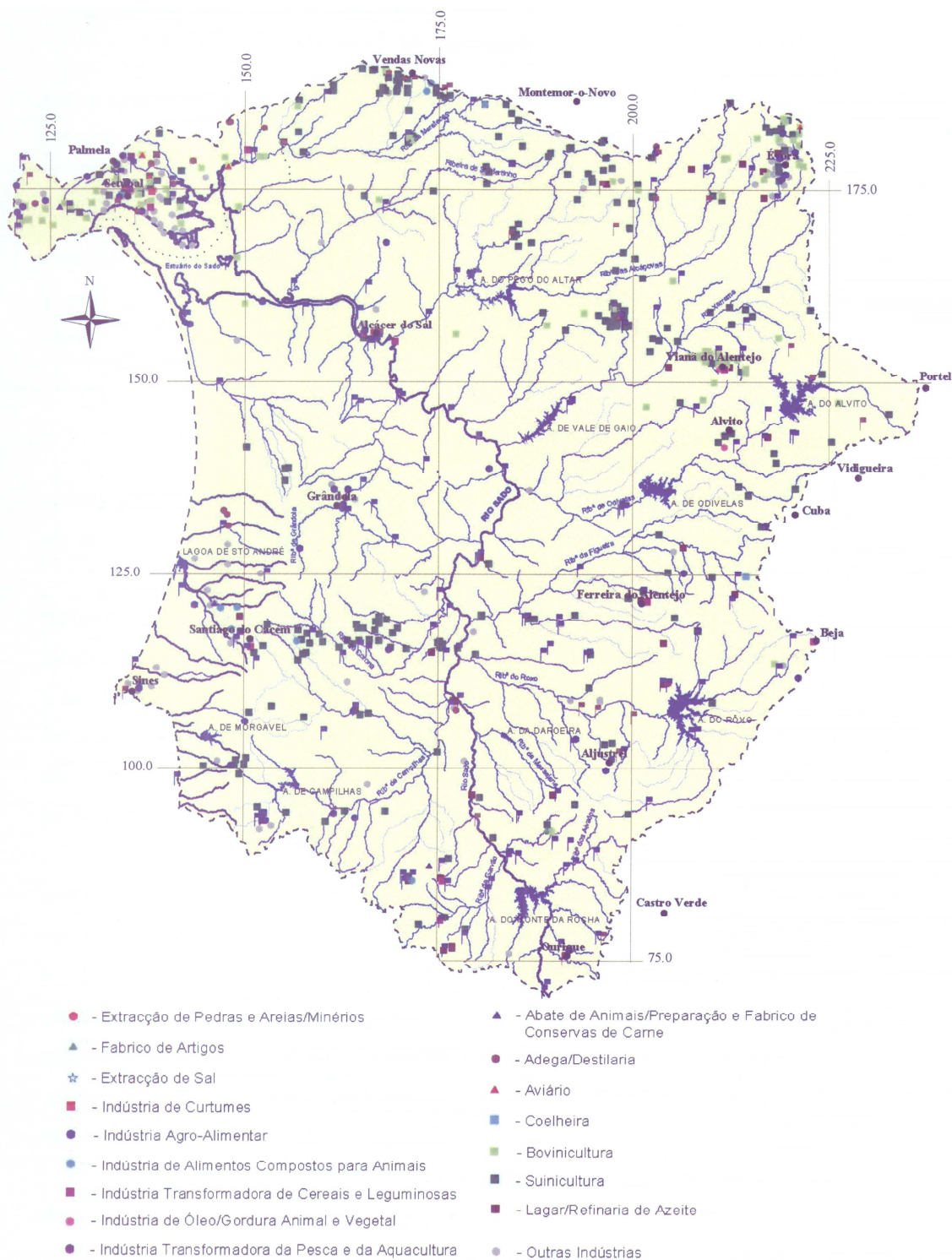


Figura 5.17 – Poluição pontual industrial na BHS.
 (adapt. de Hidroprojecto, 1999-2003).
 Quadricula quilométrica do sistema de Hayforg – Gauss

5.9. Estuário do Sado e alterações climáticas

A avaliação do impacto ambiental na zona do estuário do Sado, face a um cenário de alteração climática, revela-se de particular interesse. Uma vez que se trata de uma das mais importantes zonas húmidas do continente europeu, tratando-se de uma área protegida, que coexiste, no entanto, com inúmeras actividades humanas. Situando-se no Sul de Portugal, apresenta-se também particularmente vulnerável em termos hídricos, devido à variabilidade de precipitação registada na BHS, o que provoca uma grande variabilidade interanual do escoamento.

De acordo com o projecto SIAM II (2006), são expectáveis alterações muito importantes, que irão afectar todos os sectores da região do Sado. Assim, um cenário com menos precipitação, mais concentrada no Inverno e com grande variabilidade interanual, irá desequilibrar os reservatórios subterrâneos de água e ameaçar espécies selvagens do estuário e da região circundante; as actuais espécies florestais perderão produtividade (até se tornarem economicamente insustentáveis); as culturas agrícolas tornar-se-ão mais dependentes da rega e serão seriamente afectadas, podendo mesmo ter que se optar por novas práticas agrícolas e uma diferente selecção de espécies; no sector das pescas ocorrerá a introdução de novas espécies exóticas e o desaparecimento de algumas locais; as actividades humanas, face à alteração climática, irão requerer um nível de consumo energético mais elevado. E, finalmente, admite-se um aumento da frequência de doenças relacionadas com temperaturas elevadas e do risco de ocorrência de doenças transmitidas por vectores.

5.9.1. Temperatura e Precipitação observadas no Vale do Sado

Ao longo do rio Sado, de jusante para montante, encontram-se as estações de Setúbal, Alcácer do Sal e Alvalade do Sado. A evolução das temperaturas máxima e mínima nestas estações desde a década de 1940 até 2002 encontra-se representada na figura 5.18. Representa-se também uma estimativa da tendência nos períodos anterior e posterior a 1975, ano que segundo Karl *et al.* (2000) *in* SIAM II (2006) representa o ano de alteração da tendência da temperatura média global. Observando as três séries, pode constatar-se que regista-se um período de arrefecimento anterior à década de 1970, seguindo-se um aquecimento até ao momento presente. É de salientar que estas

observações apresentam uma tendência de sinal semelhante a outras efectuadas em diferentes estações de Portugal Continental e Ilhas.

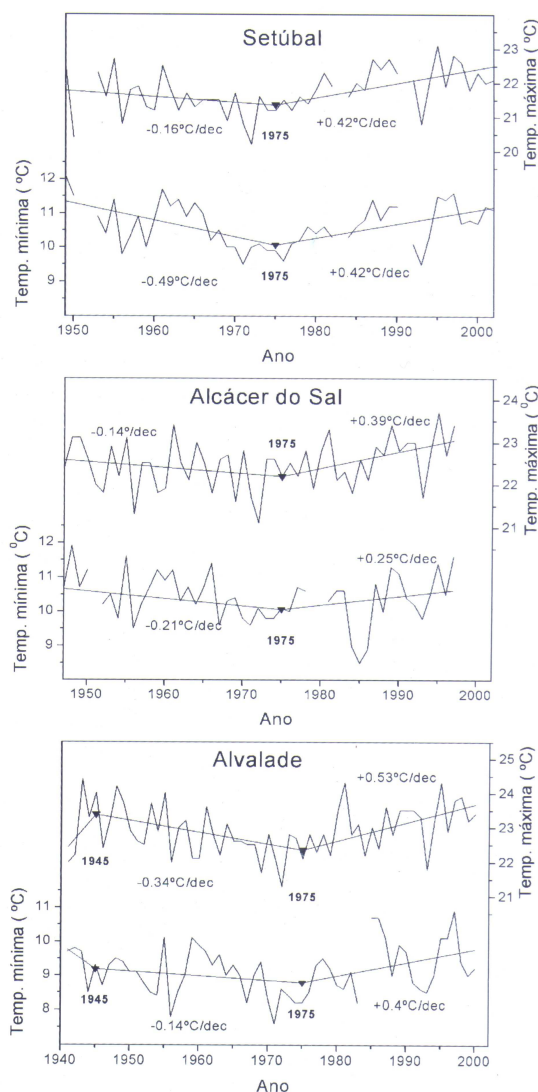


Figura 5.18 – Evolução das temperaturas máxima e mínima em três estações no vale do Sado (Setúbal, Alcácer do Sal e Alvalade do Sado). Ajustes lineares e tendências calculadas pelo método de Tomé e Miranda (2004) utilizando os anos de inversão (1945 e 1975) propostos por Karl *et al.* (2002). (adapt. de SIAM II, 2006).

Quanto à precipitação anual, registada nas três estações do vale do Sado, (figura 5.19) verifica-se que em Setúbal a precipitação anual média no período 1961-1990 (732 mm) é superior à de Alcácer do Sal (568 mm) e de Alvalade (564 mm). No entanto, as tendências de precipitação são pouco claras, devido à variabilidade interanual e às falhas de observação da última década (SIAM II, 2006).

A distribuição da precipitação na bacia hidrográfica está ainda condicionada pela topografia e distância à costa (figura 5.20).

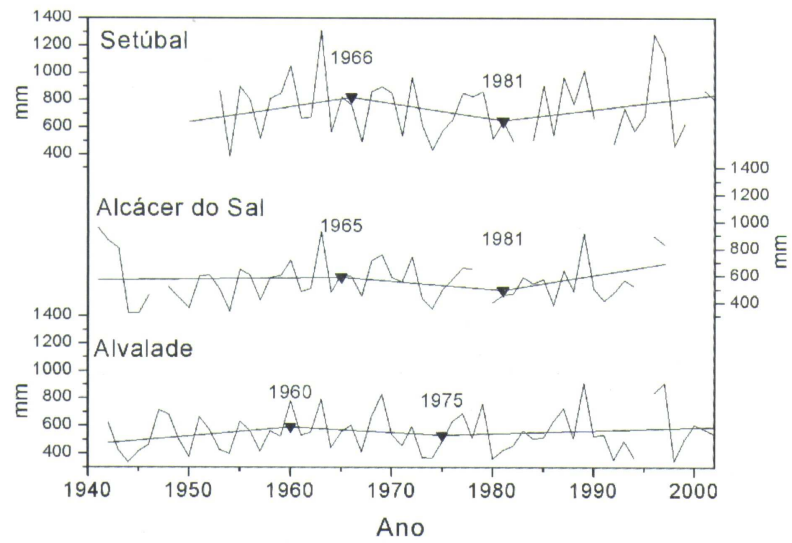


Figura 5.19 – Evolução da precipitação anual em Setúbal, Alcácer do Sal e Alvalade do Sado (adapt. de SIAM II, 2006).

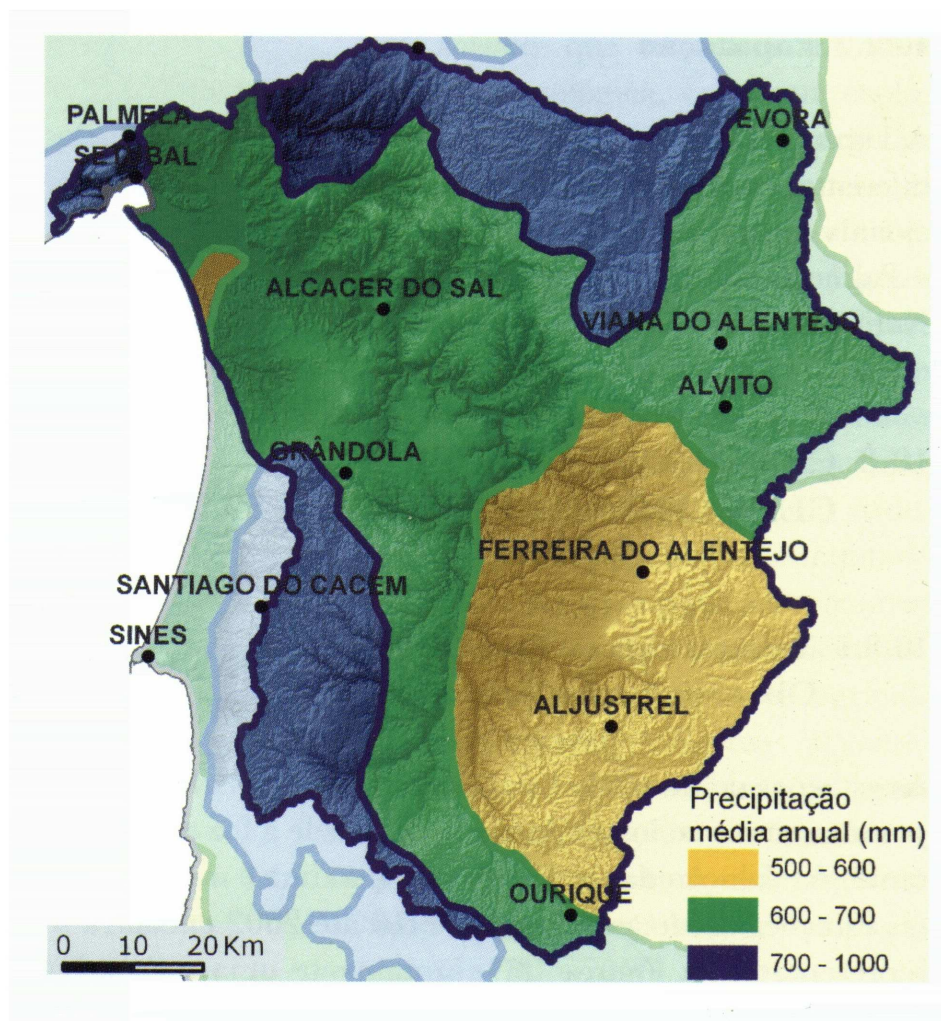


Figura 5.20 – Precipitação média anual na bacia do Sado (adapt. de SIAM II, 2006).

Verifica-se também uma acentuada assimetria sazonal (figura 5.21), com um valor mínimo de precipitação em Janeiro de 50 mm e um valor máximo em Agosto de apenas 10mm, embora em cerca de dois terços da Bacia os valores não cheguem a atingir sequer os 2,5 mm. Corroborando esta assimetria sazonal, os valores de precipitação registados entre os meses de Novembro e Abril, correspondem a 75% da precipitação anual.

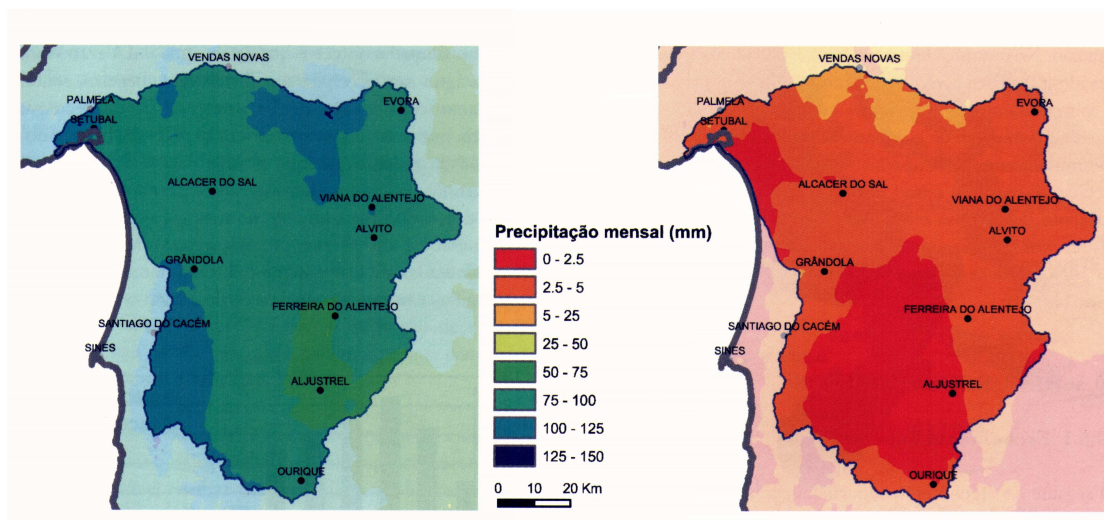


Figura 5.21 – Precipitação média mensal nos meses de Janeiro e Agosto (adapt. de SIAM II, 2006).

Num ano médio, a precipitação na Bacia do Sado é ligeiramente superior a 600 mm/ano. O que significa que é a segunda bacia em Portugal com menor precipitação (superada apenas pela Bacia do Guadiana, com precipitação anual na ordem dos 570 mm/ano). Com uma taxa de evapotranspiração potencial claramente mais elevada (na ordem dos 1100 mm/ano e mesmo superior) e em associação com temperaturas médias anuais de 15 a 16°C, implica um défice de recursos hídricos no balanço hídrico final em alguns anos hidrológicos (SIAM II, 2006).

5.10. Sapal do Estuário do Sado

5.10.1. Caracterização Geral

As zonas húmidas costeiras do estuário do rio Sado, i.e. sapais e rasos de maré, ocupam 7,170 Km² da costa Sudoeste de Portugal continental (Moreira, 1992). Fazem parte da Reserva Natural Nacional, cuja superfície tem vindo a diminuir devido

essencialmente à constante pressão antrópica provocada pelo desmesurado desenvolvimento urbano, turístico, agrícola e industrial, que ocorre nas suas margens.

Segundo Moreira (1992), os rasos de maré e os bancos de lodo, desenvolvem-se normalmente entre altitudes de -1,8 e +2,0 m, ao longo das margens dos charcos e dos canais estuarinos.

Durante o Inverno a precipitação é mais intensa e frequente, e, consequentemente, o processo erosivo da frente dos sapais é acelerado (Moreira, 1987).

O processo sedimentar presente é complexo, registando-se numerosas solicitações erosivas no sapal, mas também inúmeras zonas privilegiadas de acreção, dependendo do coberto vegetal, da acção da fauna e das características sedimentológicas do sapal. O processo de recessão das margens do sapal, com um valor médio geral, registado no período de 1978 a 1983, de 17 cm/ano, segundo Moreira (1987), atinge o seu valor máximo nas zonas da Ilha do Cavalo, expostas à nortada. No entanto, em muitos pontos o balanço sedimentar é favorável à progressão, podendo atingir valores de 1m/ano na Mitrena e Monte do Pinheiro, devido à migração de baixios para terra. Ainda segundo Moreira (1992), os sedimentos do alto sapal são compostos inteiramente por sedimento fino e detritos orgânicos. As taxas de acreção vertical variam entre valores de 0,8 a 3,1 mm/ano, podendo no entanto atingir 106mm/ano em zonas de diques artificiais, Moreira (1992). Sendo que as taxas de acreção mais altas, de 3,1 mm/ano, situam-se junto aos canais de maré mais abrigados povoados com *Haliminoide portucaloides* e nas depressões concavas cobertas por *Haliminoide portucaloides* e *Arthrocnemum glaucum*, sendo que ambas as espécies se revelam muito eficientes na retenção do sedimento (Moreira, 1992).

5.10.2. Características Geomorfológicas e Sedimentológicas

Os rasos de maré e os bancos de areia presentes no estuário do Sado desenvolvem-se entre as cotas de -1.8m e +2.0m ao longo das margens do sistema estuarino (Moreira, 1992).

A grande maioria das zonas húmidas presentes encontra fortemente alterada por acção antrópica. O ecótono, i.e. a zona de transição entre factores ecológicos diferentes, da margem interior da plataforma de entre-marés encontra-se junto a um dique artificial ao longo de cerca de 80% da sua extensão (Moreira, 1992). Ainda segundo Moreira, o único ecótono natural da margem interna do terraço de maré situa-se ao longo do

contacto entre a restinga de Tróia e pequenos sectores alcantilados situados nas áreas de Arrábida – Pinheiro e Mitrena.

Podemos distinguir dois níveis diferentes de terraços de maré. Uma plataforma mais baixa e não vegetada, sujeita a submersão por cada ciclo de maré, e, uma área mais elevada coberta pelo sapal, que forma a plataforma de maré-alta. Estas duas zonas da plataforma estão separadas por um declive abrupto de 0.5 a 2.0m que forma um pequena arriba no perfil do sapal (Moreira, 1992).

A área mais baixa é mais larga e é formada por sedimentos arenosos adjacentes aos canais de maré, e por sedimentos lodosos (predominantemente siltes) nas zonas mais distantes desses canais. O quartzo é o mineral mais abundante nos sedimentos, quer arenosos quer siltosos; quanto às argilas, a maioria pertence ao grupo das montmorilonites (Moreira e Lapa, 1985, *in* Moreira, 1992).

Ainda de acordo com Moreira (1992) no interior do terraço de maré surgem diques e bancos arenosos formados pelas correntes de maré, que se originam pelas inundações de maré do canal da Comporta e pela corrente de vazante, potenciadas pelas descargas fluviais nos canais do Sado e Marateca. Em vários locais, nomeadamente: Comporta, Carrasqueira e Palma, pequenos bancos de ostras colonizam os bordos exteriores do terraço e os bancos pouco profundos do estuário, criando assim, pequenas e irregulares bioestruturas que retêm quer os detritos orgânicos, quer o sedimento mais fino.

5.10.3. Caracterização Ecológica

A zona inferior do sapal encontra-se coberta essencialmente pela espécie *Spartina marítima* (Psuty & Moreira, 2000). O alto sapal encontra-se cortado por uma rede meandriforme de canais de maré (figura 5.22) que drenam superficialmente e é pontuada por charcos salinos. (Chapman, 1974; Beeftink, 1977 *in* Moreira, 1992).

A área dominada pela formação vegetal constituída essencialmente pela *Spartina marítima* ocupa as plataformas lodosas, entre os níveis mínimo e máximo atingidos nas preia-mares de águas mortas, está sujeita a um período de submersão que varia entre 10 e 11 horas por dia, em águas vivas, e de 7 a 11 horas durante as águas mortas (Moreira, 1987). Incluem-se aqui as manchas vegetais pioneiras da orla exterior do sapal, onde a *Spartina marítima* atinge um elevado índice de cobertura, desenvolvendo-se ligeiramente abaixo do nível mínimo das preia-mares mortas. Podemos ainda

considerar, segundo Moreira (1987) uma zona de transição, um pouco mais evoluída, e que cresce nas plataformas com limite definido pelo nível máximo das preia-mares mortas, constituída por um baixo índice de cobertura de *Spartina marítima* e por *Arthrocnemum perenne*, que aparece frequentemente a jusante dos diques do alto sapal.



Figura 5.22 – Canais meandriformes do alto sapal – Comporta – estuário do Sado (Agosto, 2007)

Ainda segundo Moreira, o alto sapal é caracterizado por uma formação vegetal arbustiva, ou arbustivo-arbórea com menos de 1m de altura (figura 5.23) que cobre praticamente na totalidade, exceptuando os canais e poças de maré, os solos argilosos e compactos das plataformas de preia-mar de águas vivas. É essencialmente constituído por Quenopodiáceas, que ficam geralmente emersas, mas que estão sujeitas a suportar um período de submersão diária de 10 horas durante as preia-mares vivas (Moreira, 1987).

Finalmente podemos considerar um «sapal de transição» que corresponde às formações vegetais arbustivas e herbáceas que ocupam os ecótonos do sapal, quer na transição deste para as formações psamófitas das dunas, quer para as formações ruderais, i.e que crescem espontaneamente, dos muros de terra das salinas e dos diques e vales de drenagem que limitam os sapais. Esta zona situa-se acima do nível atingido pelas preia-mares vivas, mas está relacionada com a flutuação do nível piezométrico da

superfície freática salgada. A flora é variada e caracterizada pela predominância de espécies halotolerantes: Quenopodiáceas, Juncáceas e Asteráceas (Moreira, 1987).

De acordo com o projecto SIAM II (Andrade *et al.*, 2006), comparando-se as fotografias aéreas de 1976 com os ortofotomapas de 1995 e comparando também os elementos actuais com os dados de Moreira (1987), observa-se uma franca regressão do baixo sapal, ao longo dos últimos 15 a 25 anos, apresentando o alto sapal sintomas de erosão marginal.

É de salientar também, ainda segundo o projecto SIAM II (Andrade *et al.*, 2006), que relativamente ao caso concreto da palafita da carrasqueira, os pescadores referem, de forma unânime, a extinção dos prados de *spartina marítima* e o desaparecimento do baixo sapal em favor da expansão dos rasos de maré e de um estado de assoreamento dos fundos que prejudica a navegação.

Estas observações indiciam a existência de um fluxo de sedimentos coesivos nas margens estuarinas, sendo de supor que parte do assoreamento que caracteriza os espriados subtidais e rasos de maré resulta da erosão marginal de antigos sapais e redeposição de sedimentos lançados em circulação (Andrade *et al.*, 2006).



Figura 5.23 – Formação vegetal arbustiva do alto sapal – Carrasqueira – estuário do Sado (Agosto, 2007)

CAPÍTULO VI

Estudo de Caso – O Sapal da Carrasqueira

6.1. Caracterização da área em estudo – Sítio da Carrasqueira

A Carrasqueira pertence à freguesia da Comporta, concelho de Alcácer do Sal, distrito de Setúbal. É uma pequena localidade encravada no seio de uma grande propriedade agrícola, situada na margem sul do estuário do Sado, em plena R.N.E.S.

Os seus habitantes descendem de uma população rural migrante, que desenvolveu, ao longo de décadas, um modo de vida baseado na complementaridade entre as actividades agrícolas e piscícolas.

Neste pequeno aglomerado populacional destaca-se o seu característico porto de pesca palafítico, construído pelos pescadores locais, que se dedicavam especialmente à pesca da amêijoia e da ostra, para poderem desenvolver a sua actividade sem estarem dependentes do ritmo das marés.

Em termos geoambientais podem ser definidas nesta zona três ambientes distintos: o alto sapal, o baixo sapal e o raso de maré.

A superfície do alto sapal (figura 6.1) é aplanada, recortada por canais estreitos e sinuosos, e delimitada por escarpas abruptas com cerca de 60cm de altura, que marcam a transição brusca para o ambiente de raso de maré, caracteristicamente não vegetado (figura 6.2 e 6.3). As margens do alto sapal apresentam-se erodidas, preferencialmente junto à base da escarpa e salientes no topo, o que favorece o seu desmonte (figura 6.3), induzindo a redução da sua área.

Quanto à vegetação do alto sapal, destacam-se aqui, pela sua conspicuidade as espécies *Arthrocnemum fruticosum* e *Halimnoide portucaloides* (figuras 6.4 e 6.5).

Quase toda a área caracteriza-se por esta transição abrupta entre alto sapal aplanado e vegetado e o raso de maré não vegetado, sendo que apenas esporadicamente se observam pequenas manchas de baixo sapal, povoadas por *Spartina marítima*.



Figura 6.1 – Aspecto aplanado do alto sapal (Carrasqueira, 2007).



Figura 6.2 – Aspecto da transição do alto sapal para o raso de maré (Carrasqueira, 2007).



Figura 6.3 – Aspecto da transição do alto sapal para o raso de maré (Carrasqueira, 2007).



Figura 6.4 – *Arthrocnemum fruticosum* (Carrasqueira, 2007).



Figura 6.5 – *Halimolobos portucaloides* (Carrasqueira, 2007).

6.2. Recolha de dados

O trabalho de campo teve como finalidade a recolha de duas sondagens curtas efectuadas no lugar da Carrasqueira (figura 6.6). A recolha dos testemunhos foi efectuada com um amostrador do tipo Van der Horst, cravados e extraídos manualmente, a partir da superfície do alto sapal, junto ao seu limite nascente. As coordenadas UTM do local de amostragem são: 29S0521258 4252073; ED 1950.

A primeira sondagem (CAR2), com uma profundidade de 131cm foi realizada em 2003. A segunda sondagem (CAR2A) com uma profundidade total de 73cm, foi realizada em 28 de Março de 2005, no mesmo local, com o objectivo de replicar a primeira. Os testemunhos recolhidos foram imediatamente envolvidos em película plástica, devidamente etiquetados e transportados para o laboratório. Procedeu-se também ao nivelamento dos furos de sondagem, ligando a boca dos furos a uma referência fixa em terra, devidamente georeferenciada, por ligação à rede geodésica nacional, e cuja altitude foi previamente determinada com o auxílio de GPS referencial, através de uma estação total Zeiss Elta RS.

As sondagens efectuadas na Carrasqueira (CAR 2 e CAR 2A), situam-se à cota absoluta, do início do furo, de 3,465m, acima do zero hidrográfico (ZH).

O ponto escolhido para a origem das Cotas (OC), no Sítio da Carrasqueira, tem 1,51m de cota em relação ao nível médio (NM) e 3,51m em relação ao zero hidrográfico (ZH). A cota da estação estava mais alta 0,885m que OC, o que implica uma cota de 4,395 (ZH) para a estação. Como a Sondagem está mais baixa 0,930m que a estação, significa que a cota da Sondagem é 3,465 (figura 6.7).

Os níveis de referência são reportados à tabela de marés do Instituto Hidrográfico, 1999.

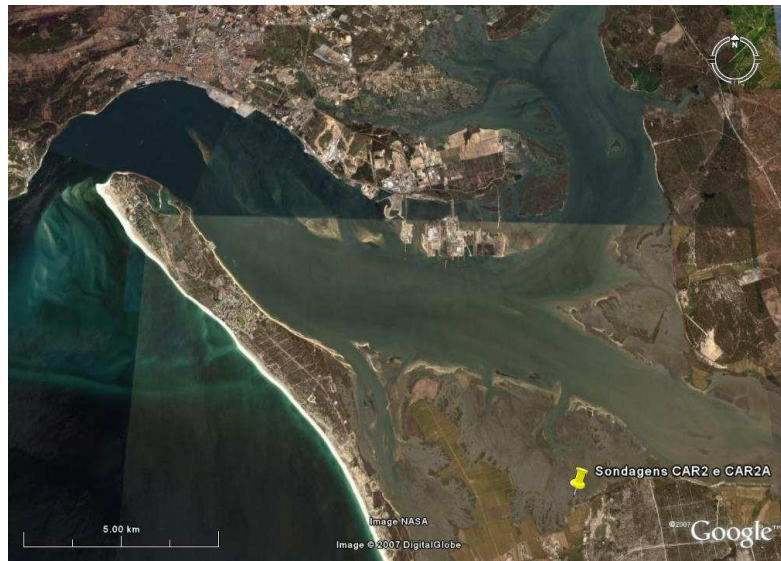


Figura 6.6 a)



Figura 6.6 b)

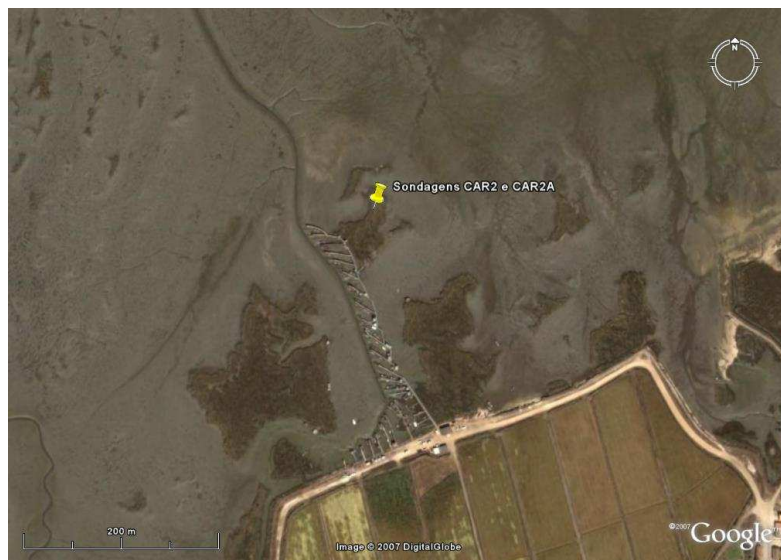


Figura 6.6 c)

Figura 6.6 a) b) c) – Localização do core Carrasqueira 2 (in Google Earth, 2006)

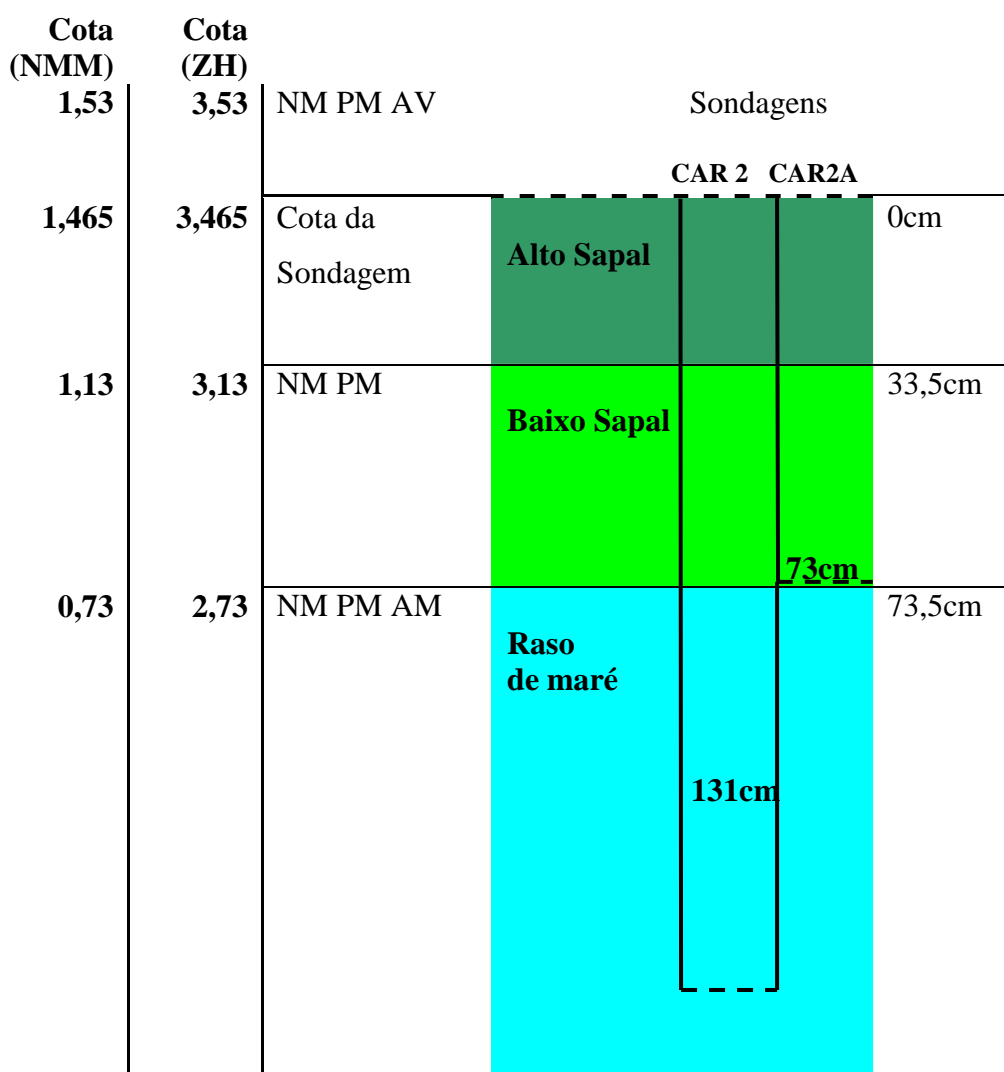


Figura 6.7 – Posição das sondagens CAR2 e CAR2A relativamente aos níveis de referência das marés, reportadas na estação de Desmagnetização (Tabela de marés – Instituto Hidrográfico, 1999). (NM – Nível médio; BM – Baixa-mar; PM – Preia-mar; AV – Águas vivas; AM – Águas-mortas; NMM – Nível médio do mar; ZH – Zero hidrográfico).

Os testemunhos das sondagens CAR2 (2003) e CAR2A (2005) foram submetidos a diversos ensaios sedimentológicos e geoquímicos, cujos resultados são apresentados e discutidos em seguida, tendo como objectivo caracterizar as condições geoambientais que presidiram à deposição dos sedimentos recolhidos no sapal do Sítio da Carrasqueira.

6.3. Tratamento dos dados – Ensaios laboratoriais

O processamento sedimentológico e geoquímico destas amostras processou-se nos Laboratórios de Geologia Costeira – PROCOST – do Departamento e Centro de Geologia da F.C.U.L., tendo sido adoptados diversos procedimentos laboratoriais consoante as características dos sedimentos e os objectivos das análises.

Os testemunhos foram seccionados em lâminas com 1cm de espessura. Da sondagem CAR2 foram seleccionadas 12 amostras (profundidade 0 a 34 cm) que, depois de secas e moídas em moinho de ágata, foram enviadas para a Universidade de Bordéus (França) para determinação do excesso natural de ^{210}Pb e do radionuclido artificial ^{137}Cs por espectrometria γ , utilizados como traçadores cronométricos para estimar taxas de sedimentação. Foram também seleccionadas 21 outras amostras desta sondagem (profundidade entre 0 e 120 cm) para análise de elementos maiores e menores. Foi também determinado o teor de humidade nos primeiros 35cm de profundidade desta sondagem.

A sondagem CAR2A (profundidade 0 a 73 cm) foi utilizada para determinação do teor de humidade, pH, teor de carbonato de cálcio, análise textural e teor de matéria orgânica.

Os testemunhos foram seccionados em lâminas de 1cm de espessura, tendo-se determinado o teor em água e o pH para todas as amostras. Posteriormente as amostras foram agregadas duas a duas, totalizando-se assim amostras de 2cm de espessura, para se proceder à granulometria por via húmida (fracção $< 63\mu\text{m}$) e à determinação dos teores de matéria orgânica (por titulação e Mufla).

6.3.1. Teor de humidade

As amostras húmidas, constituídas por discos de 1cm de espessura foram pesadas imediatamente após o corte. Após secagem na estufa a uma temperatura de 60°C , durante um período mínimo de 48 horas, procedeu-se a nova pesagem, obtendo-se o peso em água através de diferença ponderal.

O teor de humidade de cada amostra foi calculado aplicando a seguinte fórmula: $(W_H - W_S) * 100 / W_S$, em que W_H representa o peso da amostra húmida e W_S o peso da amostra seca.

6.3.2 pH

A determinação do pH dos sedimentos foi efectuada na amostra total, após secagem do sedimento em estufa a 60°C, com um aparelho de medição directa InoLab pH 730, pelo método electrométrico especificado na norma E 203 do LNEC (1967) (em anexo). Basicamente, o método consiste em medir o pH de uma solução, obtida por mistura de um volume de água destilada com a amostra de sedimento, em condições controladas. Os sedimentos foram então classificados segundo a escala de pH dos solos de Pralongo (*in Costa, 1999*) (tabela 6.1).

pH do solo	Designação
4,5 ou menor	Hiperácido
4,6 a 5,5	Ácido
5,6 a 6,5	Subácido
6,6 a 7,5	Neutro
7,6 a 8,5	Subalcalino
8,6 a 9,5	Alcalino
9,6 ou maior	Hiperalkalino

Tabela. 6.1 – Escala de pH dos solos de Pralongo (*in Costa, 1999*)

6.3.3. Teor de carbonato de cálcio (Calcimetria)

A determinação do teor de carbonato de cálcio, que num ambiente de sapal depende principalmente da presença ou ausência de bioclastos no sedimento, é realizada na amostra seca e desagregada com um pilão de borracha. Previamente, realiza-se uma análise expedita, que consiste na adição de aproximadamente 1 ml de HCL, diluído a 10%, a cerca de 1g de sedimento seco e conseqüente observação da ocorrência ou não de reacção. Esta análise é efectuada com o auxílio de uma lupa binocular, avaliando-se assim a intensidade da reacção, o que terá implicação posterior na quantidade de amostra a utilizar na calcimetria. Utilizando o calcímetro 08.35 EIJKELKAMP, efectua-se então as determinações de acordo com a norma que acompanha o aparelho, e que doseiam a quantidade de CaCO₃ numa massa conhecida da amostra, a partir da determinação do volume de CO₂ libertado pelos carbonatos.

No entanto, é de referir que a análise expedita das amostras revelou total inexistência de reacção pelo que se considerou o teor de carbonato de cálcio em todas as amostras como nulo.

6.3.4. Teor de matéria orgânica

A determinação do teor de matéria orgânica (MO) foi efectuada recorrendo-se a dois métodos distintos: perda por ignição, na mufla, também denominado “Loss-On-Ignition” e titulação.

A titulação, consiste na oxidação do carbono orgânico da amostra com dicromato de potássio e ácido sulfúrico concentrado, seguida de titulação do excesso de dicromato de potássio com sulfato ferroso (norma LNEC, 1967, em anexo). A percentagem da matéria orgânica é estimada a partir do teor de carbono orgânico, com base em fórmula empírica, admitindo que aquela contém em média 58% de carbono e que com esta técnica são oxidados 77% do carbono total da matéria orgânica.

A perda por ignição (em anexo), consiste na perda de matéria orgânica por ignição na mufla, à temperatura de 550°C durante duas horas, sendo a amostra previamente desagregada e seca na estufa a 60°C. O teor de matéria orgânica é dado pela diferença ponderal entre o peso da amostra antes e depois da queima na mufla, efectuando-se o arrefecimento das amostras num excicador.

6.3.5. Análise textural

Procedeu-se à separação da fracção grosseira (> 63µm) e fracção fina (< 63 µm) das amostras, recorrendo-se à crivagem por via húmida. A porção de sedimentos finos da amostra, i.e. o material que passou pelo peneiro de 63µm, foi depois seco e recuperado num banho de areia, desagregado num almofariz com pilão de borracha, para posterior análise e granulometria de finos. A fracção grosseira, retida no peneiro de 63µm, foi seca em estufa a 60°C e posteriormente pesada, tendo-se então calculado a percentagem relativa de finos e grosseiros da amostra total.

A fracção > 63µm é muito diminuta, não se justificando a análise granulométrica para estas partículas. No entanto, foi efectuada a observação, com o auxílio da lupa binocular, da sua composição e estimada a percentagem da componente mineral *versus* componente orgânica.

6.3.6. Análise Geoquímica

As amostras destinadas a análise geoquímica sofreram crivagem a seco, num crivo acrílico de 2mm, tendo sido posteriormente moídas num moinho de ágata.

No Laboratório de Análises Geoquímicas da F.C.U.L., foram determinados os teores em Si, Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Ti, Na, K, Zn, Cu, Pb e Co.

O teor em sílica foi determinado pelo método gravimétrico – Fusão com Carbonato de Sódio seguindo uma adaptação do procedimento descrito por Washington (1930) (em Anexo).

Os restantes elementos foram determinados por espectrometria de absorção atómica por chama (figura 6.8), usando as amostras de sedimento em solução. Este método baseia-se no facto de os átomos de diferentes elementos, no seu estado fundamental, absorverem energia com um comprimento de onda característico e de a absorvância (A) ser proporcional à concentração atómica (Rowland, 1997, *in* Sousa, 2006), sendo que $A = \text{Log}_{10} (I_0/I)$ (Lei de Beer – Lambert), em que I_0 representa a intensidade do raio de luz incidente e I a intensidade de luz emergente da chama. Determina-se assim, a concentração de cada elemento na amostra a partir da absorvância apresentada para um comprimento de onda específico.

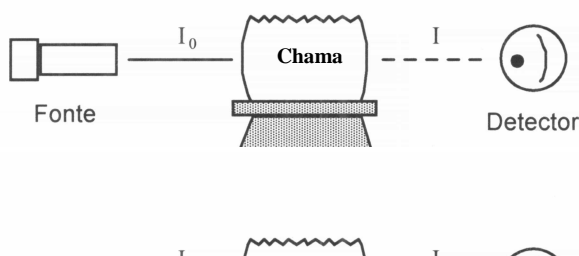


Figura 6.8 – Ilustração do processo de absorção atómica (adapt. de Caetano, 2004 *in* Sousa, 2006).

A preparação (solubilização) das amostras para análise por espectrometria de absorção atómica faz-se recorrendo ao método do ataque com ácido fluorídrico – perclórico com pulverização do silício, seguindo-se uma adaptação do método descrito por Pinta (1971) (em Anexo).

A solução de amostra preparada para análise no aparelho de espectrometria de absorção atómica por chama é submetida previamente a diluição, tendo em atenção a

concentração esperada para cada elemento, de acordo com a concentração da referência da solução-padrão.

Nos sedimentos estudados, a diluição efectuada foi de 2/100 para todas as leituras excepto para o titânio e manganês, cujas concentrações na amostra-padrão são já muito baixas. Na diluição para leitura do alumínio e do cálcio, adiciona-se ainda 1 ml de cloreto de potássio e 1ml de óxido de lantânio, para corrigir as interferências nas leituras resultantes, nomeadamente de elementos estranhos existentes na amostra cuja presença modifica (por excesso ou defeito) a intensidade do sinal indicador da concentração destes elementos. Quanto à preparação da amostra para a leitura do titânio, adiciona-se 1 ml de cloreto de potássio à solução a analisar.

O espectrómetro de absorção atómica por chama possui uma fonte de radiação: uma lâmpada de cátodo. Esta lâmpada é uma fonte de luz estável, necessária para emitir um espectro, característico de cada elemento a determinar. Geralmente, é necessária uma lâmpada para cada elemento, existindo porém algumas lâmpadas que podem ser utilizadas para determinar elementos diferentes (Sousa, 2006).

Uma vez solubilizados, os iões a analisar em solução devem passar ao estado gasoso para possibilitar a sua detecção, recorrendo-se para isso a uma fonte de calor (chama) que transforma a amostra num aerossol, que por sua vez é conduzido a um queimador. Durante a combustão, os iões do elemento a detectar são reduzidos ao estado atómico fundamental absorvendo radiação de um comprimento específico, emitida pela fonte de radiação, sendo possível determinar a quantidade de luz absorvida por comparação com a absorção verificada no processamento de um padrão.

Podem utilizar-se diferentes tipos de chama, que são obtidos através do uso de diferentes misturas de gases, de acordo com a temperatura de queima necessária para a determinação de cada elemento. Nesta análise foi usada uma chama oxidante de ar-acetileno a 2000°C para a análise de sódio, magnésio, potássio, ferro, manganês, cobre, cobalto, chumbo e zinco; uma chama redutora de ar-acetileno a 2000°C para o cálcio e uma chama de protóxido de azoto-acetileno para o alumínio e titânio.

No tabuleiro de leitura, colocam-se as amostras intercaladas (de 5 em 5) com os padrões internacionais, que são seleccionados de acordo com o sedimento ou rocha a ser analisado e que sofreram processamento idêntico. Introduzem-se ainda os padrões de leitura com os elementos puros diluídos. As diluições são realizadas conforme as

instruções do aparelho, tendo em conta a sensibilidade máxima de leitura para cada elemento (Sousa, 2006).

Os resultados obtidos para os óxidos dos elementos maiores, foram convertidos para concentrações dos respectivos elementos, dividindo o peso percentual do óxido pela razão massa do óxido / massa do elemento.

6.3.7. Perda ao rubro – LOI

Na quantificação dos voláteis existentes em cada amostra foi utilizado o método da perda ao rubro ou *loss on ignition* (LOI), que consiste na determinação, de perdas, por diferença ponderal, antes e depois da amostra ser levada ao rubro num bico de Mecker, durante cerca de 30 minutos, atingindo-se temperaturas entre os 700 e os 800°C. A diferença ponderal corresponde não só à eliminação da matéria orgânica, mas também à perda de água (gravítica e molecular) e de outros voláteis presentes na amostra.

6.3.8. Geocronologia isotópica – Aplicação à determinação da taxa de sedimentação

Nos últimos 150 anos, aproximadamente, o impacto da actividade humana sobre o meio ambiente cresceu de forma exponencial, gerando as mais dramáticas alterações ambientais (Oldfield & Appleby, 1984). Muitos dos aspectos destes impactos ambientais podem ser reconstituídos através da análise de sedimentos costeiros, uma vez que estes podem ser considerados como excelentes arquivos de alterações ambientais e dos seus respectivos efeitos, dado que ficam bem registados num ambiente sedimentar relativamente estável (Oldfield, 1977). O estudo de sedimentos de ambientes costeiros torna-se assim, um instrumento extremamente valioso para compreendermos a interacção entre a actividade humana e os ecossistemas marinhos (Lu & Matsumoto, 2005). O estabelecimento de datações precisas e detalhadas para os sedimentos marinhos, i.e., a taxa de sedimentação, é essencial para um aprofundar de conhecimentos sobre os processos ambientais (Lu & Matsumoto, 2005).

A geocronologia isotópica utiliza as propriedades de decaimento de isótopos radioactivos nos sedimentos para datar os materiais acumulados numa coluna

sedimentar. A datação é baseada na determinação quantitativa da distribuição vertical de um determinado radioisótopo contido nos sedimentos. Devido a uma desintegração natural, os sedimentos mais antigos, situados a maiores profundidades, contêm uma quantidade relativa menor do radioisótopo analisado; assumindo um ritmo de sedimentação e concentração inicial invariantes ao longo da coluna sedimentar.

Sem deixar de ter em conta que a taxa de sedimentação é afectada por vários factores, tais como a disponibilidade sedimentar e o coberto vegetal da superfície do sapal a aproximação da geocronologia aos sedimentos recentes tem recorrido frequentemente aos radioisótopos de chumbo e cézio como marcadores temporais.

O isótopo natural ^{210}Pb é mais frequentemente utilizado para datação a uma escala de tempo de cerca de um século, i.e., que coincida em grande parte com o desenvolvimento industrial. O radioisótopo artificial ^{137}Cs é também usualmente utilizado, como complemento ou instrumento de validação independente da cronologia obtida a partir do ^{210}Pb .

As taxas de sedimentação correspondem à quantidade de material, mineral e orgânico, depositado durante um determinado intervalo temporal, sendo referenciadas em termos de comprimento de acumulação vertical por unidades de tempo (mm/ano). A partir dessa taxa de acumulação podemos estimar a idade do sedimento a uma determinada profundidade da coluna sedimentar, assumindo que o ritmo de acumulação se mantém invariável ao longo do tempo.

Muitos estudos sobre a poluição de lagos, estuários e outras massas de água, utilizam a análise do ^{210}Pb na elaboração de cronologias. A precisão na determinação da taxa de sedimentação utilizando este método mantém-se até cerca dos 150 anos antes do presente (Goldberg, 1963, Olsson, 1986). Mc Caffrey e Thomson (1980) confirmaram que taxas nos últimos 70 anos de sedimentação em sapais, determinadas pela análise de ^{210}Pb , eram bastante próximas dos registos da subida do nível médio do mar no mesmo intervalo de tempo.

A utilização de ^{210}Pb como “relógio geológico” requer a assumpção de vários pressupostos. Uma vez que este isótopo é produzido naturalmente a partir do decaimento do ^{238}U existe um “background”, ou nível de fundo, característico para cada área. Esta actividade, que representa a actividade do ^{226}Ra do sedimento tem de ser determinada e subtraída ao total da concentração de ^{210}Pb presente nos sedimentos superficiais. É apenas o excesso de ^{210}Pb que é utilizado para datar os sedimentos,

assumindo-se que a principal fonte desse excesso é a atmosfera, onde é produzido a partir do gás ^{222}Rn (Oldfield & Appleby 1984). Assume-se, em primeiro lugar, que a taxa de deposição do ^{210}Pb atmosférico se mantém constante ao longo do tempo. Além disso, o modelo parte também do princípio que todo o ^{210}Pb depositado na superfície do sedimento fica retido e que a sua abundância em profundidade não é afectada de forma significativa pela remobilização de sedimentos, bioturbação, diagénese ou percolação da água. Se estes pressupostos estiverem correctos, então o excesso de ^{210}Pb irá decrescer exponencialmente com a profundidade do sedimento e a taxa de acreção vertical pode ser calculada. No entanto, há a considerar a possível perturbação dos sedimentos superficiais por processos físicos e biológicos, que poderão eventualmente perturbar a interpretação dos perfis do radioisótopo. Contingências podem criar um certo grau de incerteza na datação por ^{210}Pb . Como, mudanças na deposição de ^{210}Pb atmosférico e alterações na concentração de ^{210}Pb sedimentar. Torna-se assim necessário, para testar a validade das taxas de acumulação obtidas com o ^{210}Pb , comparar com o perfil do radioisótopo artificial ^{137}Cs , cuja data da primeira emissão e máximo de acumulação atmosférica se conhecem com precisão (Nittrouer *et al.*, 1983).

Relativamente ao ^{210}Pb , é de referir também que posteriormente a 1973, com a introdução de regulamentos sobre os níveis de chumbo na gasolina, os níveis de ^{210}Pb começaram a diminuir, e em 1988 já eram consideravelmente mais baixos. Podemos, assim, usar as medições de ^{137}Cs , juntamente com o ^{210}Pb , para precisar as datações de ^{210}Pb .

O ^{210}Pb é uma forma radioactiva de chumbo, com um peso atómico de 210. É um dos últimos elementos criados pelo decaimento radioactivo do isótopo parental ^{238}U (tabela 6.2). O ^{238}U tem um período de semi-vida praticamente infinito: $4,5 \times 10^9$ anos e, por essa razão, podemos considerar que se mantém metaestável na crosta terrestre. Apesar da concentração de urânio variar de local para local, está sempre presente, pelo menos em alguma quantidade, em todos os solos e sedimentos recentes.

Ao longo do tempo o ^{238}U decai lentamente para ^{234}U (semi-vida de 248 000 anos) que decai por sua vez para Tório 230 (semi-vida de 77 000 anos), que por sua vez decai para Rádio 226 (semi-vida de cerca de 1600 anos), (tabela 6.2). O Rádio (^{226}Ra) no solo exhibe o mesmo nível de radioactividade que o Urânio 238, devido a um fenómeno natural designado por equilíbrio secular. O resultado final é que em todos os terrenos encontramos Rádio 226, em níveis baixos mas constantes.

Quando o ^{226}Ra decai, produz o isótopo radioactivo Radão 222, (^{222}Rn), cuja semi-vida é de cerca de 3,8 dias. O Radão pode eventualmente escapar para a atmosfera antes de decair para o próximo isótopo da série sequencial, caso seja produzido próximo da interface atmosfera-solo. Esta emissão é uma ocorrência habitual e implica que a atmosfera terrestre contenha um nível baixo, mas constante, de Rn radioactivo. Após alguns dias de residência na atmosfera o ^{222}Rn decai, naturalmente, para Polónio 218 que após algumas horas, precipita na superfície terrestre, juntamente com gotas de chuva e poeiras. Um número subsequente de decaimentos radioactivos ocorre num período de minutos, e produz-se então ^{210}Pb . O ^{210}Pb que precipita, por exemplo, num lago ou no oceano, tende a sedimentar numa questão de alguns meses, e acaba por se fixar permanentemente nas partículas sedimentares mais finas. Dentro de dois anos o ^{210}Po , «neto» do ^{210}Pb , atinge um estado de equilíbrio secular (*i.e.* de actividade constante) com o ^{210}Pb . É na realidade a emissão de partículas alfa do Polónio 210, que é medida, uma vez que nos fornece uma estimativa mais precisa do ^{210}Pb , que uma medição directa ao próprio ^{210}Pb (United States Geological Survey, 2004).

Então, o ^{210}Pb forma-se, assim, naturalmente nos sedimentos e rochas que contenham ^{238}U , bem como na atmosfera como um sub-produto da desintegração radioactiva do Radão (^{222}Rn). Existem, então, duas fontes independentes que contribuem para o total de ^{210}Pb presente no sedimento. A fracção dita “suportada” (*supported* ^{210}Pb) é formada pelo decaimento radioactivo do derivado do ^{226}Ra disperso no próprio sedimento, e que produz a denominada “actividade de base” na coluna sedimentar. E a fracção “não suportada” (*unsupported* ^{210}Pb) que é utilizada para datação e que resulta do produto de decaimento do gás inerte ^{222}Rn , que entra no sedimento pela atmosfera (Jouanneau, 2005). Uma vez depositado e incorporado nos sedimentos, a actividade do ^{210}Pb em excesso, será função da quantidade inicial e do seu período de semi-vida. A cronologia dos sedimentos numa sondagem é então determinada pela medição da actividade do ^{210}Pb em excesso em cada profundidade, por comparação com a actividade medida nos sedimentos do topo da sondagem, uma vez que a fracção suportada de ^{210}Pb é constante em profundidade (Jouanneau, 2005).

O ^{210}Pb está então presente nas camadas ou lâminas sedimentares mais recentes, diminuindo verticalmente, em profundidade a sua actividade, de forma assintótica (United States Geological Survey, 2004), em função do ritmo de decaimento radioactivo e do ritmo de acumulação sedimentar.

Assim, a fracção do ^{210}Pb de origem atmosférica, *o unsupported ^{210}Pb* , que nos interessa para datação, pode ser calculado subtraindo ao total da actividade registada para cada camada analisada a fracção correspondente ao “fundo natural” i.e. a actividade de base. Em análises de rotina de sedimentos com mais de 150 anos, o nível da actividade de base de ^{210}Pb é razoavelmente constante, mas para análises mais rigorosas é necessária uma análise ao ^{226}Ra (Oldfield & Appleby, 1984 *in* Jouanneau, 2005). Quanto ao ^{210}Pb de decaimento atmosférico, os modelos de cálculo mais comuns assumem uma taxa constante de decaimento de ^{210}Pb para o sedimento.

O ^{210}Pb tem um período de semi-vida de 22,26 anos (tabela 6.2), o que significa que após cada 22,26 anos apenas metade da quantidade original em isótopo mantém a sua actividade. Se as camadas de sedimentos não forem perturbadas, é possível constatar que à medida que descemos na coluna sedimentar, a actividade radioactiva diminui, de acordo com a lei do Decaimento Radioactivo.

Podemos assim determinar a taxa de acumulação de sedimentos através da variação na vertical da quantidade de ^{210}Pb . São necessárias cerca de sete semi-vidas, ou seja cerca de 150 anos para que o teor em ^{210}Pb atinja um índice de radioactividade próximo do limiar de detecção, o que restringe o horizonte temporal de aplicação do método.

Decaimento do Urânio – 238

ISÓTOPO	MEIA-VIDA
^{382}U	$4,49 \cdot 10^9$ anos
^{234}Th	24,1 dias
^{234}U	$2,48 \cdot 10^5$ anos
^{230}Th	$7,7 \cdot 10^4$ anos
^{226}Ra	1600 anos
^{222}Rn	3,82 dias
^{218}Po	3,05 minutos
^{214}Pb	26,8 minutos
^{214}Bi	19,8 minutos
^{214}Po	162 μ segundos
^{210}Pb	22,26 anos
^{210}Bi	5,01 dias
^{210}Po	138,4 dias
^{206}Pb	Estável

Tabela 6.2 – Decaimento do ^{382}U

O Césio 137 (^{137}Cs) tem um período de semi-vida de 30,2 anos e representa uma ferramenta muito útil na datação e determinação de taxas de sedimentação, de

sedimentos recentes, particularmente quando utilizado como método complementar da cronologia obtida com recurso ao ^{210}Pb . É fortemente adsorvido pelas partículas sedimentares dos fundos de lagos ou estuários; o perfil de actividade deste isótopo nos sedimentos mimetiza a sua produção atmosférica, se não ocorrerem perturbações na sedimentação, ou no pós deposicionamento.

Trata-se de um radioisótopo artificial, libertado nos testes nucleares ou como resultado de acidentes em instalações nucleares, nomeadamente em Chernobyl (1986).

Os testes nucleares realizados nos anos cinquenta e sessenta deixaram concentrações mensuráveis de ^{137}Cs na atmosfera. O cézio precipitou e penetrou nos sedimentos de uma forma muito semelhante à do ^{210}Pb atmosférico. Este fluxo de ^{137}Cs é identificável nos sedimentos recentes. As medições do padrão vertical da precipitação de ^{137}Cs , mostram que este pode ser usado para medir quer a erosão dos solos, quer a deposição de sedimentos em qualquer lugar da Terra.

Segundo, Lu & Matsumoto (2005) as primeiras ocorrências na atmosfera datam da década de 1950, mais exactamente em 1954 (Jouanneau, 2005), devido ao início dos testes com armas nucleares, correspondendo esta data, portanto, aos registos mais profundos de actividade do ^{137}Cs nos sedimentos. O valor máximo de actividade deste radioisótopo, correspondente à sua máxima acumulação atmosférica, apresenta um pico máximo (devido à proliferação de testes com armas atómicas) em 1963, (Lu & Matsumoto, 2005; Jouanneau, 2005); existe ainda em alguns casos, um pico secundário datado de 1986, resultante do desastre nuclear de Chernobyl (Jouanneau, 2005).

A técnica de datação por ^{137}Cs é um método bastante eficiente de medir taxas de sedimentação de forma rápida. Sabendo-se as datas específicas para estes acontecimentos, que induzem a ocorrência de picos anómalos para o ^{137}Cs , é então possível calcular as taxas de sedimentação por interpolação directa.

Concluindo, podemos então afirmar que, apesar de todas as condicionantes anteriormente referidas, a utilização deste método (datação por ^{210}Pb , complementada com ^{137}Cs), além de fornecer informações sobre os materiais que entram num estuário e eventualmente indicar quando ocorreram os episódios de contaminação, aparenta ainda ser uma ferramenta da maior pertinência para estabelecer uma correlação entre a subida do nível médio do mar que se regista na orla costeira ocidental de Portugal continental e a taxa de sedimentação local registada na área de sapal da localidade da Carrasqueira, situada no estuário do rio Sado.

6.4. Apresentação e discussão de resultados

6.4.1. Sedimentologia

A sondagem CAR2A (2005) atingiu os 72 cm de profundidade e foi utilizada para ensaios Sedimentológicos (teor em água, pH, granulometria por via húmida e teor de matéria orgânica por titulação e por queima na Mufla).

6.4.1.1. – Descrição macroscópica

O testemunho da sondagem CAR2A pode ser descrito macroscopicamente, de uma forma genérica, como uma sequência homogênea de vasa orgânica de cor acinzentada (figura 6.9). Os 10cm mais superficiais apresentam-se num tom mais acastanhado e contêm numerosos poros. Observou-se uma maior abundância de fibras vegetais nos primeiros 18cm, diminuindo ligeiramente dos 18 aos 24cm, com um, também ligeiro, incremento dos 24 aos 28cm. A partir dos 30cm observa-se uma vasa homogênea cinzenta escura de consistência plástica, com uma menor presença de fibras vegetais.

A análise textural da sondagem CAR2A confirma a homogeneidade da coluna sedimentar recolhida, sendo esta constituída essencialmente por vasas, sendo a componente arenosa minoritária.

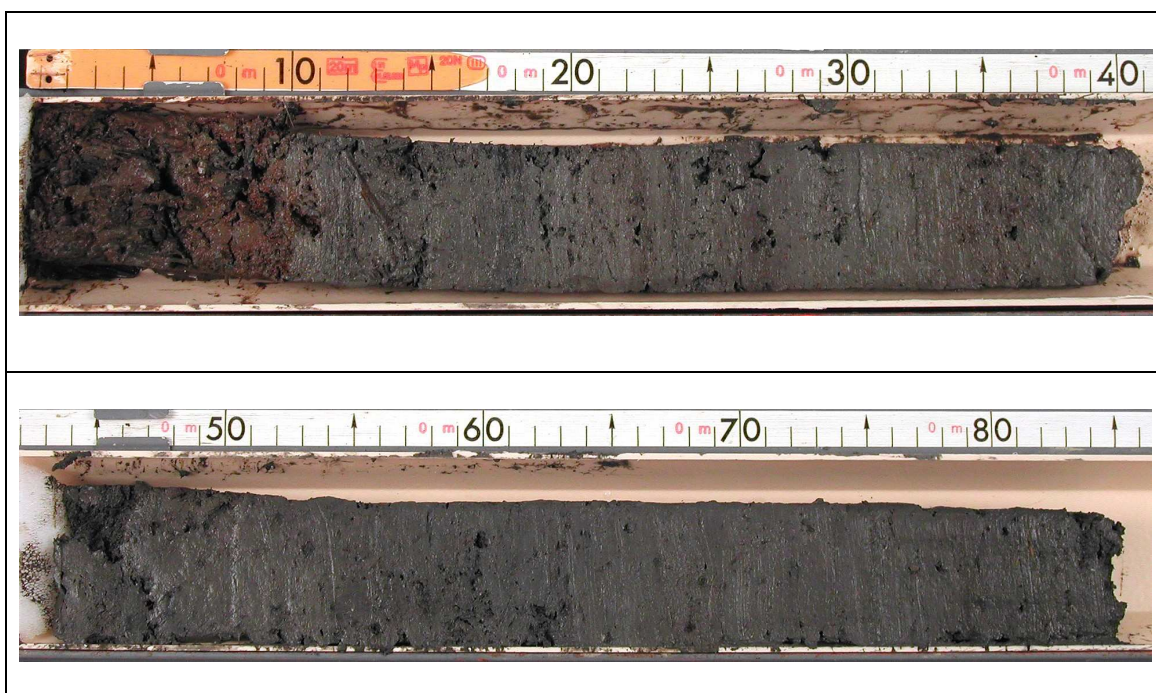


Figura 6.9 – Testemunho de sondagem CAR2A.

6.4.1.2 - Teor de humidade

O teor em água, ou teor de humidade, quantificado experimentalmente nos sedimentos, corresponde à água sujeita a fenómenos de capilaridade que ocupa os espaços entre as partículas. Ou seja, com este método quantifica-se a água capilar, ficando no entanto por estimar a água de constituição, que integra a estrutura química de algumas partículas sedimentares, e a água higroscópica, fortemente adsorvida à superfície dos colóides, dos minerais de argila e húmus (Costa, 1999).

SONDAGEM CAR2A

Os resultados obtidos variam entre 89,72%, obtidos aos 64cm de profundidade e 264,06% registados a 13cm (figura 6.9). De uma forma geral, verifica-se que nos primeiros 28cm o teor de humidade é superior a 150% e cresce para a superfície, estabilizando a partir dos 35cm em valores em torno dos 100%, com uma oscilação, significativa, que atinge os 148,2% aos 40cm de profundidade (figura 6.10).

SONDAGEM CAR2

Para os 35cm mais superficiais da sondagem CAR2, o teor de água varia, entre 198,01% nos primeiros 2cm de sondagem e 98,84% aos 29,5cm de profundidade (figura 6.10).

Em ambos os casos (CAR2 e CAR2A) a secção mais superficial apresenta os maiores teores em água, em concordância com o aumento do número, densidade e dimensões dos poros associados à bioturbação.

No entanto, na sondagem CAR2, os valores são mais baixos e aparentam ser mais uniformes a partir dos 10cm de profundidade. Embora a amostra CAR2A tente ser uma réplica da sondagem CAR2, estas diferenças no teor de água podem ser, eventualmente, explicadas quer pelas diferentes datas de recolha, quer pelo diferente tempo de secagem a que as amostras foram submetidas.

Regista-se, também, que os valores encontrados no sapal da Carrasqueira, para o teor de água, são, de forma geral, mais elevados que os registados por Sousa (2006) para o sapal do Faralhão.

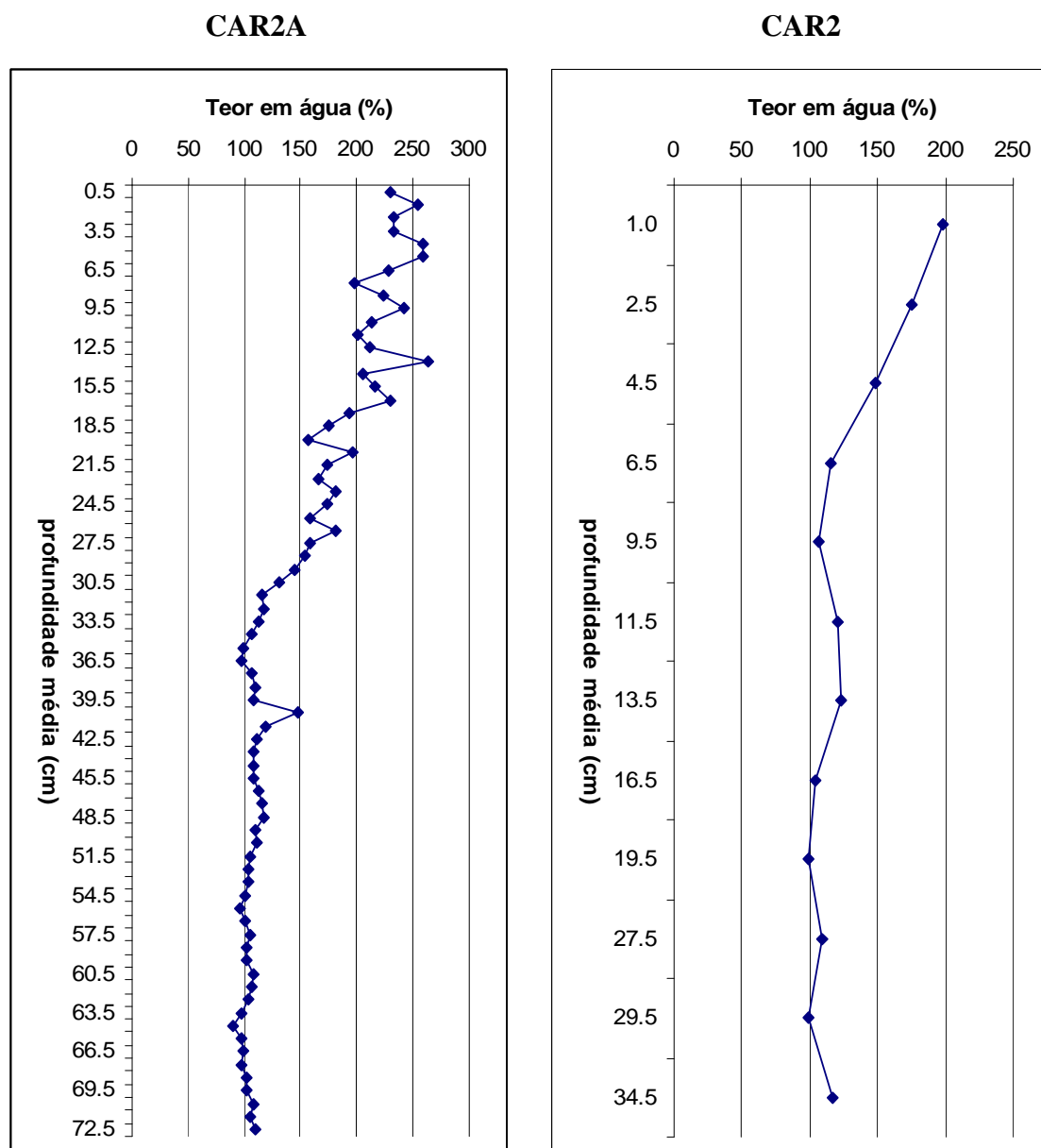


Figura 6.10 – Variação do teor em água (%) em profundidade para as sondagens CAR2A e CAR2 (primeiros 35cm).

6.4.1.3 - Análise Textural

O testemunho da sondagem (CAR2A) é constituído essencialmente por sedimentos finos ($< 63\mu\text{m}$), que variam entre 85%, do sedimento total, nos dois primeiros centímetros da coluna, até valores superiores a 99%. O teor em finos cresce a partir da superfície, em profundidade, e a partir de 30cm estabiliza em torno de valores próximos de 100%. Aos 20cm de profundidade, observa-se uma significativa alteração na textura, passando a fracção inferior a $63\mu\text{m}$ de 91,7% (19cm) para 98,7% (21cm). (figura 6.11).

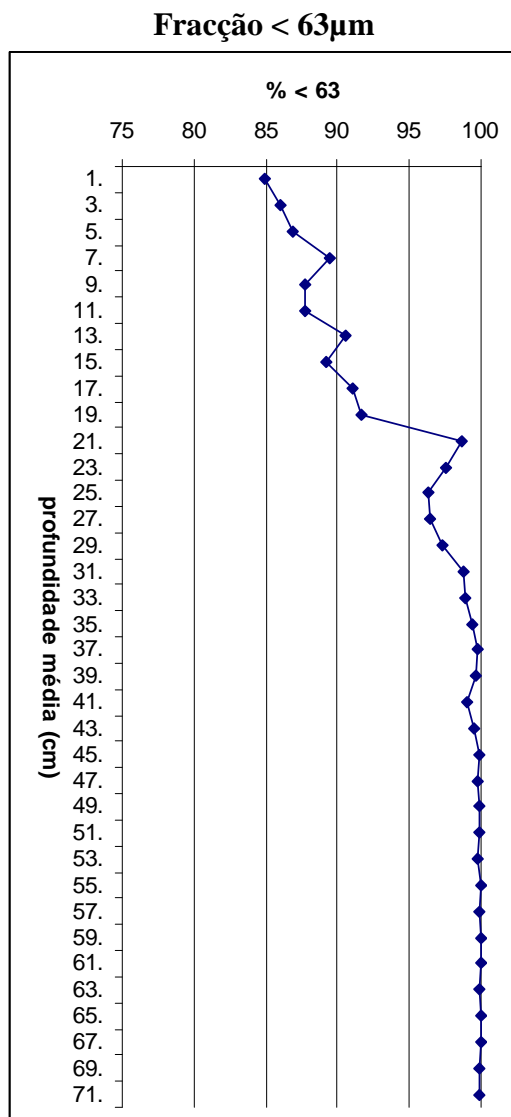


Figura 6.11 – Variação percentual de sedimentos finos (< 63 μ m).

A fracção maior que 63 μ m foi observada à lupa binocular (tabela 6.3). Procedeu-se a uma estimativa aproximada (com a típica subjectividade inerente a este tipo de observações) e estimou-se a proporção entre componente orgânica (i.e. matéria vegetal) e componente mineral (essencialmente pequenos grãos de quartzo), para cada uma das amostras do testemunho de sondagem CAR2A. Verificou-se que: 1) os primeiros 16cm eram compostos exclusivamente por material vegetal; 2) dos 16 aos 20cm identificou-se alguma matéria mineral meramente residual; 3) dos 20 aos 42cm observou-se cerca de 10% de matéria mineral para aproximadamente 90% de matéria vegetal; 4) na amostra 42_44 (43cm de profundidade média) detectou-se uma anomalia induzida pela presença de um bioclasto (fragmento de concha); 5) dos 44 aos 56cm de profundidade considerou-se existir um ligeiro aumento na percentagem de matéria mineral, tendo-se estimado em cerca de 25% a percentagem de matéria mineral; 6)

identificou-se uma variação na amostra 52_54 (53cm) provocada pela presença de um grão de quartzo de grandes dimensões; 7) A 56cm de profundidade, a percentagem de matéria mineral diminui para cerca de 10% e 8) a partir dos 58cm a % de matéria mineral reduz-se consideravelmente, considerando-se residual a partir desse ponto.

Resumindo, os sedimentos de dimensões superiores a 63 μ m são constituídos principalmente por matéria vegetal (nomeadamente raízes de plantas) que é sempre preponderante, chegando mesmo a atingir proporções de 100% nos primeiros 16cm de sondagem. A partir desta profundidade começam a aparecer também grãos de quartzo hialino, mas sempre em muito menor quantidade que a matéria vegetal, que é sempre predominante.

A matéria vegetal tem supostamente origem no coberto vegetal do próprio sapal. E os grãos de quartzo têm provavelmente proveniência nas litologias de enchimento da Bacia Sedimentar do Sado.

Profundidade (cm)	% > 63 μ m	Matéria Mineral (%)	Matéria Vegetal (%)
0-2	15,07	-	100
2-4	14,00	-	100
4-7	13,10	-	100
6-8	10,50	-	100
8-10	12,25	-	100
10-12	12,20	-	100
12-14	9,38	-	100
14-16	10,83	-	100
16-18	8,89	residual	+99%
18-20	8,28	residual	+99%
20-22	1,34	10	90
22-24	2,45	10	90
24-26	3,70	10	90
26-28	3,56	10	90
28-30	2,66	10	90
30-32	1,24	10	90
32-34	1,10	10	90
34-36	0,58	10	90
36-38	0,28	10	90
38-40	0,41	10	90
40-42	0,95	10	90
42-44	0,52	10*	90*
44-46	0,08	25	75
46-48	0,19	25	75
48-50	0,09	25	75
50-52	0,07	25	75
52-54	0,22	25**	75**
54-56	0,03	25	75
56-58	0,10	10	+99%
58-60	0,05	residual	+99%
60-62	0,06	residual	+99%
62-64	0,08	residual	+99%
64-66	0,06	residual	+99%
66-68	0,05	residual	+99%
68-70	0,16	residual	+99%
70-72	0,11	residual	+99%

Tabela 6.3 – Quantificação aproximada da % de matéria mineral e de matéria vegetal na fracção >63 μ m (*Bioclasto ** Grão de Quartzo de grandes dimensões).

6.4.1.4 - pH

O pH é uma medida da concentração, e portanto da actividade dos hidrogeniões numa solução, i.e. valores mais altos de pH correspondem a uma menor concentração de H^+ , o que reflecte quer a constituição química dos sedimentos, quer as numerosas reacções que neles ocorrem.

A acidez de um solo pode ter várias origens, nomeadamente: a formação de ácidos húmicos por decomposição da matéria orgânica; produção de dióxido de carbono por animais (que ao reagir com a água do solo origina ácido carbónico); hidrólise de sesquióxidos de ferro ou de alumínio, bem como de aluminossilicatos das fracções finas do solo; perda por lixiviação de cationes básicos, como o cálcio, magnésio, potássio e sódio; sem esquecer também a própria actividade antrópica, nomeadamente: a contaminação dos solos por drenagens ácidas da indústria mineira ou pela utilização de fertilizantes em explorações agrícolas (Costa, 1975; Costa, 1999). O pH afecta extraordinariamente a solubilidade de vários elementos, como o ferro e o alumínio (Costa, 1999) que se tornam solúveis para valores de pH baixos, o que facilita a sua mobilidade na coluna sedimentar. Valores de pH baixos influenciam também os fenómenos de adsorção e trocas iónicas, diminuindo a capacidade de retenção de cationes pelos minerais de argila.

Na sondagem CAR2A, os sedimentos analisados apresentam variações de pH (figura 6.12) entre 3,93 (hiperácido) e 7,22 (neutro). Assim, e de acordo com a escala de Prato Longo, os sedimentos são neutros nos primeiros 2cm de profundidade, aumentando depois o seu grau de acidez, passando a subácidos à profundidade de 3cm, a ácidos à profundidade de 10cm, atingindo mesmo entre 23 e 25cm valores hiperácidos. A partir dos 26cm de profundidade ocorre a sequência inversa e os sedimentos passam a ser ácidos aos 28cm e subácidos e neutros a partir dessa profundidade, sendo de salientar que a partir dos 34cm se verifica uma estabilidade de pH em torno do valor 7 (neutro).

É de salientar que uma maior irregularidade e valores mais baixos (sedimentos ácidos) são encontrados no Alto Sapal e valores mais altos (sedimentos neutros) e uma maior uniformidade regista-se no Baixo Sapal.

Assinala-se também que no Sapal do Faralhão, Sousa (2006) encontrou sedimentos de modo geral mais ácidos, mas também, tal como em CAR2A, com valores mais elevados na parte superficial da sondagem.

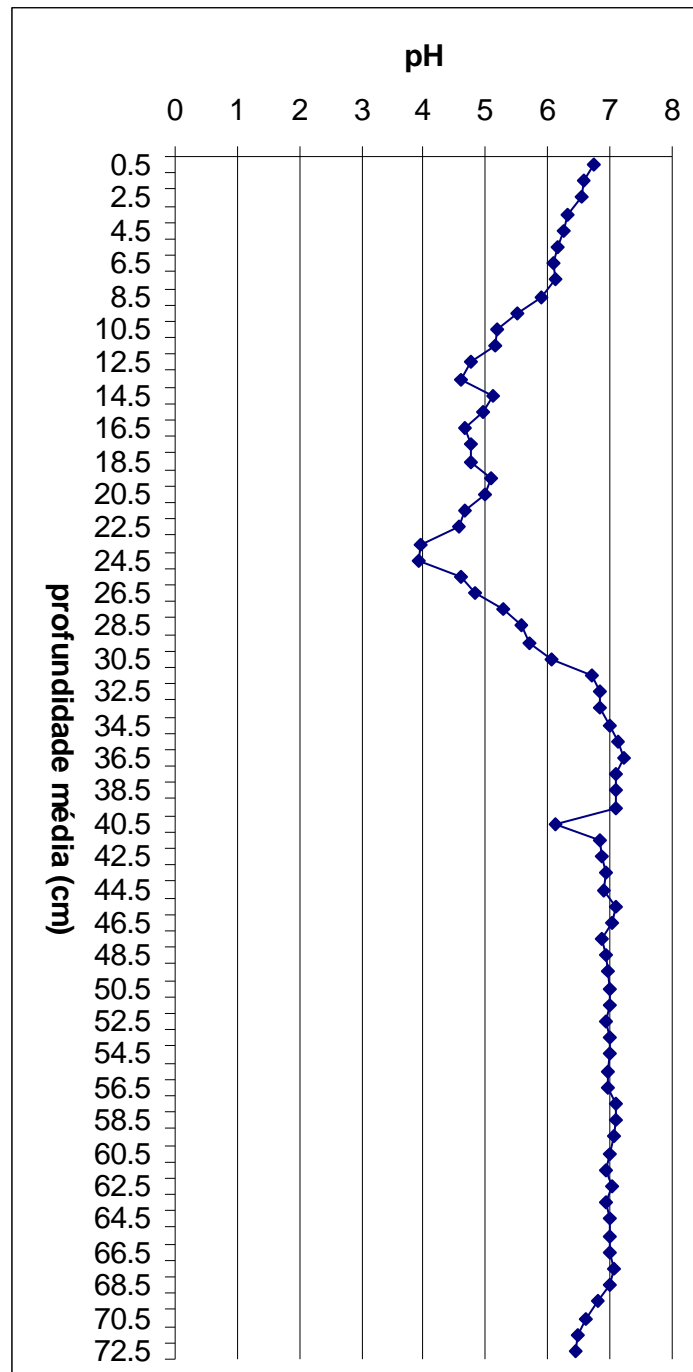


Figura 6.12 – Valores de pH obtidos da coluna sedimentar CAR2A.

A análise sumária do perfil vertical da variação do pH na coluna sedimentar CAR2A (figura 6.12), permite observar que se regista uma tendência inicial, da superfície até aos 25cm de profundidade, para uma acentuada descida nos valores de pH, desde 1 valor neutro, à superfície, a hiperácido aos 25cm. A partir deste ponto (25cm) inverte-se a tendência, registando-se, a partir daí, uma subida significativa, nos valores de pH, até se atingir novamente um valor aproximadamente neutro aos 35cm de

profundidade. Dos 35cm até aos 68cm de profundidade temos uma secção de pH, que pode ser considerado, de uma forma geral, como neutro (com valores que oscilam muito pouco em torno de pH7), registando-se, no entanto, uma oscilação pontual, aos 40,5cm de profundidade, onde o pH cai para 6,13. Dos 68cm de profundidade até à base da sondagem regista-se uma tendência para uma ligeira descida nos valores de pH, atingindo-se um pH de 6,46 a 72cm de profundidade.

6.4.1.5 - Matéria Orgânica

A matéria orgânica do solo provém dos organismos vegetais e animais nele existentes, representando a vegetação o material a partir do qual ela principalmente se origina (Costa, 1999), adicionando, no caso presente, partículas orgânicas sedimentadas, mas com origem em outros locais do estuário ou da superfície envolvente. Constitui um sistema muito complexo em que se encontram resíduos vegetais e animais em vários graus de decomposição, produtos excretados pelos organismos vivos e produtos de síntese originados à custa dos anteriores; inclui ainda microrganismos vivos que não é possível distinguir e separar do material orgânico morto (Costa, 1999). Segundo Waskman (1936, *in* Costa, 1999) a matéria orgânica representa um complexo heterogéneo, genericamente designado por húmus.

Como já foi referido, foram utilizados dois métodos diferentes para a determinação do teor de matéria orgânica, tendo-se obtido resultados distintos. Assim, a percentagem de matéria orgânica obtida pelo método da titulação, varia entre 1,21% (36-38cm de profundidade) e 11,98% (nos primeiros dois centímetros da sondagem) enquanto a percentagem obtida por perda por ignição na mufla, varia entre 8,07%, e 24,10% nos mesmos pontos de amostragem. Constatase também que os valores obtidos pelo método da titulação são sempre inferiores aos obtidos por perda por ignição. Esta discrepância pode ser explicada pelo facto de no segundo método ser contabilizada não apenas a combustão da matéria orgânica, mas também a água higroscópica que é volatilizada (Costa, 1999). Constatase, também, que as oscilações nos valores obtidos pelos dois métodos são bastante coincidentes (figura 6.13) e registou-se uma boa correlação linear ($R^2 > 0,95$) entre os resultados obtidos pelos dois métodos (figura 6.14).

De uma forma geral podemos constatar que o teor em matéria orgânica diminui com a profundidade, havendo um nítido contraste entre o Alto Sapal e o Baixo Sapal, o

que poderá também ser parcialmente explicado pela decomposição dos constituintes orgânicos nos sedimentos em profundidade.

A partir dos 37cm o valor começa a tornar-se mais constante, ficando a partir dos 45cm bastante constante até ao fim da sondagem.

O perfil de distribuição vertical do teor de matéria orgânica, parece consubstanciar quer a observação macroscópica da textura do testemunho, quer o teor em água registado. Uma vez que, observa-se uma maior % de matéria orgânica nos primeiros 10cm da sondagem e um nítido decréscimo a partir dos 30cm de profundidade, o que está de acordo quer com a descrição macroscópica do testemunho da sondagem, quer com as variações observadas no teor em água, registando-se um aumento a partir dos 10cm mais superficiais (mais pronunciado na sondagem CAR2) e um considerável acréscimo a partir de cerca dos 30cm (mais evidente na sondagem CAR2A). Esta grande descontinuidade, situada aproximadamente aos 30cm de profundidade, inicia-se aos 25cm, com valores de MO de 10,16% e 17,29%, obtidos por titulação e queima na mufla, respectivamente, que caem bruscamente, atingindo mínimos no teor de MO de 1,21% (por titulação) e 8,07% (por queima na mufla), aos 37cm de profundidade.

Pode-se assim dividir ambos os perfis de variação em teor de MO (titulação e queima na mufla), em três diferentes “secções”; uma primeira secção, mais superficial, com limite inferior situado aproximadamente a 25cm de profundidade, que apresenta elevados teores de MO; uma segunda secção caracterizada por uma pronunciada tendência para um progressivo empobrecimento no teor de MO (até aos 37cm de profundidade, aproximadamente) e uma terceira secção, mais profunda, que apresenta teores de MO contrastadamente mais baixos que a secção mais superficial (figura 6.13).

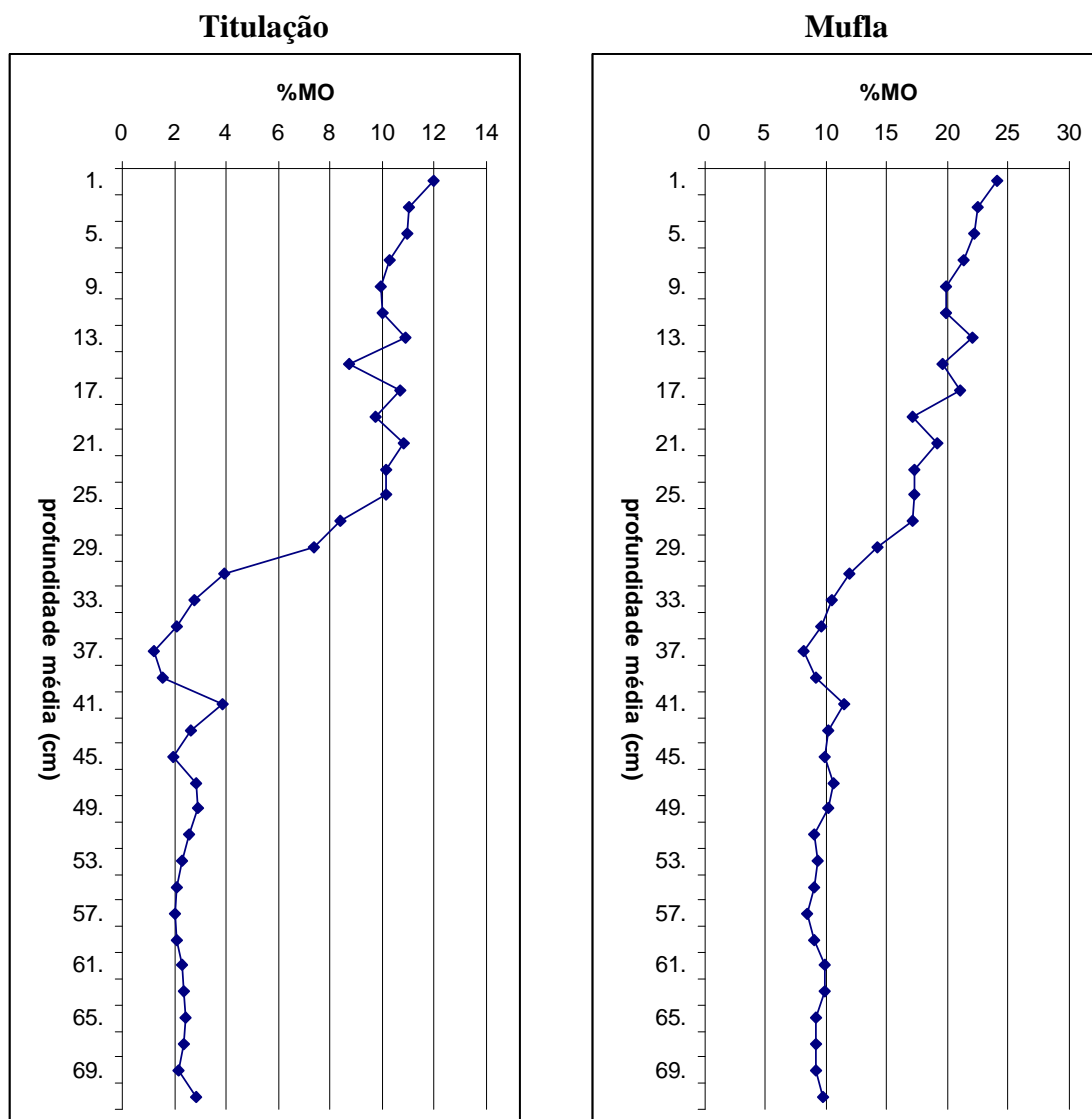


Figura 6.13 – Perfis de variação do teor de matéria orgânica (MO) na sondagem CAR2A.

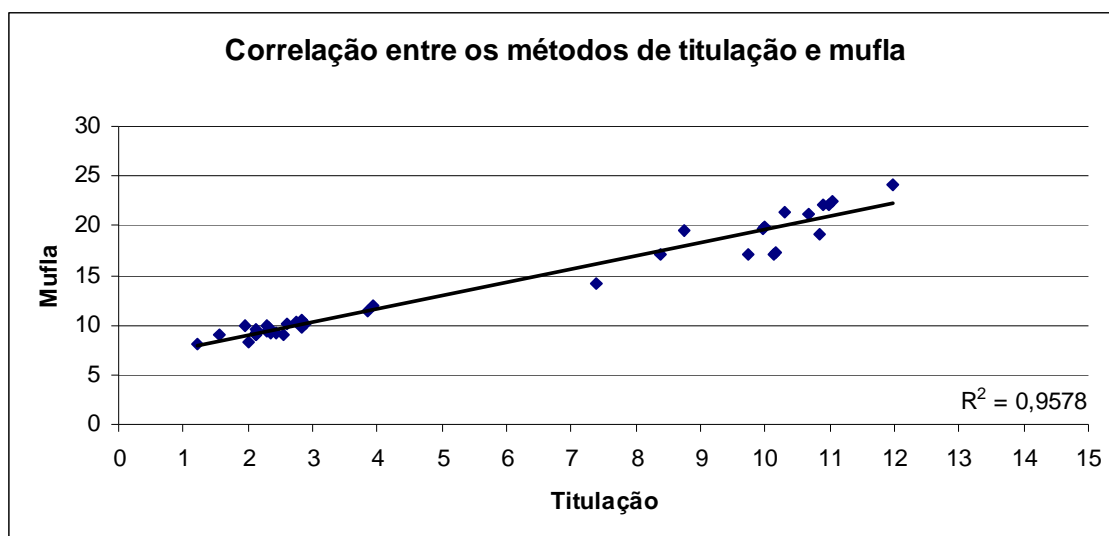


Figura 6.14 – Correlação entre os valores de MO obtidos por ignição e Titulação na sondagem CAR2A.

6.4.1.6 - Correlações entre resultados de ensaios sedimentológicos

Analisando os dados anteriores, pode observar-se que a valores superiores de matéria orgânica correspondem teores de humidade mais elevados (figura 6.15), estabelecendo-se uma boa correlação entre o teor de humidade e a percentagem de matéria orgânica presente nas amostras estudadas ($R^2=0,88$) (figura 6.16).

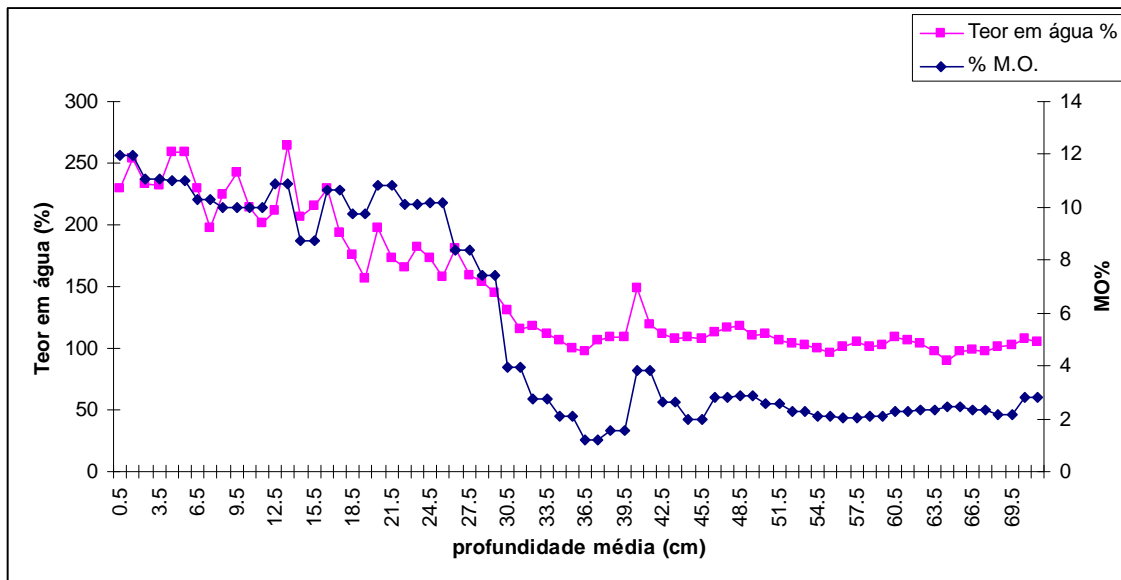


Figura 6.15 – Perfis de variação vertical do teor de humidade e o teor de matéria orgânica obtido por titulação (Sondagem CAR2A).

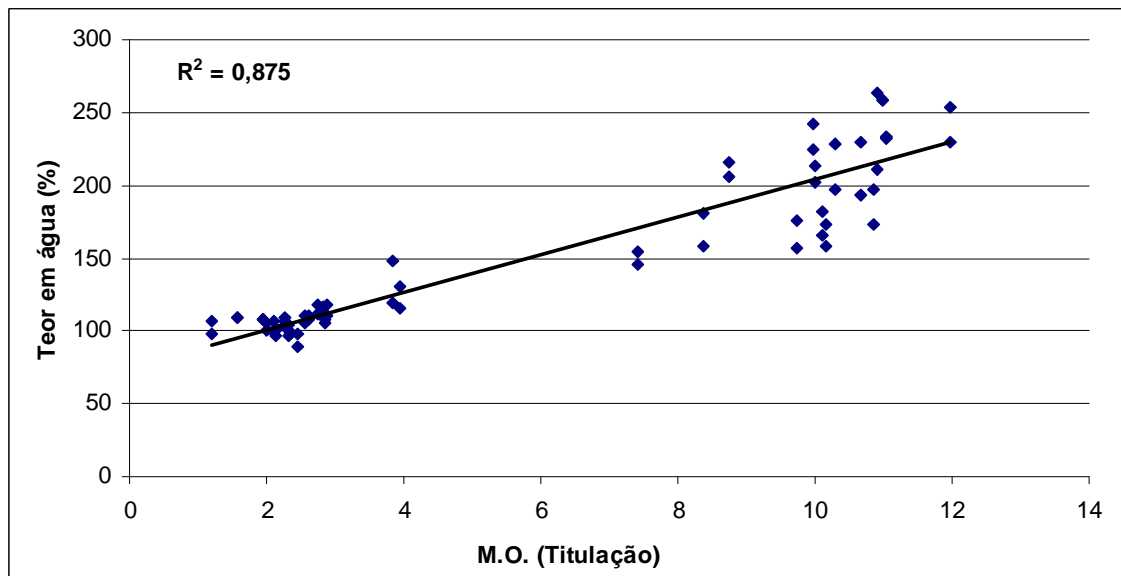


Figura 6.16 – Correlação entre o teor de humidade e a % de Matéria Orgânica obtida por titulação, na sondagem CAR2A.

Pode também estabelecer-se uma boa correlação, mas aqui de sinal negativo, entre a % de Matéria Orgânica e o pH do sedimento ($R^2=0,65$). (figura 6.19a), sendo evidente uma relação inversamente proporcional entre ambas as variáveis, registando-se, às mesmas profundidades, valores mais elevados de pH coincidentes com valores mais baixos de matéria orgânica e valores mais baixos de pH para valores mais elevados de matéria orgânica (figuras 6.17 e 6.18). No entanto, regista-se o facto desse comportamento não se verificar nos 10cm mais superficiais, nos quais, pelo contrário, os resultados sugerem uma correlação pontual. Essa divergência, entre os 10cm superficiais e o restante testemunho, é salientada pelo facto da correlação entre o pH e a MO dos 10,5 aos 71,5cm da sondagem CAR2A, atingir valores de $R^2 >0,95$ (figura 6.19b). Esta discrepância, com a tendência geral, pode estar eventualmente relacionada com o aumento do teor de água intersticial nos primeiros 10cm da amostra.

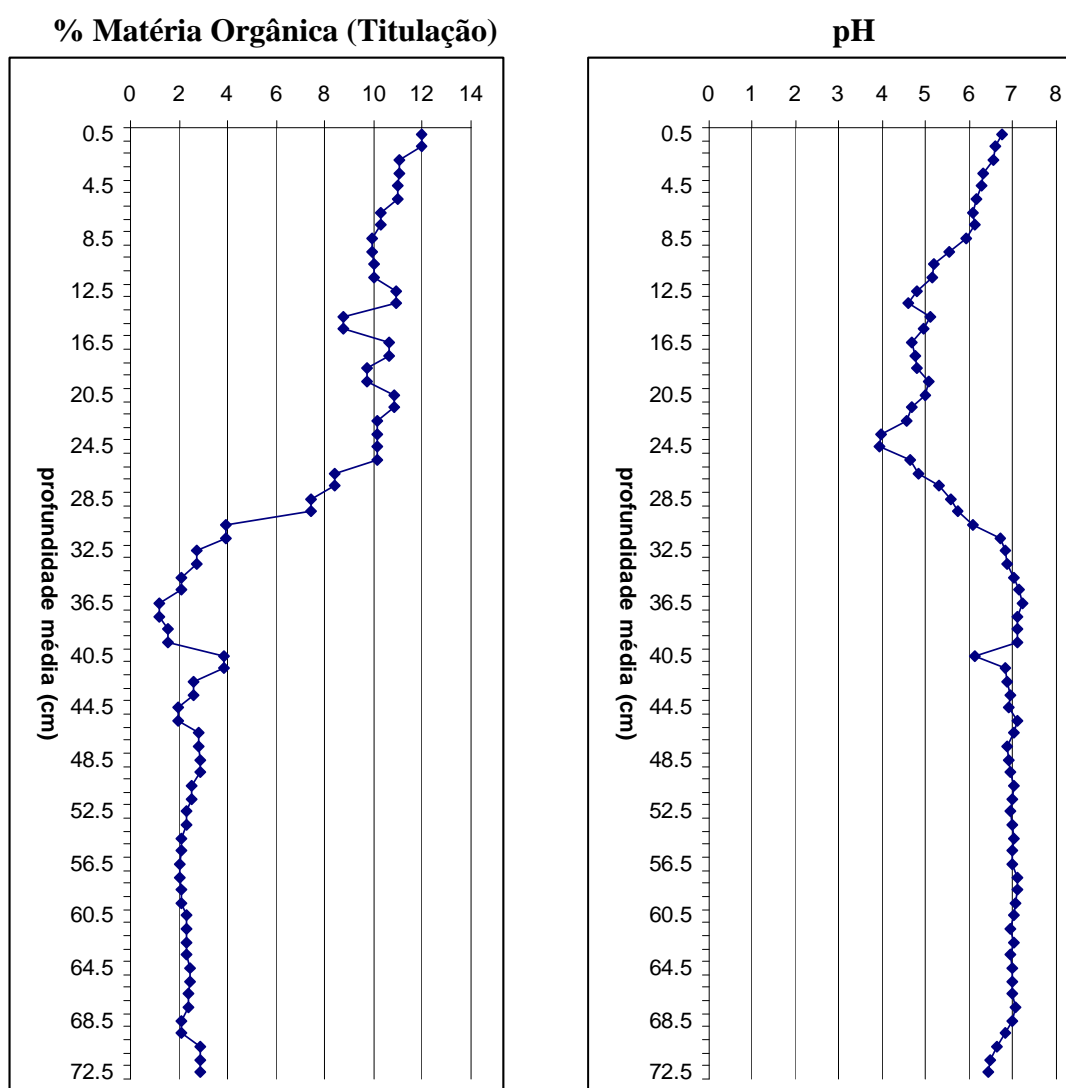


Figura 6.17 – Variação vertical do teor de matéria orgânica e pH na sondagem CAR2A.

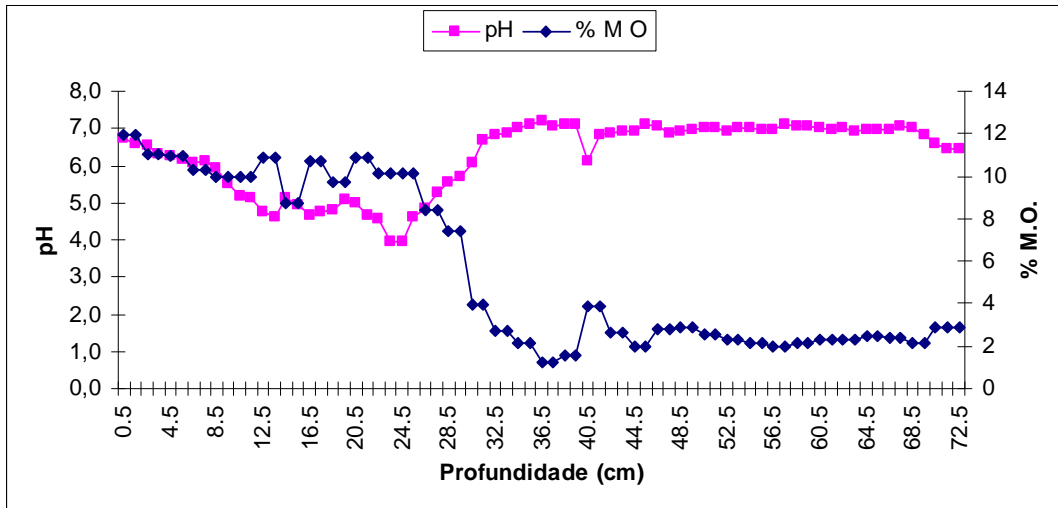


Figura 6.18 – Comparação entre os perfis de variação de pH e da % de Matéria Orgânica na sondagem CAR2A.

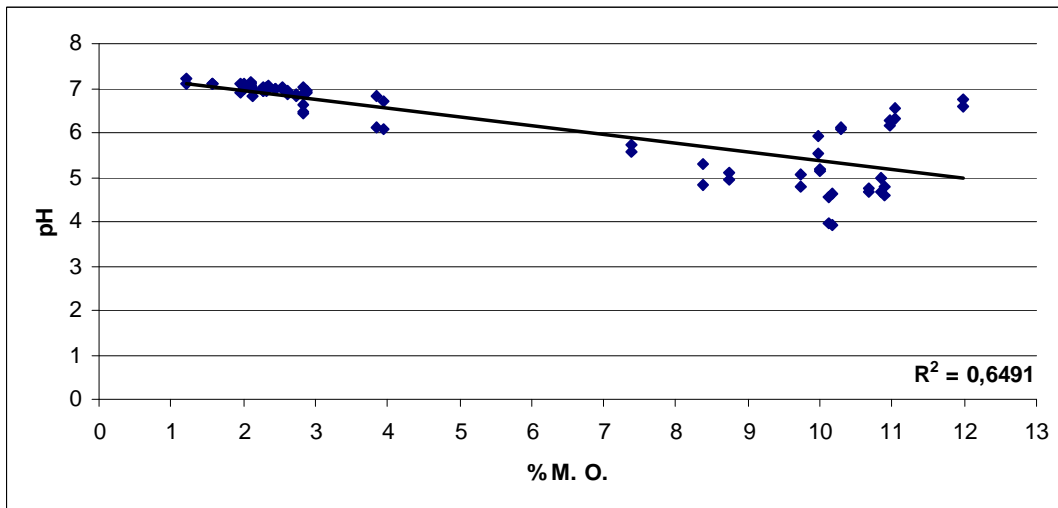


Figura 6.19a) – Correlação entre o pH e a % de Matéria Orgânica na sondagem CAR2A.

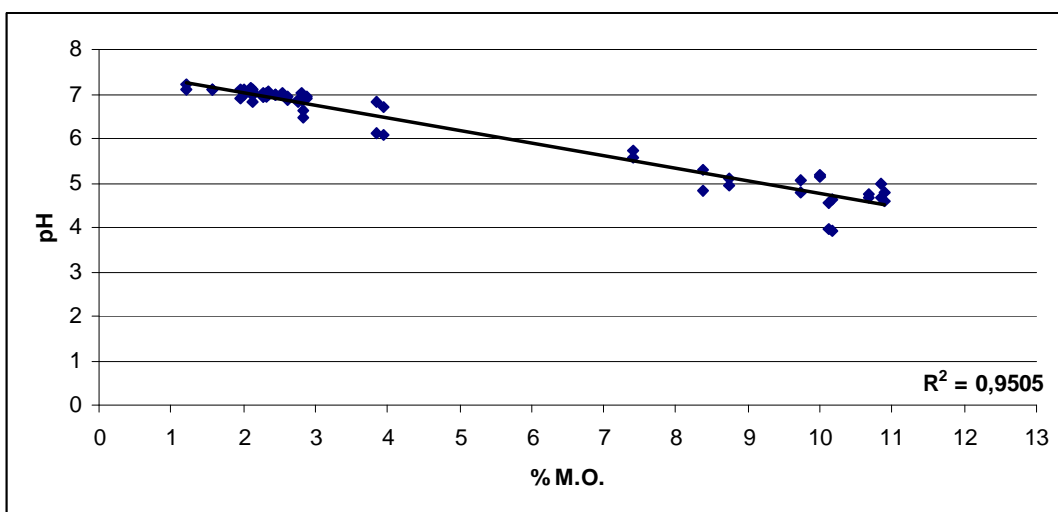


Figura 6.19b) – Correlação entre o pH e a % de Matéria Orgânica na sondagem CAR2A entre os 10,5 e os 71,5cm de profundidade.

6. Estudo de caso – o sapal da Carrasqueira

Prof. (cm)	Teor em água (%)	Média pH	M.O. Titulação (%)	M.O. Mufila (%)	% < 63 µm
0 -1	229,80	6,73	11,98	24,1	84,93
1 -2	253,98	6,58	11,98	24,1	84,93
2 -3	232,99	6,55	11,05	22,4	86,00
3 -4	232,69	6,30	11,05	22,4	86,00
4 -5	258,78	6,26	10,98	22,14	86,90
5 -6	258,51	6,16	10,98	22,14	86,90
6 -7	228,94	6,09	10,29	21,28	89,50
7 -8	197,28	6,11	10,29	21,28	89,50
8 -9	224,48	5,91	9,97	19,78	87,75
9 -10	242,78	5,52	9,97	19,78	87,75
10 -11	213,80	5,19	9,99	19,87	87,80
11 -12	201,52	5,14	9,99	19,87	87,80
12 -13	211,20	4,77	10,90	22,01	90,62
13 -14	264,06	4,60	10,90	22,01	90,62
14 -15	205,88	5,12	8,74	19,57	89,17
15 -16	215,92	4,94	8,74	19,57	89,17
16 -17	229,79	4,65	10,67	21,09	91,11
17 -18	193,73	4,75	10,67	21,09	91,11
18 -19	175,51	4,78	9,73	17,07	91,72
19 -20	156,66	5,07	9,73	17,07	91,72
20 -21	197,08	4,99	10,84	19,09	98,66
21 -22	172,95	4,66	10,84	19,09	98,66
22 -23	165,23	4,55	10,12	17,19	97,55
23 -24	181,73	3,96	10,12	17,19	97,55
24 -25	173,69	3,93	10,16	17,29	96,30
25 -26	158,32	4,61	10,16	17,29	96,30
26 -27	181,01	4,84	8,38	17,1	96,44
27 -28	158,64	5,28	8,38	17,1	96,44
28 -29	154,42	5,57	7,40	14,25	97,34
29 -30	145,25	5,71	7,40	14,25	97,34
30 -31	130,48	6,06	3,94	11,88	98,76
31 -32	115,47	6,70	3,94	11,88	98,76
32 -33	117,36	6,82	2,75	10,38	98,90
33 -34	112,00	6,85	2,75	10,38	98,90
34 -35	106,11	7,01	2,11	9,53	99,42
35 -36	99,46	7,13	2,11	9,53	99,42
36 -37	97,72	7,22	1,21	8,07	99,72
37 -38	106,17	7,08	1,21	8,07	99,72
38 -39	109,10	7,10	1,57	9,07	99,59
39 -40	108,78	7,10	1,57	9,07	99,59
40 -41	148,22	6,13	3,85	11,44	99,05
41 -42	119,16	6,84	3,85	11,44	99,05
42 -43	111,07	6,86	2,61	10,17	99,48
43 -44	108,23	6,92	2,61	10,17	99,48
44 -45	108,50	6,91	1,95	9,9	99,92
45 -46	107,84	7,09	1,95	9,9	99,92
46 -47	112,94	7,04	2,82	10,55	99,81
47 -48	116,41	6,88	2,82	10,55	99,81
48 -49	118,01	6,92	2,88	10,12	99,91
49 -50	110,19	6,95	2,88	10,12	99,91
50 -51	110,98	7,00	2,55	9,05	99,93
51 -52	105,77	7,00	2,55	9,05	99,93
52 -53	103,85	6,94	2,28	9,34	99,78
53 -54	102,91	6,99	2,28	9,34	99,78
54 -55	100,18	7,00	2,12	8,93	99,97
55 -56	96,61	6,97	2,12	8,93	99,97
56 -57	100,98	6,98	2,01	8,37	99,90
57 -58	104,87	7,09	2,01	8,37	99,90
58 -59	101,37	7,08	2,12	8,96	99,95
59 -60	102,06	7,06	2,12	8,96	99,95
60 -61	108,75	7,00	2,28	9,89	99,94
61 -62	106,27	6,95	2,28	9,89	99,94
62 -63	103,86	7,02	2,33	9,82	99,92
63 -64	96,89	6,94	2,33	9,82	99,92
64 -65	89,72	6,99	2,44	9,15	99,94
65 -66	97,68	6,99	2,44	9,15	99,94
66 -67	98,67	6,98	2,35	9,13	99,95
67 -68	97,50	7,05	2,35	9,13	99,95
68 -69	101,63	6,99	2,13	9,18	99,84
69 -70	102,19	6,81	2,13	9,18	99,84
70 -71	108,17	6,61	2,84	9,68	99,89
71 -72	104,81	6,46	2,84	9,68	99,89

Tabela 6.4 – Valores sedimentológicos da Sondagem CAR2A (teor em água, pH, M.O. e granulometria)

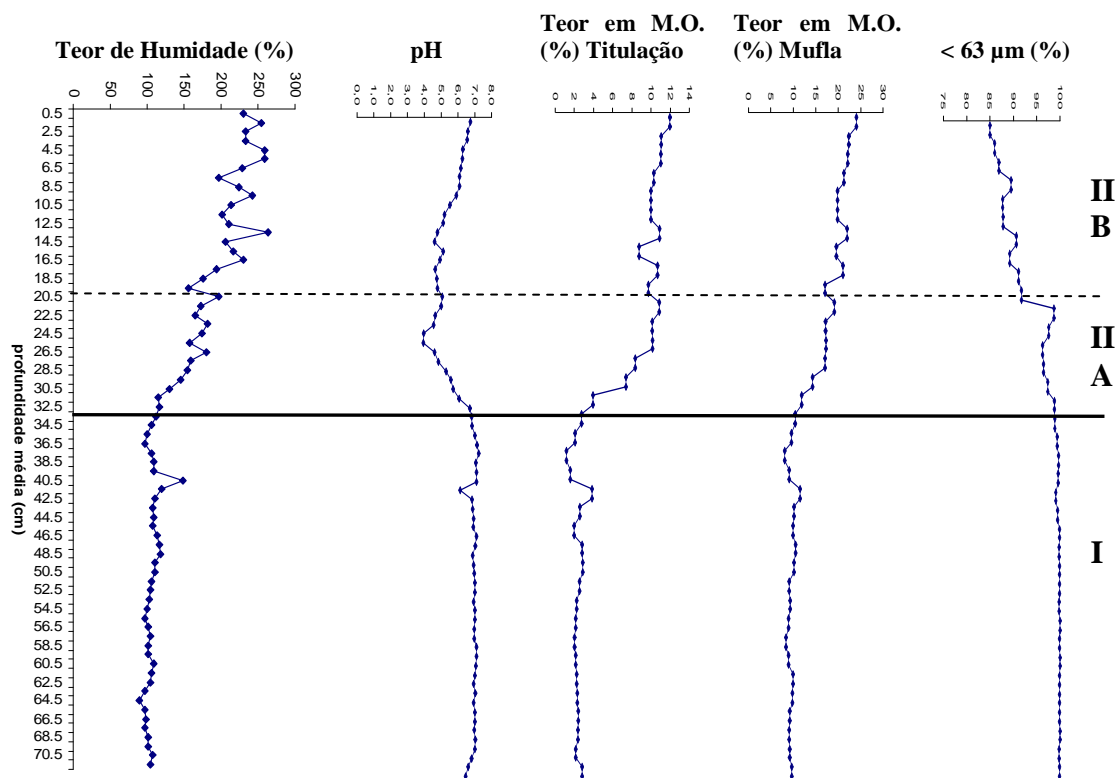


Figura 6.20 – Características sedimentológicas da Sondagem CAR2A e unidades individualizadas

Após a exposição detalhada de todos os parâmetros sedimentológicos analisados, propõe-se a divisão da coluna sedimentar em duas unidades – I e II, e uma subdivisão na unidade II, aos 20cm de profundidade (figura 6.20). Apesar de não se observarem descontinuidades muito acentuadas, podemos subdividir a unidade II aos 20cm de profundidade, uma vez que ocorre uma alteração significativa a nível textural, registando-se uma maior abundância de elementos $>63\mu\text{m}$ a partir dos 20cm, e um acréscimo no teor de humidade. Regista-se também, entre os 20 e os 33,5cm de profundidade, uma expressiva e de um modo geral contínua, descida nos teores de matéria orgânica, bem como uma significativa diminuição no teor de humidade. Cerca dos 33,5cm de profundidade, aproximadamente, dá-se a transição entre as unidades I e II, o que coincide com a transição dos domínios altimétricos de alto e baixo sapal. De um modo geral podemos afirmar que a unidade II, mais superficial, tem um maior teor de humidade, um pH mais baixo e uma maior quantidade relativa de matéria orgânica (MO), bem como uma maior proporção de elementos “grosseiros” ($>63\mu\text{m}$), embora estes correspondam essencialmente a detritos vegetais.

Na unidade II (alto sapal) os teores de MO oscilam, de uma forma genérica, em torno de 8 e 12%, obtidos por titulação e entre 14 e 24% pelo método de perda por

ignição na Mufla. Valores que diminuem bruscamente abaixo da transição para a unidade I (baixo sapal) na qual são da ordem de 2% por titulação (oscilando entre 1,21 e 3,85%) e da ordem de 10% por perda por ignição (variando entre 8,07 e 11,44%). Quanto aos valores de pH, os sedimentos da unidade II são genericamente ácidos, variando de sub-ácidos a hiperácidos, enquanto na unidade I (baixo-sapal) podem ser considerados neutros.

6.4.2 - Geoquímica

6.4.2.1 - Perda ao Rubro (L.O.I.)

Analisando os dados obtidos na perda ao rubro (*loss on ignition*), constata-se que os valores mais elevados (cerca de 44%) se atingem junto à superfície e diminuem depois ao longo dos primeiros 10cm de sondagem, estabilizando, a partir daí, em valores próximos de 20% (figura 6.21).

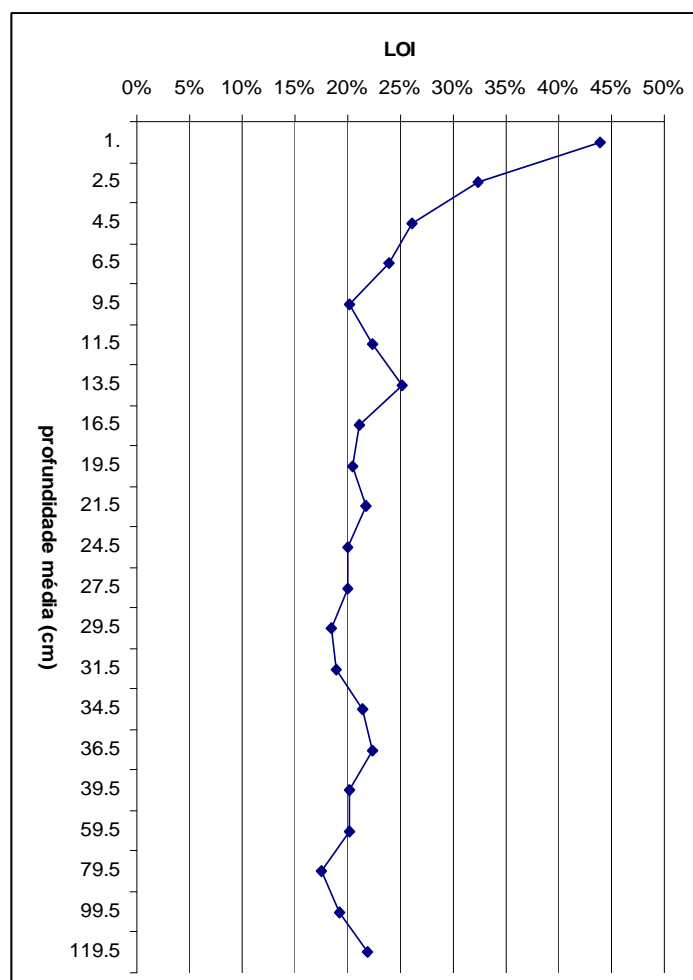


Figura 6.21 – Tabela de valores e gráfico em profundidade dos valores obtidos para a perda ao rubro “*Loss on Ignition*” para a sondagem CAR2.

6.4.2.2 - Análise Geoquímica dos elementos maiores

O silício, alumínio, ferro, potássio, sódio, magnésio, titânio e cálcio apresentam concentrações superiores a 0,1% nos sedimentos analisados, sendo por isso considerados elementos maiores (Adriano, 1986). O manganês, apesar de apresentar concentrações inferiores a 0,1%, também foi incluído entre os elementos menores.

Os elementos mais abundantes (expressos sob a forma de óxidos) no sedimento da Carrasqueira são: SiO₂, que varia entre 26,26% nos primeiros dois centímetros da sondagem e 47%, registados entre os 29 e os 30cm de profundidade e Al₂O₃, que varia entre 10,68% (também registados nos dois centímetros mais superficiais) e 20,53%, registados aos 31-32 cm de profundidade.

Os restantes elementos encontram-se presentes em concentrações bastante mais baixas; assim, por ordem decrescente de abundância temos: Fe₂O₃ (4,96 a 9,22%); Na₂O (2,15 a 6,14%); MgO (1,94 a 2,23%); K₂O (1,29 a 2,16%); TiO₂ (0,54 a 1,12%); CaO (0,20 a 1,96%) e o MnO (0,04 a 0,09%) (tabela 6.5).

Profundidade (cm)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P.R	TOTAL
0-2	26,26	0,54	10,68	7,83	0,05	2,02	0,85	6,14	1,29	43,98	99,64
2-3	34,62	0,62	13,77	8,49	0,07	2,15	0,75	5,66	1,56	32,37	100,06
4-5	38,24	0,93	17,14	8,12	0,05	2,11	0,69	4,35	1,73	26,09	99,45
6-7	40,73	0,92	17,39	7,61	0,06	2,18	0,70	4,06	1,99	23,86	99,50
9-10	43,96	0,77	17,59	9,22	0,09	2,19	0,69	3,45	1,99	20,21	100,16
11-12	43,45	0,89	18,08	6,65	0,05	2,12	0,63	3,60	2,09	22,41	99,97
13-14	41,98	0,81	17,59	5,12	0,04	2,11	0,51	3,84	2,09	25,15	99,24
16-17	44,55	0,83	19,14	5,79	0,06	2,23	0,50	3,31	2,16	21,03	99,60
19-20	45,46	0,87	19,35	6,11	0,05	2,00	0,47	2,68	1,92	20,40	99,31
21-22	44,62	0,94	17,66	8,07	0,04	2,01	0,31	2,79	1,66	21,77	99,87
24-25	46,27	0,66	19,76	5,22	0,06	2,03	0,62	3,15	2,00	19,99	99,76
27-28	45,49	0,94	19,50	5,43	0,05	2,10	0,66	3,12	2,06	19,95	99,30
29-30	47,00	0,89	20,31	5,29	0,05	2,06	0,62	2,90	2,16	18,37	99,65
31-32	46,30	0,91	20,53	5,28	0,04	2,17	0,48	3,20	2,16	18,88	99,95
34-35	44,44	0,85	20,42	4,97	0,04	2,04	0,63	3,35	2,06	21,35	100,15
36-37	44,12	0,76	20,23	4,96	0,05	1,99	0,55	3,32	1,98	22,28	100,24
39-40	45,36	1,06	20,27	5,24	0,06	2,09	0,60	3,23	2,10	20,14	100,15
59-60	45,93	1,12	18,73	7,83	0,04	2,06	0,20	2,15	1,64	20,08	99,78
79-80	46,23	1,05	19,24	7,89	0,04	2,05	1,96	2,28	1,68	17,43	99,85
99-100	45,43	1,10	19,23	8,00	0,06	2,08	0,84	2,33	1,58	19,29	99,94
119-120	44,31	1,02	18,68	7,74	0,07	1,94	0,27	2,15	1,55	21,93	99,66

Tabela 6.5 – Valores percentuais dos elementos maiores da sondagem CAR2, em óxidos.

Para transformar os resultados analíticos expressos sob a forma de óxidos em concentrações (mássicas) elementares, foi aplicado o factor de conversão indicado na tabela 6.6.

nº atómico	Elemento	Massa atómica	Óxido	Massa molecular	Factor de Conversão	
8	O	15,9994				
11	Na	22,98977	NaO	38,98917	1,695935627	1,70
12	Mg	24,305	MgO	40,3044	1,658276075	1,66
13	Al	26,982	Al₂O₃	101,9622	1,889448521	1,89
14	Si	28,0855	SiO₂	60,0843	2,139335244	2,14
15	P	30,97376	P₂O₅	141,94452	2,291367273	2,29
19	K	39,0983	K₂O	94,196	1,204604804	1,20
20	Ca	40,078	CaO	56,0774	1,399206547	1,40
22	Ti	47,9	TiO₂	79,8988	1,668033403	1,67
25	Mn	54,938	MnO	70,9374	1,291226473	1,29
26	Fe	55,845	Fe₂O₃	159,6882	1,429744829	1,43

Tabela 6.6 – Tabela de conversão de óxidos em elementos.

Depois de transformados, obtiveram-se os seguintes resultados, registados na tabela 6.7 e na figura 6.22.

Profundidade (cm)	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
0-2	12,27	0,32	5,65	5,48	0,04	1,22	0,61	3,61	1,08
2-3	16,18	0,37	7,29	5,94	0,05	1,30	0,54	3,33	1,30
4-5	17,87	0,56	9,07	5,68	0,04	1,27	0,49	2,56	1,44
6-7	19,03	0,55	9,20	5,32	0,05	1,31	0,50	2,39	1,66
9-10	20,54	0,46	9,31	6,45	0,07	1,32	0,49	2,03	1,66
11-12	20,30	0,53	9,57	4,65	0,04	1,28	0,45	2,12	1,74
13-14	19,62	0,49	9,31	3,58	0,03	1,27	0,36	2,26	1,74
16-17	20,82	0,50	10,13	4,05	0,05	1,34	0,36	1,95	1,80
19-20	21,24	0,52	10,24	4,27	0,04	1,20	0,36	1,58	1,60
21-22	20,85	0,56	9,34	5,64	0,03	1,21	0,22	1,64	1,38
24-25	21,62	0,40	10,46	3,65	0,05	1,22	0,44	1,85	1,67
27-28	21,26	0,56	10,32	3,80	0,04	1,27	0,47	1,84	1,72
29-30	21,96	0,53	10,75	3,70	0,04	1,24	0,44	1,71	1,80
31-32	21,64	0,54	10,86	3,70	0,03	1,31	0,34	1,88	1,80
34-35	20,77	0,51	10,80	3,48	0,03	1,23	0,45	1,97	1,72
36-37	20,62	0,46	10,70	3,47	0,04	1,20	0,39	1,95	1,65
39-40	21,20	0,63	10,72	3,66	0,05	1,26	0,43	1,90	1,75
59-60	21,46	0,67	9,91	5,48	0,03	1,24	0,14	1,26	1,37
79-80	21,60	0,63	10,18	5,52	0,03	1,23	1,40	1,34	1,40
99-100	21,23	0,66	10,17	5,59	0,05	1,25	0,60	1,37	1,32
119-120	20,71	0,61	9,88	5,41	0,05	1,17	0,19	1,26	1,29

Tabela 6.7 – Valores percentuais dos elementos maiores em amostras da sondagem CAR2, após conversão, para concentrações (mássicas) elementares.

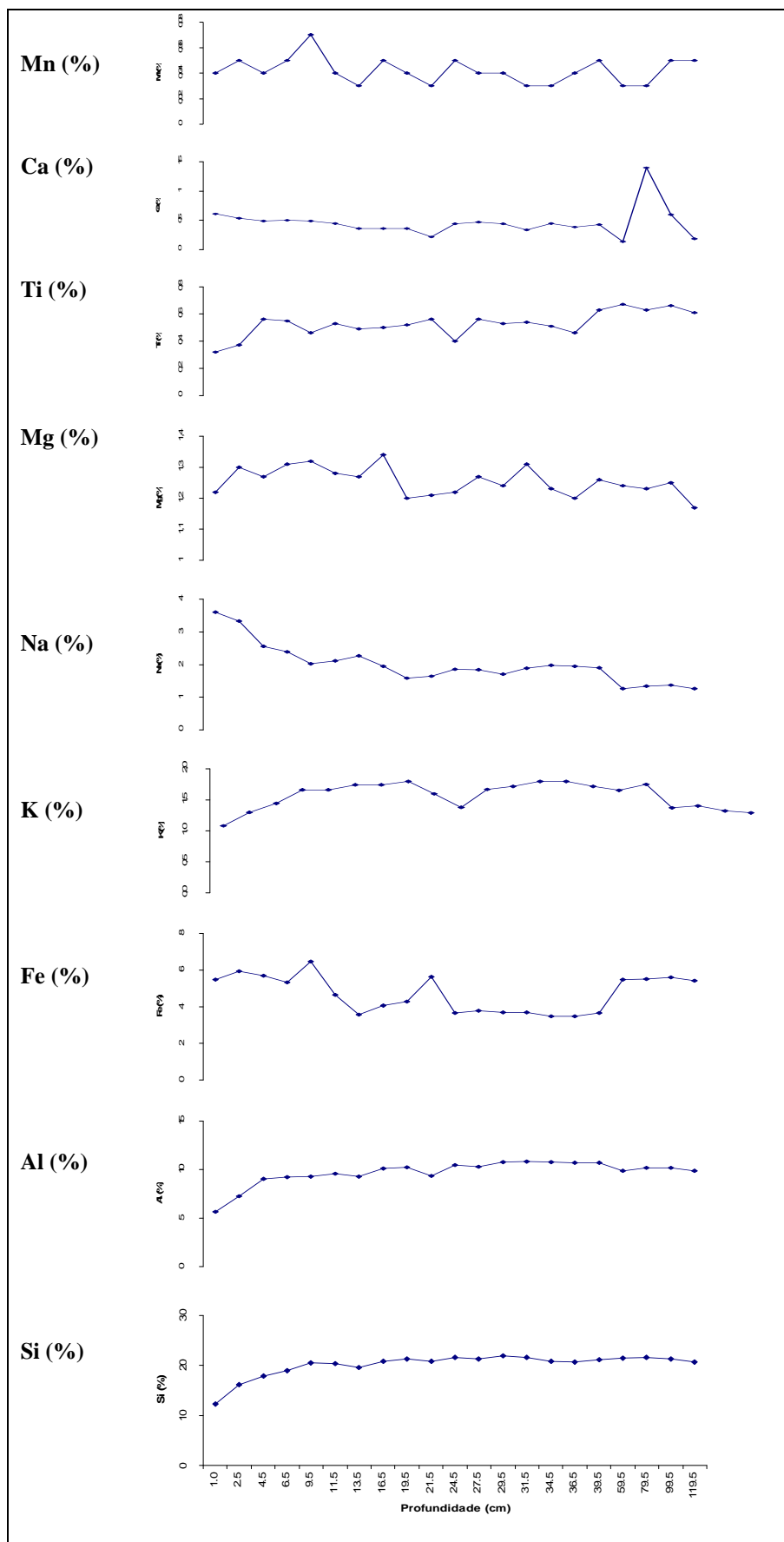


Figura 6.22 – Perfis verticais de concentração (%) de elementos maiores na sondagem CAR2.

Torna-se então necessário comparar os teores de concentração elementar, para os elementos maiores, obtidos na sondagem CAR2A, com padrões internacionais de valores de *Average Shale* (Salomons & Forstner, 1984) (tabela 6.8) para assim, se poder inferir eventuais enriquecimentos e/ou empobrecimentos (relativamente ao padrão internacional “Average Shale”) nos teores dos elementos analisados na sondagem CAR2A.

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
MÉDIA CAR2	20,13%	0,53%	9,71%	4,69%	0,04%	1,25%	0,46%	1,99%	1,57%
<i>Average Shale</i>	27,3%	0,5%	8%	4,7%	0,85%	1,5%	2,2%	1,0%	2,7%

Tabela 6.8 – Médias da concentração (elementar) de elementos maiores obtidos na sondagem CAR2A e comparação com valores do padrão *Average Shale* (Salomons & Forstner, 1984).

Os valores de silício (Si) variam entre 12,27% nos primeiros 2cm da sondagem e 21,96%, obtidos aos 29-30cm de profundidade, com uma média de 20,13%. Estes valores são típicos de sedimentos vasosos e encontram-se abaixo dos valores do *Average Shale* (tabela 6.8) o que indicia maior proporção relativa de componentes voláteis, nomeadamente de matéria orgânica, nestes sedimentos, em detrimento da componente mineral, designadamente matéria siliciosa (quartzo).

O alumínio (Al) apresenta uma média alta, superior à do *Average Shale* (tabela 6.8), o que está de acordo com a observação textural dos sedimentos, onde predomina a componente silto-argilosa sobre a componente arenosa. Nos primeiros 20cm, o teor em Al diminui para a superfície, mais acentuadamente nos 5cm superficiais, o que se atribui a uma maior concentração de voláteis, nomeadamente de matéria orgânica.

Relativamente ao ferro (Fe), que é o terceiro elemento mais abundante nos sedimentos analisados, apresenta um perfil irregular sem qualquer tendência evidente, com teores muito próximos dos valores de *Average Shale* (tabela 6.8).

O potássio (K) apresenta valores inferiores aos do *Average Shale* (tabela 6.8), com uma distribuição algo irregular, aumentando de 1,08% à superfície até 1,80% aos 17cm de profundidade, diminuindo depois para 1,66% a 22cm, aumentando em seguida novamente para 1,80 % aos 32cm e diminuindo depois até atingir 1,29% a 120cm de profundidade. Estas alterações poderão eventualmente estar relacionadas com as variações na percentagem das argilas no sedimento, bem como no tipo de argilas

presentes. Nos primeiros 10cm o K apresenta um comportamento bastante similar ao Si e ao Al, o que indicia origem terrígena para este elemento.

O titânio (Ti) revela uma média total bastante aproximada do valor de *Average Shale* (tabela 6.8), com uma distribuição ligeiramente irregular, mas com tendência para aumentar em profundidade. Uma vez que o titânio é um elemento quase sempre presente nas rochas magmáticas (ocorrendo nos minerais de ilmenite, rútilo, esfena, piroxena, hornblenda e biotite), a sua presença dever-se-á possivelmente a uma origem detrítica com origem em rochas ígneas. O perfil de variação vertical de Ti mostra um pequeno aumento no troço final da sondagem, que se inicia aos 39cm, aproximadamente, e é constante até à base, a que corresponde mínimos nos teores em Na e K, máximos em Fe e um ligeiro decréscimo em Al, principalmente abaixo de um limite situado entre os 40 e 59cm.

O cálcio (Ca) está presente em concentrações muito baixas (com uma média de 0,64%, em óxido, e de 0,46% após a conversão) nas 21 amostras analisadas e uma vez que não se identificou carbonato de cálcio, com o teste do ácido, assume-se que o cálcio presente provém essencialmente de fontes terrígenas não biogénicas.

O manganês (Mn) manifesta um perfil muito irregular e concentrações muito baixas, comportando-se praticamente como um elemento traço, isto apesar de ser um elemento bastante disseminado nas rochas sedimentares, ígneas e metamórficas, (entrando na constituição de diversos minerais) e de ocorrerem diversas explorações de manganês na BHS, se bem que de pequena dimensão e actualmente abandonadas, (Sousa, 2006).

O magnésio (Mg) apresenta uma média ligeiramente inferior à do *Average Shale* (tabela 6.8), e terá, possivelmente, quer uma origem detrítica, relacionada com a erosão de rochas máficas, quer uma origem na própria água marinha que penetra no estuário.

A variação vertical do sódio (Na) poderá estar eventualmente relacionada com o teor em água do sedimento, uma vez que se estabelece uma boa correlação ($R^2=0,95$) entre os dois parâmetros para os primeiros 35cm da sondagem (figura 6.23), e o Na é o catião mais abundante na água oceânica, cabendo aqui lembrar que o local da sondagem e domínio morfosedimentar estudado se situa no intervalo intertidal de um estuário muito condicionado pela água do mar.

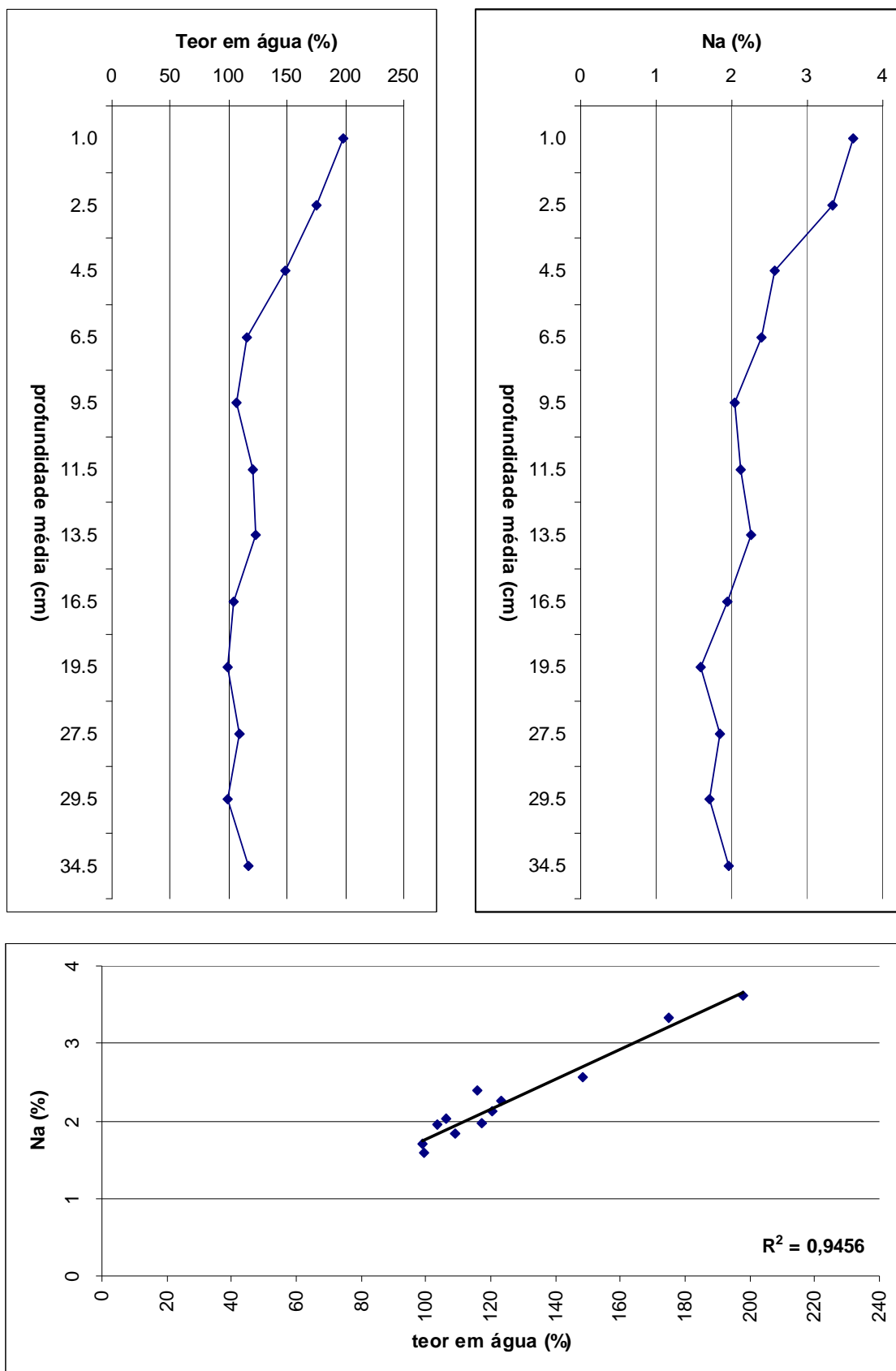


Figura 6.23 – Perfis de variação vertical para o teor em água e teor em Na, e respectiva correlação, na sondagem CAR2.

A razão Si/Al (figura 6.24) tem um significado fundamentalmente litológico e textural, uma vez que compara a proporção de componentes detríticos de natureza essencialmente siliciosa (areias e siltes) com os componentes argilosos, essencialmente representados por aluminossilicatos.

Ou seja, a razão Si/Al dá-nos uma estimativa da proporção da componente predominantemente siliciosa (que se encontra na componente mais grosseira do sedimento) com os aluminossilicatos (a componente argilosa) que se encontra na fracção mais fina do sedimento.

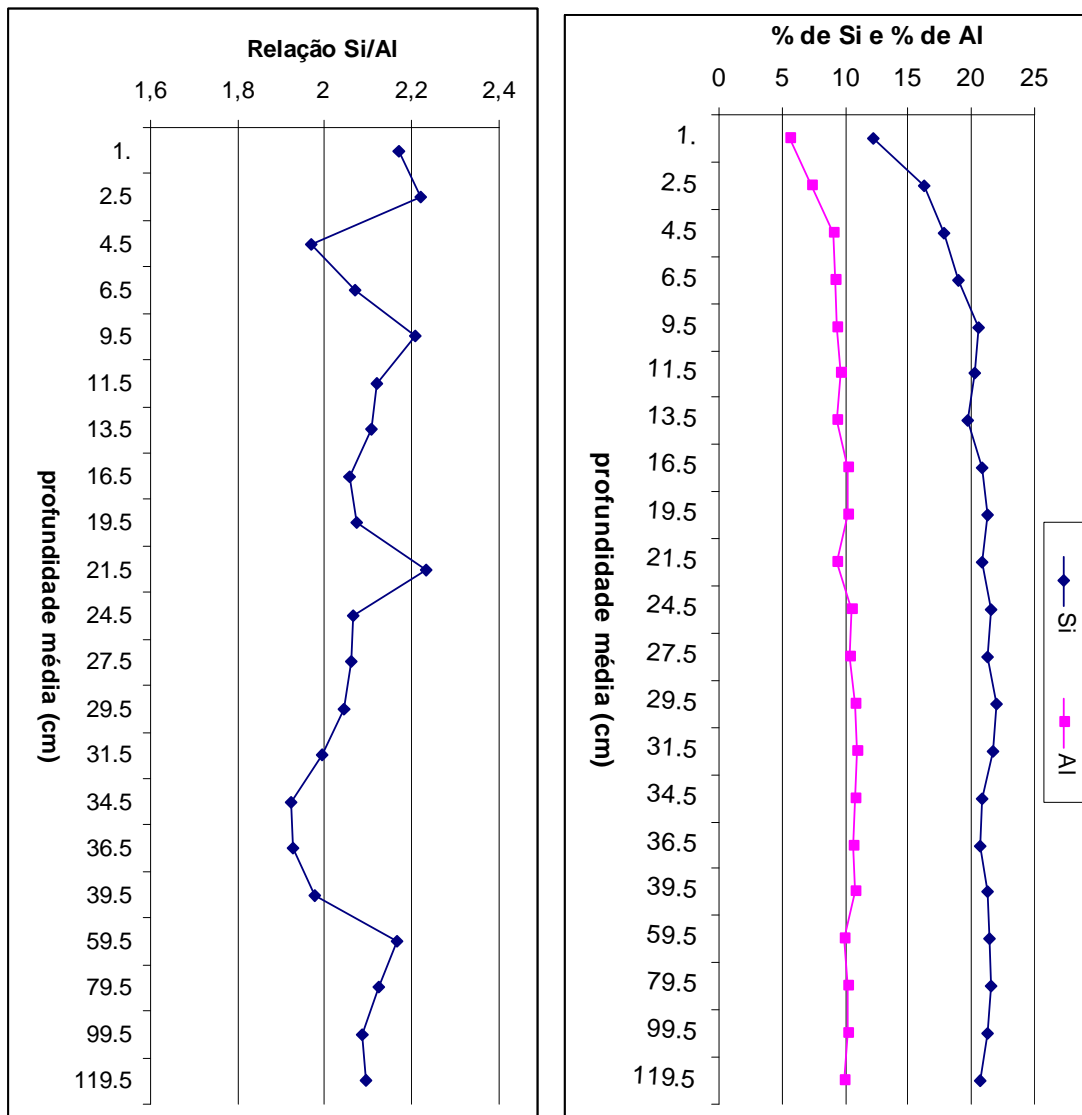


Figura 6.24 – Relação Si/Al em profundidade e variação vertical de Si e Al na sondagem CAR2.

Analisando a relação Si/Al, observa-se que esta é típica de sedimentos de textura fina, razoavelmente homogênea, apresentando um intervalo de variação pequeno, que oscila entre 1,92 e 2,23 (figura 6.24).

Correlação (R^2) entre os vários elementos e o alumínio

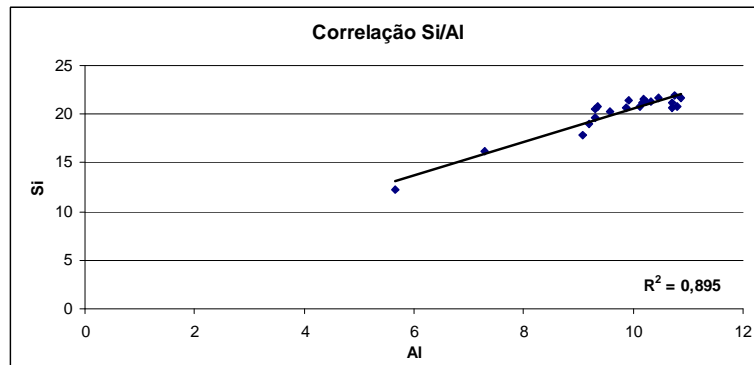


Figura 6.25 – Correlação Si/Al ($R^2=0,895$).

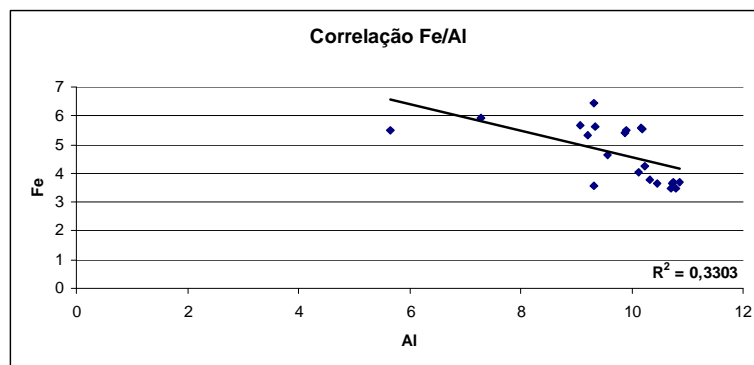


Figura 6.26 – Correlação Fe/Al ($R^2=0,33$).

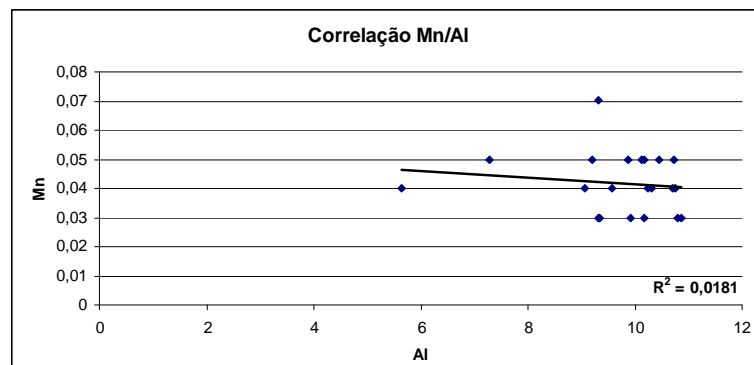


Figura 6.27 – Correlação Mn/Al ($R^2=0,18$).

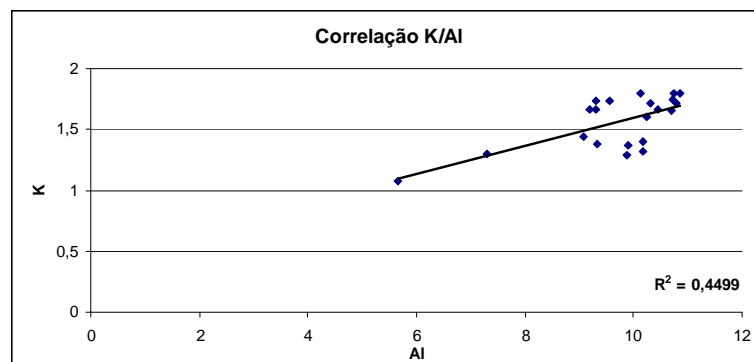


Figura 6.28 – Correlação K/Al ($R^2=0,45$).

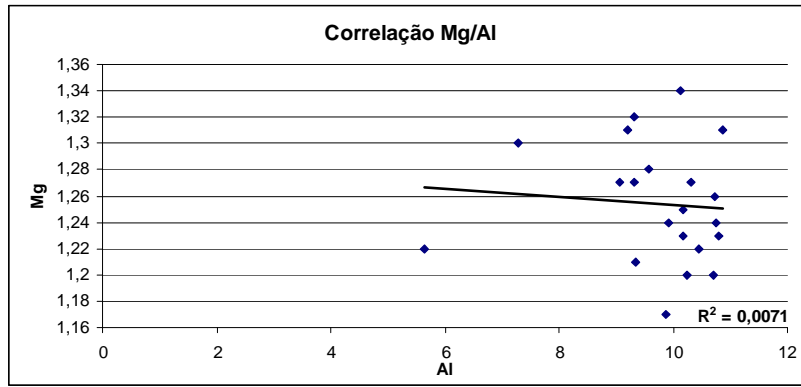


Figura 6.29 – Correlação Mg/Al ($R^2=0,007$).

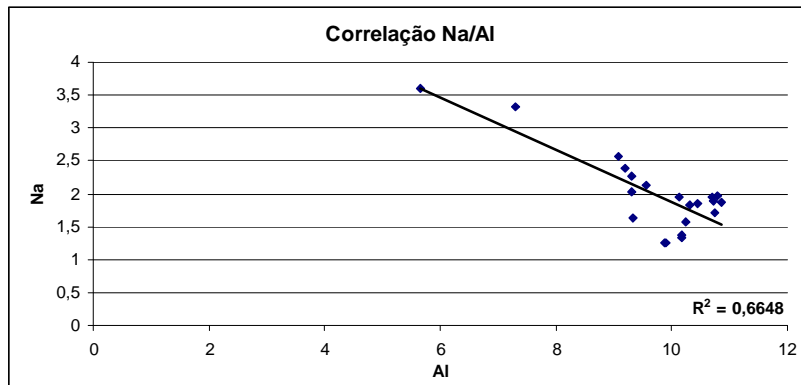


Figura 6.30 – Correlação Na/Al ($R^2=0,665$).

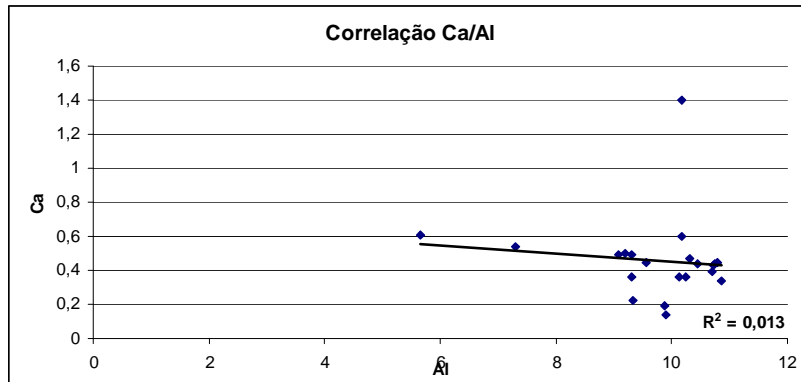


Figura 6.31 – Correlação Co/Al ($R^2=0,013$).

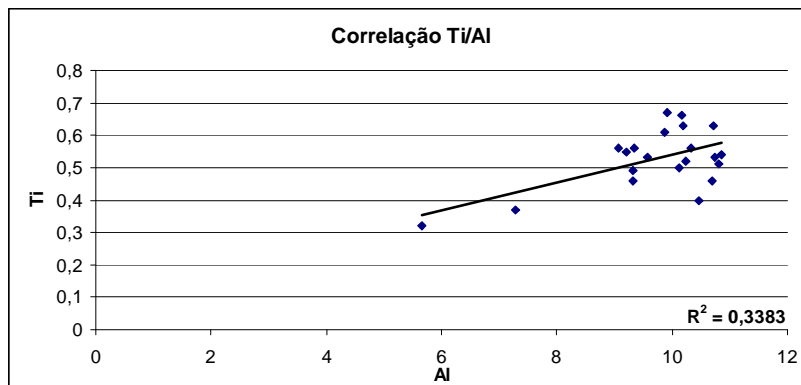


Figura 6.32 – Correlação Ti/Al ($R^2=0,34$).

Correlação (R^2) entre os vários elementos e o silício

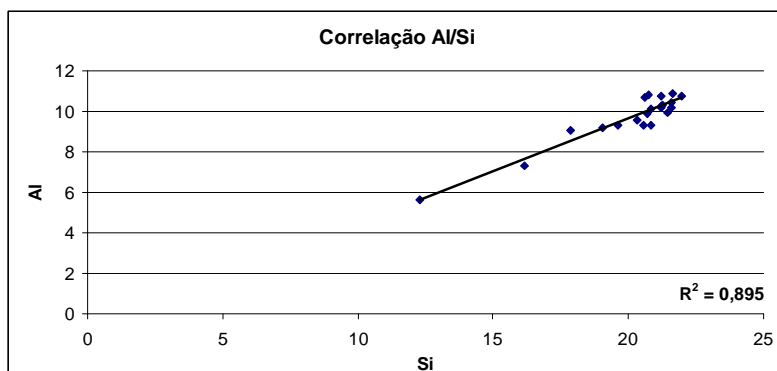


Figura 6.33 – Correlação Al/Si ($R^2=0,895$).

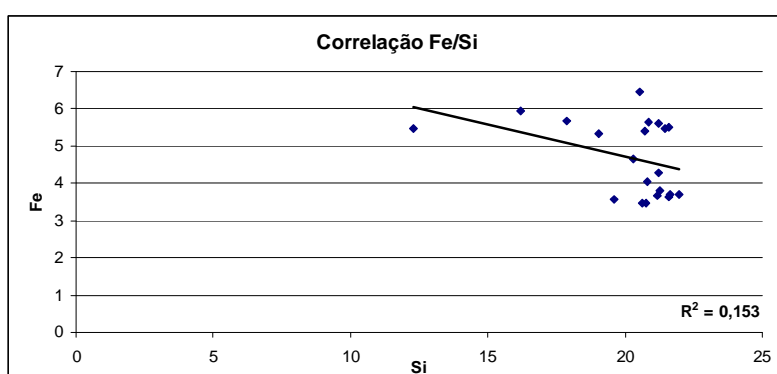


Figura 6.34 – Correlação Fe/Si ($R^2=0,15$).

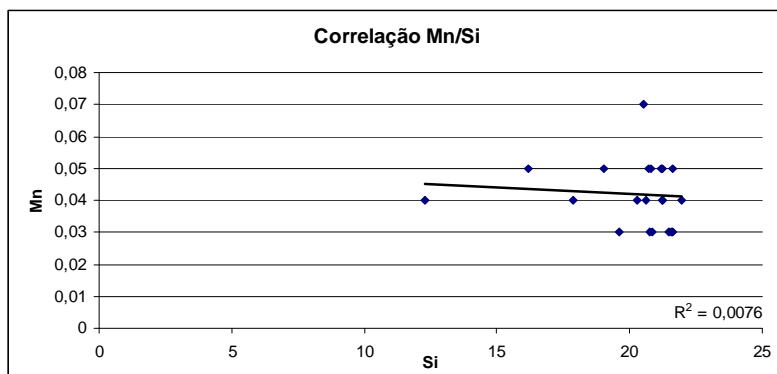


Figura 6.35 – Correlação Mn/Si ($R^2=0,008$).

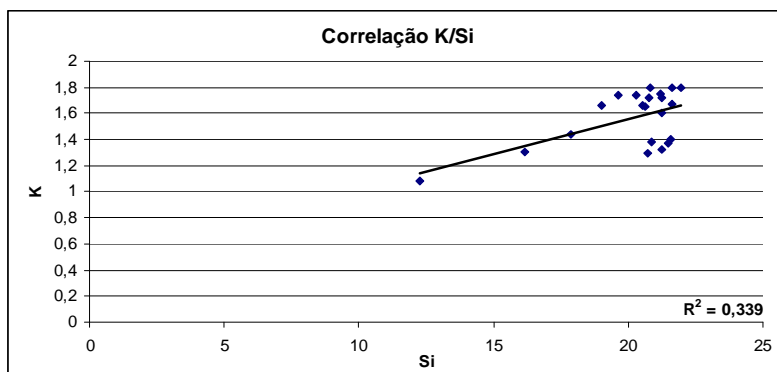


Figura 6.36 – Correlação K/Si ($R^2=0,34$).

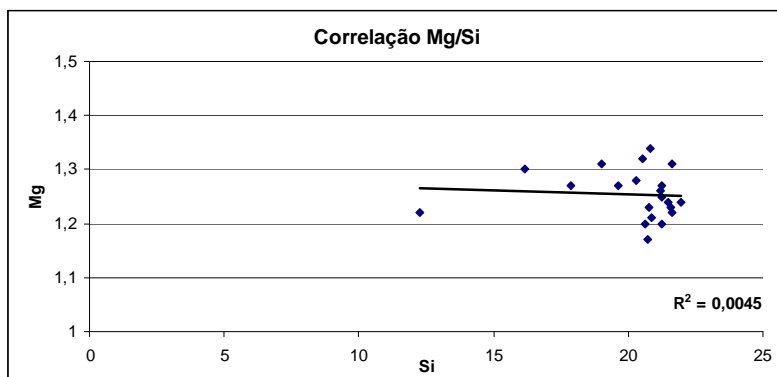


Figura 6.37 – Correlação Mg/Si ($R^2=0,005$).

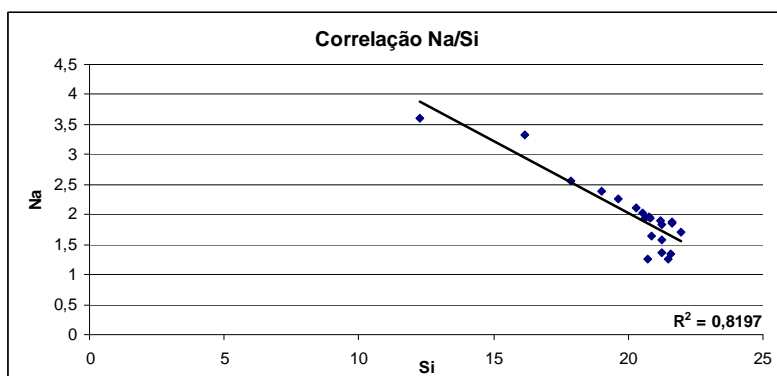


Figura 6.38 – Correlação Na/Si ($R^2=0,82$).

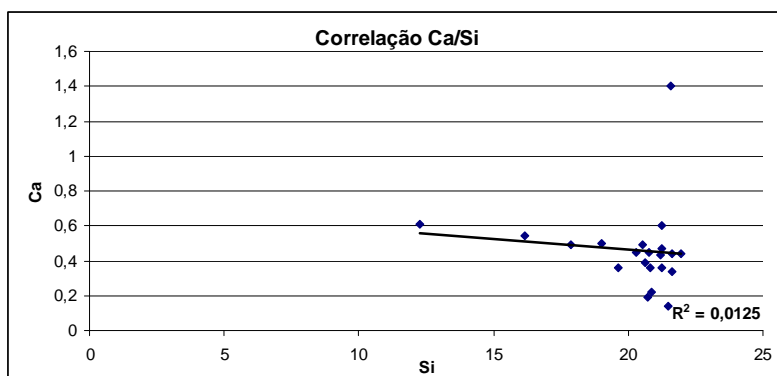


Figura 6.39 – Correlação Ca/Si ($R^2=0,013$).

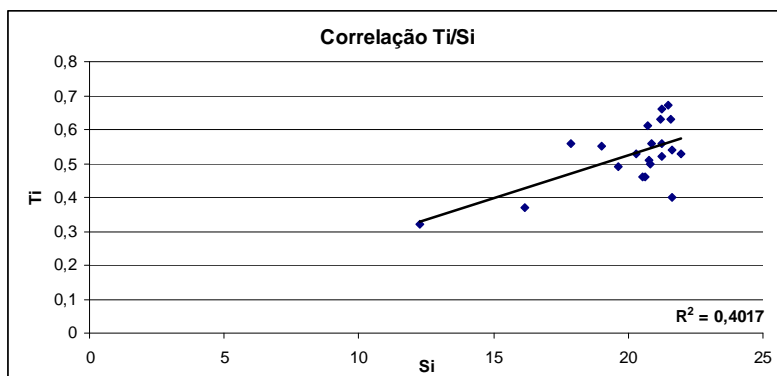


Figura 6.40 – Correlação Ti/Si ($R^2=0,4$).

Correlação (R^2) entre os vários elementos e o LOI

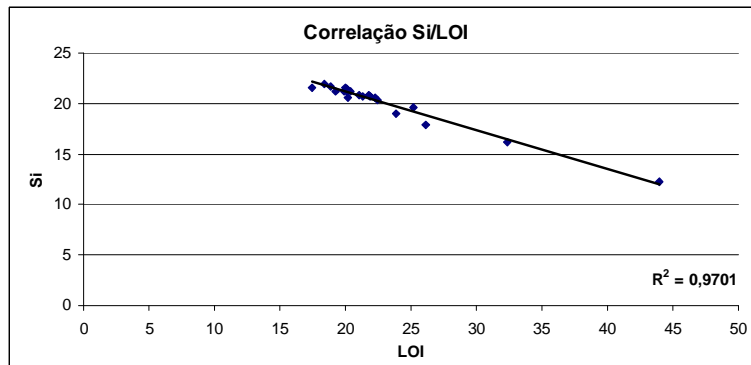


Figura 6.41 – Correlação Si/LOI ($R^2=0,97$).

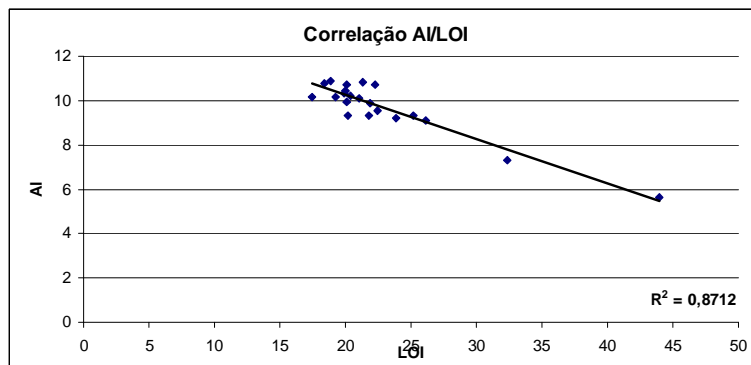


Figura 6.42 – Correlação Al/LOI ($R^2=0,87$).

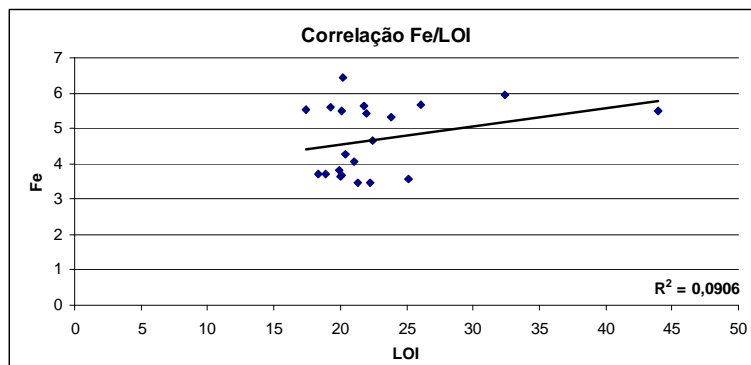


Figura 6.43 – Correlação Fe/LOI ($R^2=0,09$).

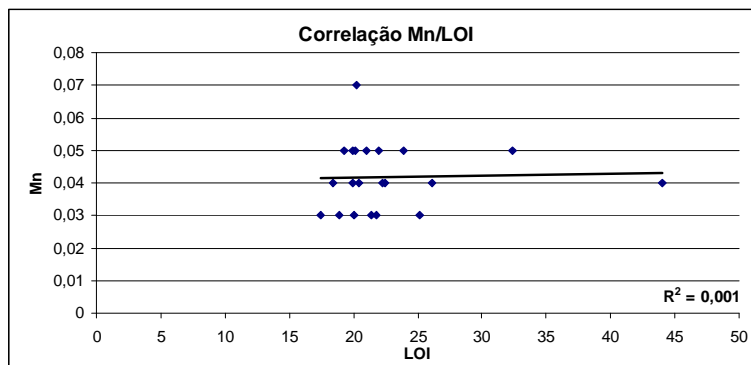


Figura 6.44 – Correlação Mn/LOI ($R^2=0,001$).

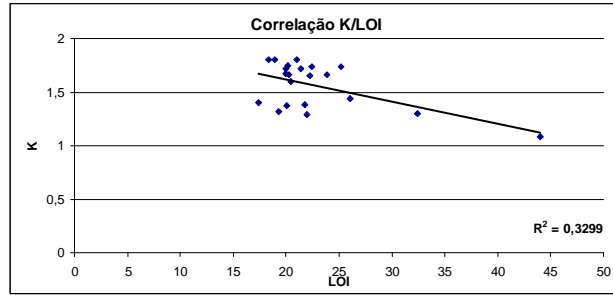


Figura 6.45 – Correlação K/LOI ($R^2=0,33$).

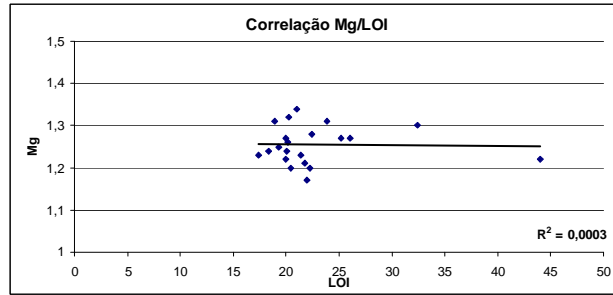


Figura 6.46 – Correlação Mg/LOI ($R^2=0,0003$).

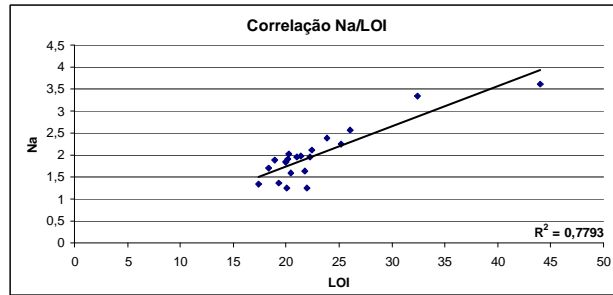


Figura 6.47 – Correlação Na/LOI ($R^2=0,78$).

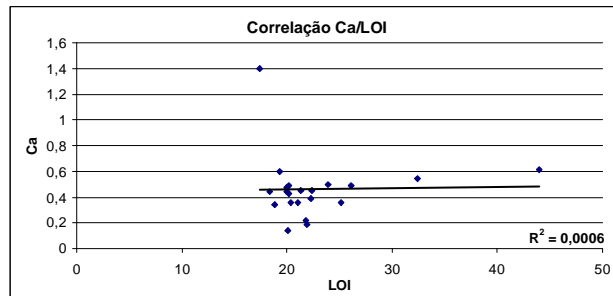


Figura 6.48 – Correlação Ca/LOI ($R^2=0,0006$).

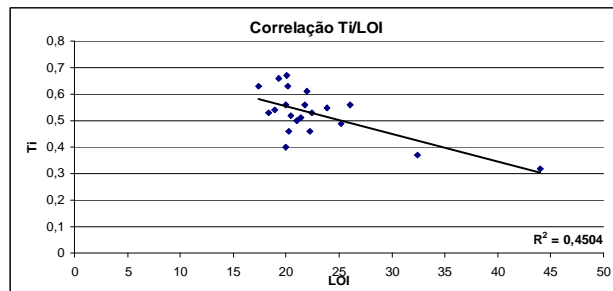


Figura 6.49 – Correlação Si/LOI ($R^2=0,45$).

Analisando as correlações representadas nas figuras 6.25 a 6.49, entre vários elementos maiores, o alumínio (Al), o silício (Si) e o LOI, podemos observar que o Si e o Al apresentam uma boa correlação, positiva ($R^2=0,895$), enriquecendo e empobrecendo em simultâneo, o que indicia uma grande homogeneidade de sedimentos. Esta correlação elevada indicia que estes elementos representam o mesmo portador, não havendo ao longo da coluna sedimentar contrastes texturais e composicionais muito dramáticos. Estes dois elementos apresentam também uma correlação negativa com o LOI ($R^2=0,97$ e $R^2=0,87$ para o Si e o Al, respectivamente) o que indica que o empobrecimento destes elementos é compensado pelo aumento no teor de matéria orgânica (MO), água e outros voláteis (e vice versa).

O sódio (Na) apresenta uma correlação positiva com o LOI ($R^2=0,78$) o que indicia uma forte afinidade entre a presença de Na e o teor de voláteis. O Na apresenta também uma correlação negativa quer com o Si quer com o Al. Não parece haver razão de natureza química ou geológica à elevada correlação entre Na e LOI. Porém, lembrando que o LOI é essencialmente uma aproximação de MO + água e que a textura do sedimento é mais aberta na secção superficial, onde se concentra precisamente a massa radicular, e os fragmentos de matéria vegetal contribuem para o aumento de porosidade, é de esperar esta correlação, que reflecte essencialmente a presença de água marcadamente intersticial.

O ferro (Fe), o manganês (Mn), o magnésio (Mg) e o Cálcio (Ca) apresentam correlações muito baixas com o Al, com o Si e com o LOI, pelo que nada se pode concluir a este respeito.

O potássio apresenta correlações positivas com o Si ($R^2=0,34$) e com o Al (0,45) e uma correlação negativa ($R^2=0,33$) com o LOI.

O titânio (Ti) apresenta uma correlação negativa ($R^2=0,45$) com o LOI e correlações positivas de ($R^2=0,40$ e $R^2=0,34$) para o Si e o Al, respectivamente.

6.4.2.3 - Análise Geoquímica dos elementos menores (metais pesados)

6.4.2.3.1. Origem e impacte ambiental dos metais pesados no estuário do Sado

Neste trabalho, foram analisados os metais pesados geralmente conotados com a contaminação antrópica, nomeadamente o cobre (Cu), o cobalto (Co), o chumbo (Pb) e o zinco (Zn). A avaliação do grau de contaminação por metais pesados em meios litorais tem sido alvo de crescente interesse nas últimas décadas (Nombela *et al.*, 1994 *in* Cruces, 2001).

Os metais pesados presentes nos sedimentos podem ter origens naturais ou antrópicas. Ou seja, os metais pesados encontram-se naturalmente dispersos pelas fontes do sedimento, mas a contribuição natural em metais pode ser eventualmente potenciada pela actividade antrópica, de onde se conclui que o estudo dos elementos menores poderá fornecer indicações sobre contaminação antropogénica (Freitas *et al.*, 2000 *in* Cruces, 2001).

Os metais pesados, após a entrada no meio aquático, sob a forma particulada ou dissolvida, distribuem-se de forma diferente pelos sedimentos, água e compartimentos bióticos (Combest, 1991 *in* Cruces, 2001). No entanto, nos sedimentos, os contaminantes não solúveis tendem facilmente a ficar adsorvidos, principalmente à matéria (mineral ou orgânica) particulada, sendo por essa razão a análise dos teores em metais pesados nos sedimentos recentes regularmente utilizada para estudos de impacto de contaminação antrópica e de poluição aquática (Forstner & Salomons, 1991, *in* Cruces, 2001).

Generalizando, podemos afirmar que os sedimentos argilosos retêm mais metais pesados que os sedimentos arenosos para um mesmo grau de fornecimento, devido à maior capacidade de adsorção dos minerais de argila. Assim, teores elevados em metais pesados de contaminação revelam-se mais preocupantes a nível ambiental se encontrados em areias (Sousa, 2006).

Nos estuários (cujas margens geralmente atraíram ocupações urbanas e industriais) os sedimentos acumulam metais pesados originários daí e também de uma vasta área de drenagem.

A simples presença de metais pesados nos sedimentos estuarinos não deve ser imediata ou exclusivamente atribuída a contaminação antrópica, visto que a sua origem natural, terrígena, a partir da erosão natural de afloramentos da bacia drenante, pode ser

relevante. De facto, os minerais constituintes das rochas apresentam elementos traço característicos onde se incluem também metais pesados (Alloway, 1995), (tabela 6.9).

Mineral	Elementos traço
Olivina	Co, Zn, Cu, Ni, Mn, Li, Mo
Horneblenda	Co, Zn, Cu, Mn, Sc, Li, V, Ga
Augite	Co, Zn, Cu, Pb, Mn, Sc, Li, V, Ga
Biotite	Co, Zn, Cu, Rb, Ba, Ni, Sc, Li, Mn, Ga
Apatite	Pb, Sr, Terras Raras
Anortite	Cu, Sr, Mn, Ga
Andesina	Cu, Sr, Mn, Ga
Oligoclase	Cu, Ga
Albite	Cu, Ga
Ortoclase	Cu, Rb, Ba, Sr, Ga, V
Moscovite	Cu, F, Rb, Ba, Sr, Ga
Ilmenite	Co, Cr, Ni, V
Magnetite	Co, Zn, Cr, Ni, V

Tabela 6.9 – Elementos traço constituintes de alguns minerais comuns (adapt. de Alloway, 1995 *in* Sousa, 2006)

Este é o caso da BHS, na qual afloram rochas mineralizadas, algumas ricas em metais, que funcionam como potenciais fontes desses elementos através da sua erosão. No entanto, apesar dos metais pesados fazerem parte da constituição dos materiais líticos que posteriormente originam parte dos sedimentos, pode-se considerar que a origem mais importante é de natureza antrópica (Sousa, 2006).

Relativamente às origens antrópicas, é de realçar que a região envolvente ao estuário do Sado se caracteriza por um acentuado crescimento urbano e intenso desenvolvimento industrial, que se acentuou de forma notória nas últimas décadas. A zona envolvente ao estuário do Sado sofreu uma forte pressão antrópica com notório destaque para a margem norte com a presença de importantes zonas industriais e de uma activa zona portuária, o que inevitavelmente implica uma elevada carga de metais pesados nas águas do estuário. Consequentemente, as águas do estuário recebem significativas cargas de metais, quer devido a contribuições pontualmente localizadas,

quer também devido ao escoamento superficial originado nas margens terrestres do perímetro do estuário e de toda a bacia hidrográfica.

Segundo Sousa (2006), no estuário do Sado e de acordo com as principais fontes antrópicas de contaminação definidas por Alloway (1995) destacam-se: a actividade mineira; a actividade agrícola; a queima de combustíveis fósseis; a indústria metalúrgica; a indústria electrónica; a indústria química; lamas das ETAR's; lixiviação de lixeiras e aterros; campos de tiro, caça desportiva e pesca e a actividade militar.

Na BHS existem 172 explorações mineiras, todas abandonadas com excepção de alguns coutos mineiros em Aljustrel, que se mantêm em manutenção, mas actualmente sem qualquer tipo de actividade de extracção. (Sousa, 2006). No entanto, segundo Oliveira *et al.* (2002) *in* Sousa (2006) a influência dos materiais resultantes continua a fazer-se sentir no meio envolvente, mesmo depois do abandono da exploração, constituindo as escombrelas a maior fonte de contaminação ambiental em metais pesados.

Em 1988, o LNETI efectuou a caracterização dos efluentes descarregados para o estuário do Sado, pela cidade de Setúbal e por sete unidades industriais para a ribeira do Livramento, que descarrega directamente nas águas do estuário do Sado (encontrando-se actualmente encanada ao longo do seu trajecto na cidade de Setúbal sob a avenida 22 de Dezembro), com os resultados indicados na tabela 6.10 (Rodrigues, 1992 *in* Sousa, 2006).

Metais (Kg/ano)	Propam	Matadouro	Sapac	S.Catarina	Inapa Parel	Portucel	Urbanos
Cu	450	1,7	2500	-	77,8	394,4	724,4
Zn	726	2,6	5400	-	1500	172,2	1700
Pb	33	0,11	391,4	3,2	104,9	120,1	136,1

Tabela 6.10 – Descargas anuais de metais pesados (Cu, Zn e Pb) no estuário do Sado a partir de efluentes industriais e urbanos (Rodrigues, 1992 *in* Sousa 2006).

Como origem antrópica para os metais (Cu, Co, Pb e Zn) no estuário do Sado (origem pontual e difusa na zona industrial e BHS em geral) podem referir-se, segundo Sousa (2006):

Fonte de metais pesados	Cu	Co	Pb	Zn
Efluentes urbanos	X	X	X	X
Lixiviação de aterros	X		X	X
Lixiviação de escombrelras das explorações mineiras	X		X	X
Fabrico de pasta de papel e papel	X		X	X
Reparação naval	X			
Queima de combustíveis fósseis	X		X	X
Artes gráficas			X	X
Fabrico de embalagens plásticas			X	
Fabrico de adubos e fertilizantes	X		X	X
Indústria alimentar	X		X	X
Indústria electrónica	X	X	X	X
Impurezas nos fertilizantes			X	X
Pesticidas	X		X	X
Lamas provenientes das ETAR`s	X	X	X	X
Estrumes provenientes da actividade pecuária	X		X	X
Fertilizantes químicos (adubos fosfatados, azotados)	X	X	X	X
Produtos para preservação da madeira	X			
Efluentes das actividades pecuárias	X		X	X

Tabela 6.11 – Prováveis fontes de metais pesados no estuário do Sado (Alloway, 1995; Adriano, 1986 e Rodrigues, 1992 *in* Sousa, 2006).

6.4.2.3.2. Determinação dos factores de enriquecimento

Para determinar o grau de contaminação de um sedimento em relação a um metal, torna-se necessário conhecer a concentração característica desse metal em condições de ausência de poluição (Nombela *et al.*, 1994 *in* Cruces, 2001). Ou seja, é necessário conhecer os níveis de concentração natural desses metais em sedimentos não contaminados, i.e. os valores de fundo, para se poder determinar o factor de enriquecimento (FE). Estes valores de fundo podem ser estimados relativamente a valores médios de concentração dos metais em sedimentos com texturas e composições equivalentes (padrões internacionais).

Como já se referiu acima, a textura dos sedimentos é um factor a ter em conta, quando se comparam concentrações de metais em sedimentos diferentes, uma vez que os metais pesados tendem a associar-se às partículas mais finas (argilas), visto estas apresentarem uma maior superfície de adsorção (Nombela *et al.*, 1994 *in* Cruces, 2001) i.e., o efeito textura está essencialmente relacionado com a quantidade de argilas (constituídas essencialmente por aluminossilicatos) presentes no sedimento.

De acordo com Loring & Rantala (1992), para se poder distinguir as concentrações naturais do enriquecimento antropogénico é necessário normalizar as concentrações relativamente a este efeito de textura, utilizando-se para tal o alumínio (Al), uma vez que este é um elemento conservativo, não depende grandemente da actividade antrópica e está essencialmente relacionado com a quantidade de argilas presentes no sedimento (Cruces, 2001).

Torna-se assim essencial, para avaliar o grau de contaminação antrópica em metais pesados presentes no sedimento, ter em conta quer a proporção da contribuição natural, induzida pela geologia envolvente à bacia hidrográfica, quer o factor textural do próprio sedimento, para assim se obter uma real noção do teor de contaminação antrópica presente.

Existem vários métodos para quantificar o grau de contaminação antrópica em relação à contribuição natural, nomeadamente utilizando valores médios da crosta terrestre ou recorrendo a valores determinados, na mesma zona de estudo, por variados métodos, designadamente: 1) utilização de testemunhos de sondagem perfeitamente datados; 2) aplicação de técnicas de regressão entre um elemento geoquimicamente estável e não influenciável por acção antrópica; 3) selecção de pontos presumivelmente desprovidos de contaminação e 4) determinação de populações homogéneas (baseia-se na análise de curvas de distribuição de frequências acumuladas transformadas numa sucessão log-normal).

Qualquer que seja o método utilizado para quantificar a concentração natural, ou “de fundo”, o grau de enriquecimento em metais pesados nos sedimentos, pode ser determinado segundo Beeftink *et al.*, 1982 (Cruces, 2001), através da seguinte expressão:

$$A = C_n / B_n$$

Em que: A = Factor de enriquecimento
 C_n = Concentração do metal no sedimento em análise
 B_n = Concentração de “fundo” (sedimento não contaminado de textura semelhante)

Recorrendo a estes métodos é possível distinguir duas populações homogéneas: uma, correspondente aos níveis de fundo e outra correspondente aos níveis ou populações contaminadas, compará-las, e obter então uma estimativa quantitativa da contaminação antrópica efectivamente presente.

As tabelas 6.12 e 6.13 contêm um resumo de valores de referência para Pb, Zn, Cu e Co, em diferentes tipos de solos, recolhidos da literatura. Na tabela 6.14 resumem-se as concentrações publicadas por Quevauvillier em 1989 em sedimentos superficiais do rio e estuário do Sado.

Concentração (ppm)	Pb	Zn	Cu	Cd
Sapal do Alfeite (secção contaminada) – média ¹	64	411	67	-
Sapal do Alfeite (fundo) – média ¹	18	67	26	-
Sedimentos/solos – valores referência ²	45	45	-	0,4
Sedimentos/solos – valores referência ³	5-30	2-30	-	0,1-0,3
Sedimentos/solos – valor objectivo limiar de intervenção ²	9-53	14-72	-	0,08-1,2
Limiares de toxicidade ⁵	100-400	70-400	60-125	3-8
Solos Ibéricos – média ⁶	-	59	-	-
Valores de fundo ⁷	30-100	10-300	20-40	0,01-0,07
Solos rurais da Escócia não contaminados – média ⁸	32	69	17	0,9
Horizonte superficial do solo não contaminado ⁹	5-40	-	-	-
Horizonte superficial do solo em áreas rurais ⁹	5-60	-	-	-
Horizonte superficial do solo em áreas urbanas ⁹	50-300	-	-	-

Tabela 6.12 – Concentrações de metais pesados em sedimentos/solos. Valores de referência (*in* Cruces, 2001).

¹Freitas *et al.*, 1999; ²Portaria 176/96 – DR 230 II série, 3/10/96; ³Directiva 86/278, Diário Oficial Comunidade Europeia – L181/10 de 4/7/86; ⁴Legislação Holandesa; ⁵Kabata-Pendias & Pendias, 1992 (*in* Alloway, 1995); ⁶Angelone & Bini, 1992 (*in* Kiekens, 1995); ⁷Diversos autores; ⁸Purves (1985); ⁹Ewers & Schlipkoter, 1991 (*in* Merian, 1991).

Concentração (ppm)	Cu	Zn	Pb	Co
<i>Average Shale</i>	45	95	20	19
Solos (5,5<pH≤7) valores - limite ¹	100	300	300	-
Solos – Valores – limite ²	50-140	150-300	50-300	-
Limiares de toxicidade ³	60-125	40-400	100-400	-
Valor intervenção/nível indicativo holandês para solos ⁴	190	720	530	-
Valor-alvo holandês para solos ⁴	36	140	85	-
Critério de qualidade dos sedimentos ⁵	16	120	31	50

Tabela 6.13 – Concentrações em metais pesados em sedimentos/solos – valores de referência (adapt. de Sousa, 2006).

¹Portaria 176/96 – DR 230 II série de 3/10/96; ²Directiva 86/278, Diário Oficial da comunidade Europeia – L181/10 de 4/7/86, transposta para Portugal pelo DL n° 446/91, DR 269, I série A de 22/11/91;

³Alloway (1995); ⁴Hackenbush (2004); ⁵Min. Env. Energy of Canada (1998).

Concentração (ppm)	Cu	Zn	Pb
Alto Sado	21	100	59
Sado Médio (zonas mineiras)	389	1083	382
Baixo Sado	184	949	41
Alto Estuário	135	2187	39
Estuário Médio	90	1098	55
Baixo Estuário	47	243	47

Tabela 6.14 – Teores (mg/kg) em cobre, zinco e chumbo no rio Sado e estuário do Sado. (Quevauvillier *et al.*, 1989, *in* Sousa, 2006)

Finalmente na tabela 6.15 e figura 6.50, apresentam-se os resultados e perfis de variação vertical em Co, Cu, Pb e Zn, obtidos das análises geoquímicas de elementos menores (metais pesados) dos sedimentos da sondagem CAR2.

Amostra (cm)	Co ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm
0-2	13	66	18	331
2-3	14	74	28	358
4-5	14	71	27	278
6-7	16	57	29	256
9-10	18	54	32	306
11-12	18	77	26	331
13-14	15	79	18	223
16-17	16	56	27	318
19-20	17	47	19	171
21-22	17	42	25	216
24-25	17	42	15	150
27-28	17	41	22	97
29-30	15	54	15	100
31-32	18	59	22	125
34-35	18	54	20	109
36-37	19	54	27	112
39-40	22	46	26	131
59-60	23	38	15	202
79-80	22	39	23	320
99-100	20	40	23	184
119-120	23	40	18	251
Média da Sondagem	17,7	53,8	22,6	217,6

Tabela 6.15 – Valores ppm dos elementos menores (metais pesados) em amostras da sondagem CAR2.

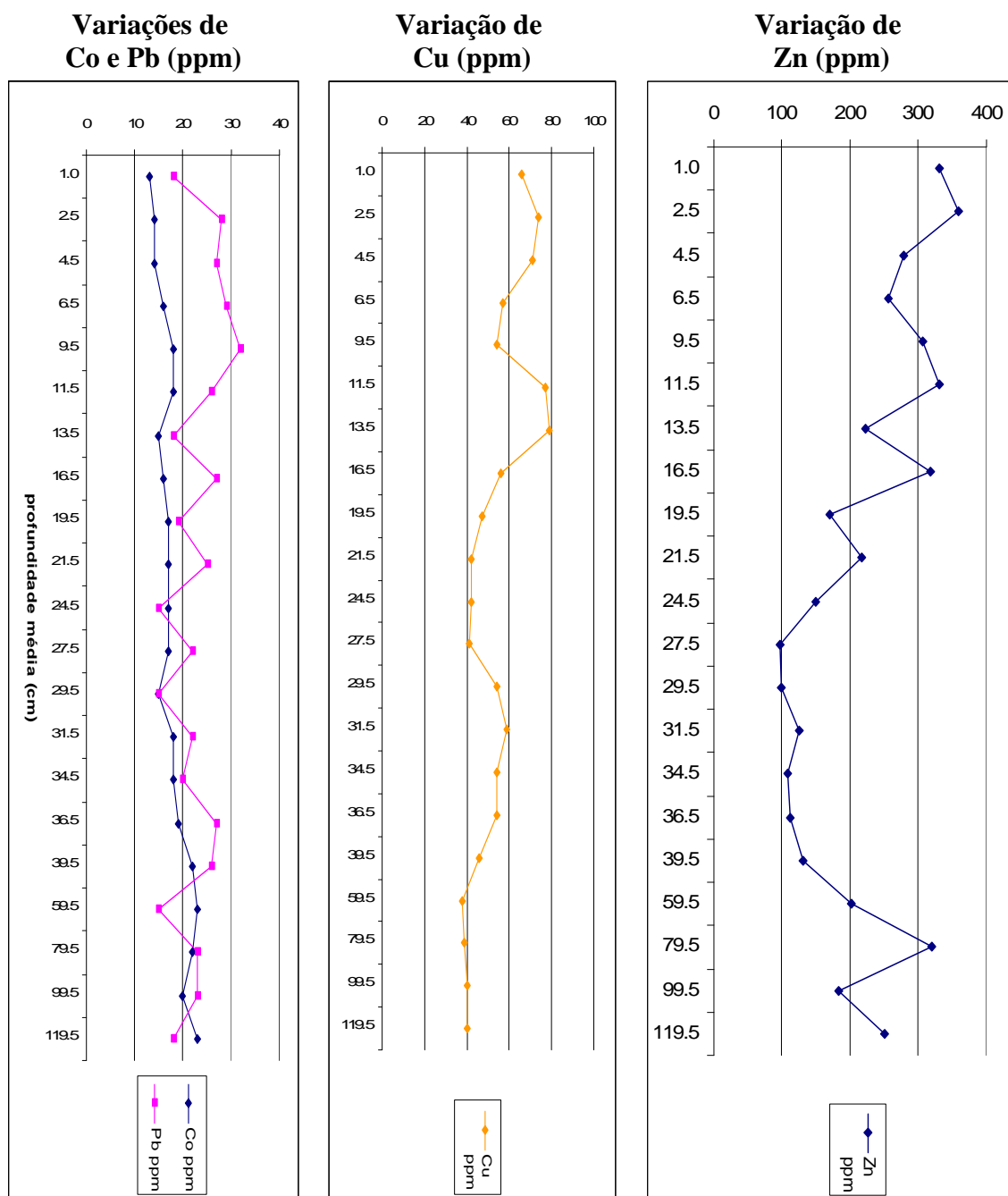


Figura 6.50 – Perfis verticais de variação dos elementos menores (Co; Pb; Cu e Zn) em ppm na sondagem CAR2.

Fazendo uma descrição sumária dos perfis verticais de variação de cada elemento, verifica-se que, relativamente ao Co, este elemento varia entre 13ppm a 1cm de profundidade e 23ppm a 119,5cm de profundidade, registando uma tendência geral para aumentar em profundidade, contrariando assim, a tendência observada nos outros três elementos em análise.

O Pb apresenta um perfil bastante irregular, variando entre 32ppm, a 9,5cm de profundidade e 15 ppm, registados a 24,5cm; 29,5cm e 59,5cm de profundidade. Reconhece-se ainda no caso do Pb, uma secção enriquecida situada entre 2cm e 12cm de profundidade, com valores que variam entre 26ppm e 32ppm.

O teor em Cu apresenta uma tendência geral para aumentar em direcção à superfície, com valores situados entre 38ppm (registados aos 59,5cm de profundidade) e 79ppm, obtidos a 13,5cm de profundidade. Esta tendência de aumento para a superfície torna-se particularmente evidente acima dos 16cm, passando bruscamente de valores da ordem dos 40/50ppm para teores superiores a 70ppm. Identificam-se também, duas outras secções enriquecidas: uma, entre 2cm e 5cm de profundidade (74ppm e 71ppm, respectivamente) e outra, de 11cm (77ppm) a 14cm (79ppm) de profundidade.

Quanto ao Zn, verifica-se que este elemento apresenta sempre valores muito elevados, com tendência para aumentar em direcção à superfície, com uma zona muito enriquecida nos primeiros 14cm de profundidade, apresentando valores que variam entre 223ppm e 358ppm (este último registado a 2,5cm de profundidade). Observa-se também uma anomalia no teor em Zn aos 79,5cm de profundidade, onde atinge 320ppm, para a qual não existem elementos suficientes que permitam apresentar uma explicação satisfatória.

Salienta-se também, que na observação dos perfis de variação vertical para os elementos menores não se encontra nenhuma descontinuidade que expresse a transição entre alto e baixo sapal (situada aos 33,5cm de profundidade).

Também não se identificam variações que possam estar eventualmente relacionadas com dados obtidos na análise sedimentológica do testemunho de sondagem CAR2A, ou com variações registadas através da análise geoquímica dos elementos maiores na sondagem CAR2.

Os teores em metais pesados analisados na sondagem CAR2, apresentam uma descontinuidade significativa à profundidade de 16,5cm (figura 6.50), o que permitiu dividir a coluna sedimentar em duas zonas distintas: uma zona mais superficial, até aos 17cm de profundidade (ZA) – aparentemente enriquecida – e uma zona mais profunda, a partir dos 17cm de profundidade (ZB).

Comparou-se então os valores médios de concentração em metais em cada uma destas secções (total, ZA e ZB), com dois valores de referência: *Average Shale* e sapal do Alfeite (tabela 6.16).

	Co (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
Sondagem CAR2 – Média das 21 amostras	17,7	53,8	22,6	217,6
Sondagem CAR2 – ZA (Média dos primeiros 17cm de sondagem)	15,5	66,8	25,6	300,1
Sondagem CAR2 – ZB (Média a partir dos 17cm de profundidade)	19,1	45,8	20,8	166,8
Estuário do Tejo – média da secção contaminada – sapal do Alfeite	-	67	64	411
Estuário do Tejo – média dos valores de fundo – sapal do Alfeite	-	26	18	67
<i>Average Shale</i>	19	45	20	95

Tabela 6.16 – Teores em metais pesados na sondagem CAR2 (média total, média ZA e média ZB), no sapal do Alfeite (secção contaminada e valores de fundo) e valores de *Average Shale*.

Verifica-se que o teor médio em Co obtido do total da sondagem CAR2 (17,7ppm) é inferior ao valor do *Average Shale* (19ppm), que este valor ainda diminui para ZA (15,5ppm), mas que apresenta valores na ZB (19,1ppm) muito próximos do *Average Shale*, concluindo-se que a sondagem CAR2 não se encontra enriquecida em Co, encontrando-se mesmo empobrecida na zona mais superficial.

Os valores médios em Cu obtidos na sondagem CAR2 (53,8ppm) são superiores aos do *Average Shale* (45ppm) e à média dos sedimentos não contaminados (valor de fundo) do sapal do Alfeite (26ppm); são no entanto inferiores aos teores apresentados pelos sedimentos contaminados do sapal do Alfeite (67ppm). No entanto, a média na ZA para o Cu (66,8ppm) é bastante próxima da média da secção contaminada do Alfeite (67ppm). A média na ZB (45,8ppm) é bastante superior à média dos valores de fundo do Alfeite (26ppm), mas está bastante próxima dos valores do *Average Shale* (45ppm).

No caso do Pb, verifica-se que este elemento tem uma concentração média na sondagem CAR2 de 22,6ppm, valor que é algo superior ao do *Average Shale* (20ppm), e à média dos valores de fundo do Alfeite (18ppm), sendo, no entanto, bastante inferior aos valores da secção contaminada naquele sapal (64ppm). A média da ZA sobe para 25,6ppm e na ZB desce para 20,8ppm, muito próximo dos valores de *Average Shale*.

Relativamente ao Zn, registam-se valores muito elevados para este elemento ao longo de toda a sondagem, com uma média total de 217,6ppm, valor muito acima do

Average Shale (95ppm). A ZA apresenta valores de 300,1ppm, que são no entanto inferiores à média de valores da zona contaminada do Alfeite (411ppm). Regista-se, também que a média da ZB (166,8) é bastante superior quer ao *Average Shale*, quer à zona de fundo do Alfeite (67ppm).

Podemos assim concluir que a ZB, da sondagem CAR2, apresenta valores próximos do *Average Shale* em Cu e Pb, que crescem significativamente na ZA. Quanto ao Zn, apresenta valores bastante superiores ao *Average Shale* na ZB e valores ainda maiores na ZA. O Co apresenta um comportamento inverso, com valores inferiores ao *Average Shale* na ZA, mas com uma média muito próxima na ZB.

Estes resultados sugerem que, em três dos quatro elementos analisados a variação de concentração na coluna sedimentar acima da profundidade de 17cm pode ser indicativa de separação entre teores de fundo e teores influenciados por contaminação antrópica.

Na tabela 6.17 comparam-se os valores médios de concentração em metais, com alguns valores de referência internacionais.

Concentração (ppm)	Pb	Zn	Cu
Sondagem CAR2 – (Média das 21 amostras)	22,6	217,6	53,8
Sondagem CAR2 – ZA (Média dos primeiros 17cm de sondagem)	25,6	300,1	66,8
Sondagem CAR2 – ZB (Média a partir dos 17cm de profundidade)	20,8	166,8	45,8
Sedimentos/solos – valores referência (Directiva da Comunidade Europeia)	5-30	2-30	-
Sedimentos/solos – valor objectivo limiar de intervenção (Portaria DR)	9-53	14-72	-
Limiares de toxicidade	100-400	70-400	60-125
Média dos solos rurais da Escócia não contaminados	32	69	17
Solos (5,5<pH≤7) valores - limite (Portaria DR)	300	300	100
Solos – Valores limite (Directiva da Comunidade Europeia)	50-300	150-300	50-140
Crítério de qualidade dos sedimentos (Ministério do Ambiente e Energia do Canadá)	31	120	16

Tabela 6.17 – Teores em metais pesados na sondagem CAR2 (média total, média ZA e média ZB) e alguns valores de referência para solos e sedimentos.

Pode assim constatar-se que o teor de Pb, registado na sondagem CAR2 (com valores de 22,6ppm para a média total da sondagem, de 25,6ppm para ZA e de 20,8ppm

para ZB), está dentro do limite dos valores de referência da Comunidade Europeia para sedimentos e solos (5 a 30ppm), abaixo da média dos solos rurais não contaminados da Escócia, abaixo dos valores limite para solos (300ppm) e inferior também aos limiares de toxicidade (100 a 400ppm).

Quanto ao Zn, os teores apresentados na sondagem CAR2 (217,6 ppm na média das 21 amostras analisadas, 300,1ppm na ZA e 166,8ppm na ZB) indicam que estes sedimentos apresentam teores muito acima dos valores referência para solos e sedimentos da Directiva da Comunidade Europeia (30ppm), da média dos solos rurais da Escócia não contaminados (69ppm) e acima do valor critério de qualidade dos sedimentos definido pelo Ministério do Ambiente e Energia do Canadá (120ppm). Salienta-se também, o facto de na ZA, os teores em Zn serem tão elevados, que ultrapassam ligeiramente o limite máximo para solos (300ppm), encontrando-se já no topo do intervalo dos valores abrangidos pelo intervalo de limiares de toxicidade (variável entre 70 a 400ppm).

No que concerne ao Cu, este elemento, na sondagem CAR2, regista teores de 53,8ppm, para a média total da sondagem e de 66,8ppm e 45,8ppm para ZA e ZB, respectivamente. O que significa que estes valores são muito superiores quer à média dos solos rurais da Escócia não contaminados (17ppm), quer à média para o critério de qualidade de sedimentos do Ministério de Ambiente e Agricultura do Canadá (16ppm). Sendo, no entanto inferiores ao limite máximo de valores limite para solos (100ppm para solos com pH situado entre 5,5 e 7,0 e 140 para a generalidade dos solos). Mas regista-se o facto de o teor médio em Cu, obtido na sondagem CAR2 em ZA (66,8ppm) estar já dentro dos limiares de toxicidade (que variam de 60 a 125ppm) e dos valores limite para solos (50 a 140ppm).

Segundo Loring & Rantala (1992) a matéria orgânica desempenha muitas vezes um papel importante na acumulação de metais pesados. Considerando esse facto comparam-se em seguida os teores de LOI (por perda ao rubro na chama) com as concentrações de metais pesados (figuras 6.51; 6.52; 6.53 e 6.54) e estabelece-se a correlação entre os metais pesados e o LOI (figuras 6.55; 6.56; 6.57 e 6.58). Estabelece-se, também, as correlações entre os metais pesados e o alumínio (figuras 6.59; 6.60; 6.61 e 6.62) e entre os metais pesados e a fracção fina (figuras 6.63; 6.64; 6.65 e 6.66), correlações essas de carácter fundamentalmente textural.

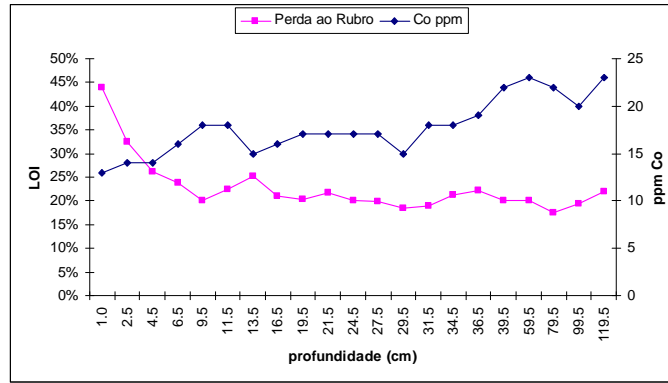


Figura 6.51 – Comparação entre o Co e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2.

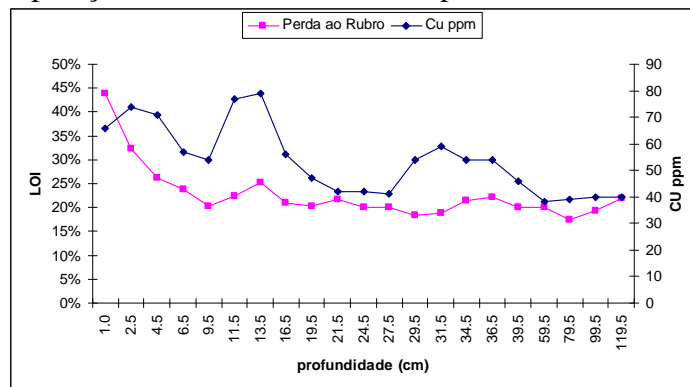


Figura 6.52 – Comparação entre o Cu e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2.

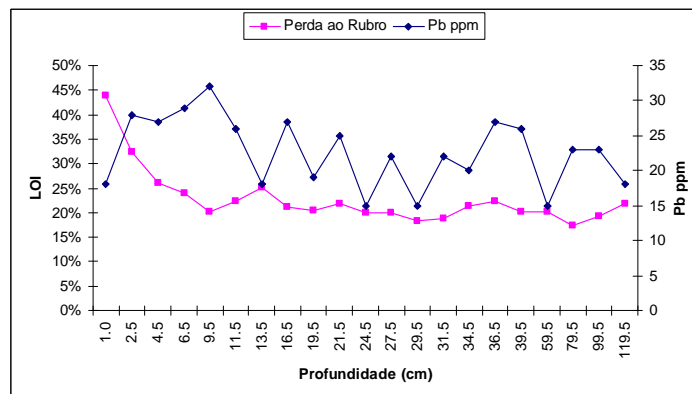


Figura 6.53 – Comparação entre o Pb e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2.

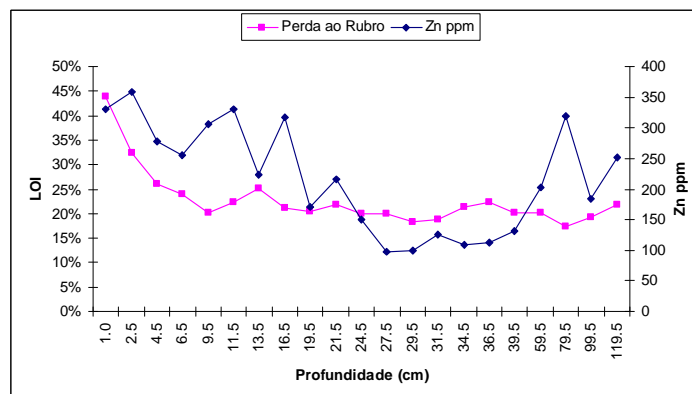


Figura 6.54 – Comparação entre o Zn e o LOI nos perfis verticais da sondagem CAR2.

Correlação entre os metais pesados e o LOI.

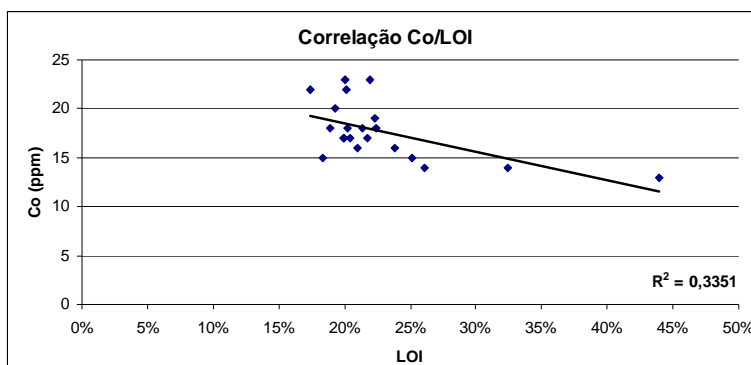


Figura 6.55 – Correlação Co/LOI ($R^2=0,34$).

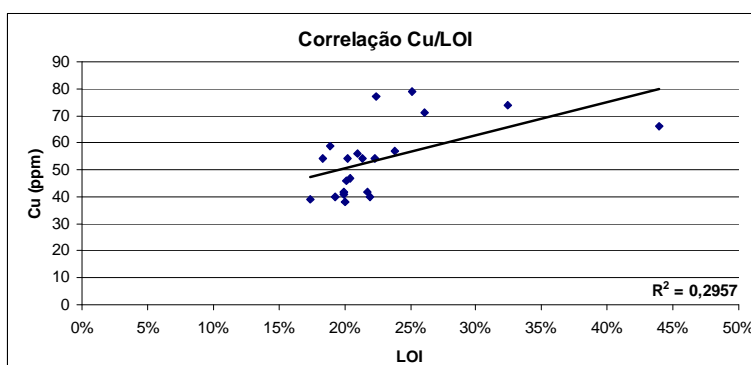


Figura 6.56 – Correlação Cu/LOI ($R^2=0,30$).

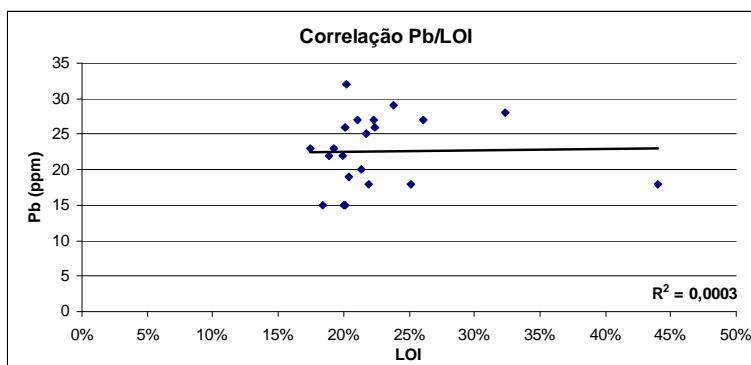


Figura 6.57 – Correlação Pb/LOI ($R^2=0,0003$).

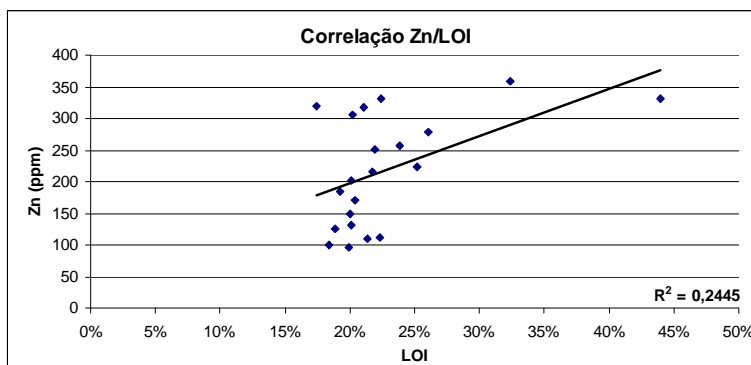


Figura 6.58 – Correlação Zn/LOI ($R^2=0,24$).

Correlação entre os metais pesados e o alumínio

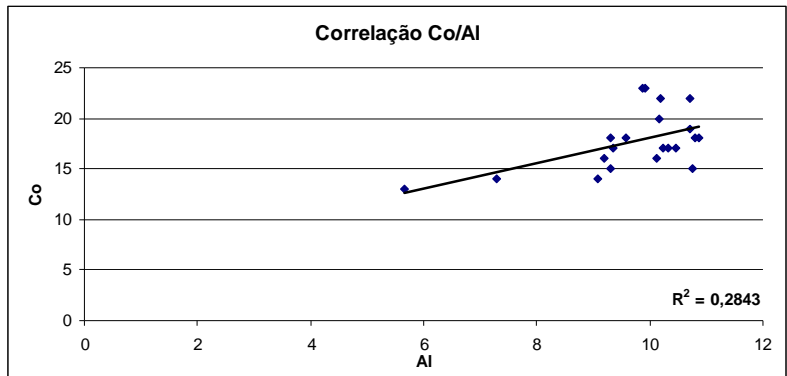


Figura 6.59 – Correlação Co/Al ($R^2=0,28$).

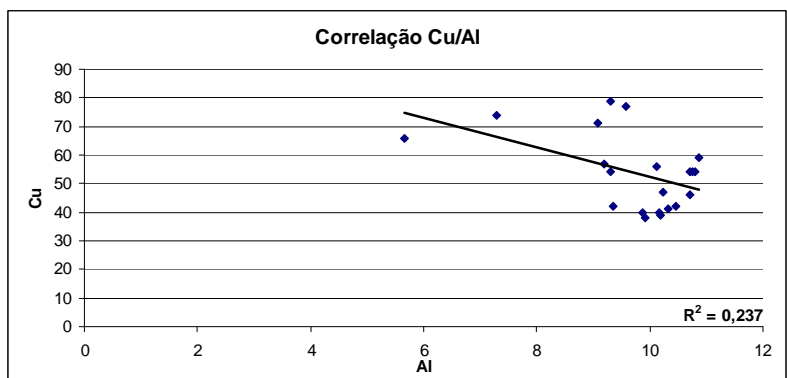


Figura 6.60 – Correlação Cu/Al ($R^2=0,24$).

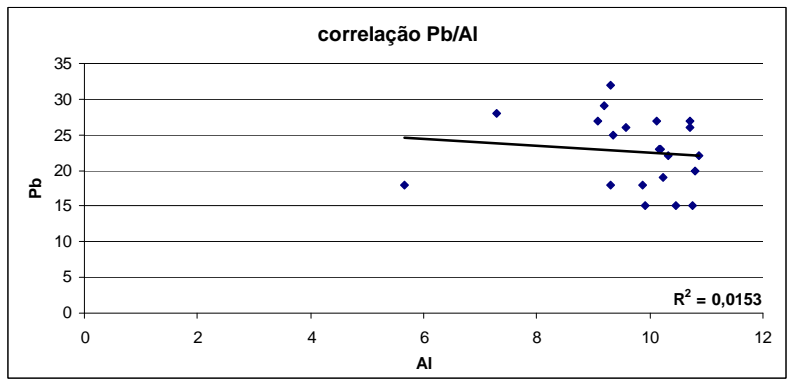


Figura 6.61 – Correlação Pb/Al ($R^2=0,015$).

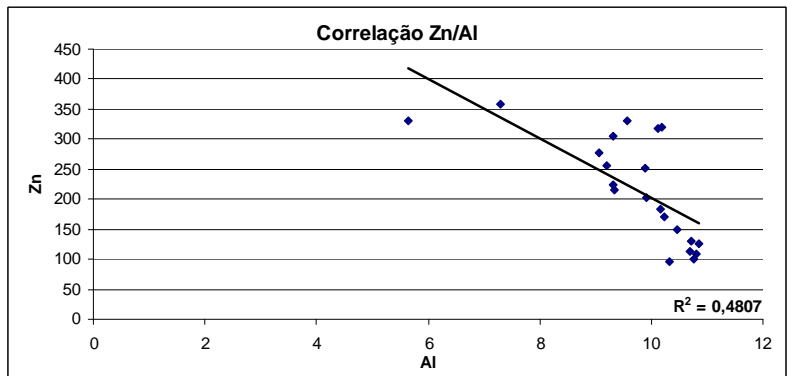


Figura 6.62 – Correlação Zn/Al ($R^2=0,48$).

Correlação entre os metais pesados e os finos

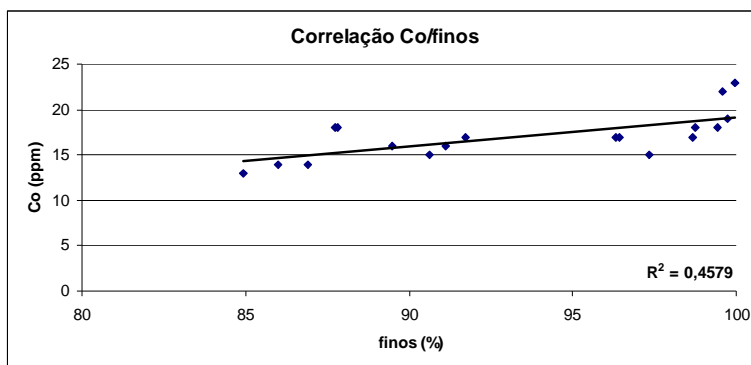


Figura 6.63 – Correlação Co/finos ($R^2=0,46$).

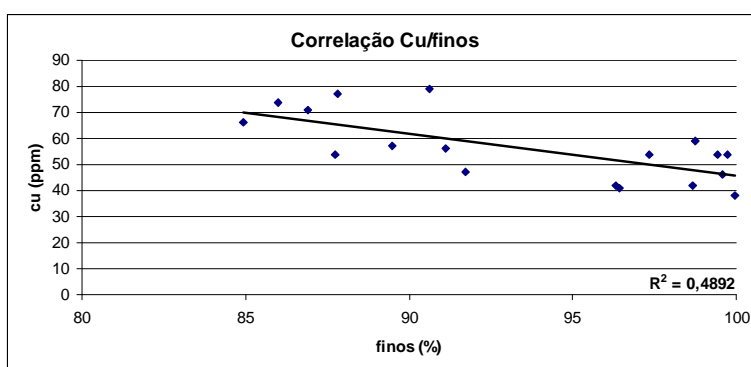


Figura 6.64 – Correlação Cu/finos ($R^2=0,49$).

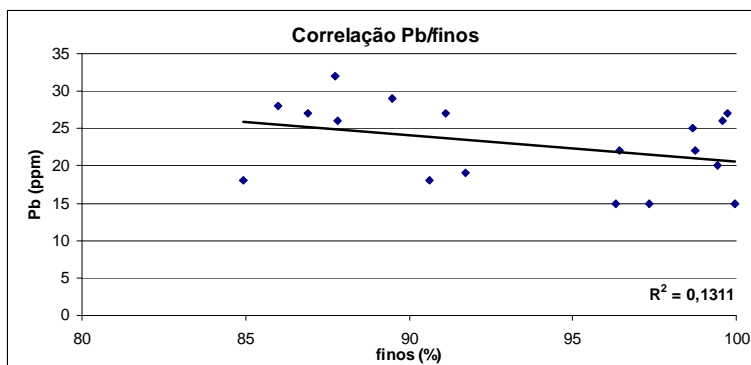


Figura 6.65 – Correlação Pb/finos ($R^2=0,13$).

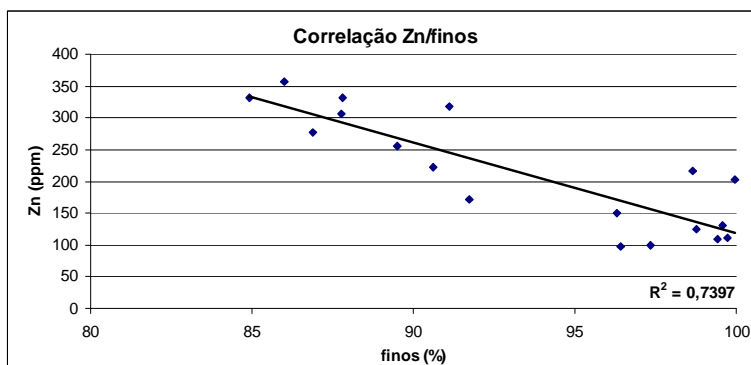


Figura 6.66 – Correlação Zn/finos ($R^2=0,74$).

Relativamente às correlações entre os metais pesados e LOI, o Co revela uma correlação negativa ($R^2=0,34$) e o Cu ($R^2=0,30$) e o Zn ($R^2=0,24$) correlações positivas. Em todos os casos, o coeficiente de correlação é muito baixo, pelo que não se confirma no caso presente, influência da matéria orgânica na adsorção destes 3 elementos. O Pb não apresenta correlação evidente, pelo que exibe uma ausência de controlo relativamente ao teor de matéria orgânica na concentração deste metal no sedimento.

As correlações entre elementos menores (metais pesados) e Al, muito fracas e não significativas, são: positiva ($R^2=0,284$) para o cobalto e negativas ($R^2=0,24$ e $R^2=0,48$) para o cobre e o zinco, respectivamente. O Pb não revela correlação com o Al, o que indicia que, a sua presença nos sedimentos é independente da textura destes.

No que se refere às correlações entre os metais pesados e o teor em finos ($<63\mu\text{m}$) observa-se uma correlação positiva ($R^2=0,46$) para o Co e negativas ($R^2=0,49$ e $R^2=0,74$) para o Cu e o Zn, respectivamente. O Pb não mostra uma correlação expressiva com os finos, o que novamente sugere uma ausência de controlo da textura sedimentar sobre este elemento.

Determinaram-se também, os factores de enriquecimento (FE) em metais pesados (Co, Cu, Pb e Zn) relativamente aos valores padrão do “*Average Shale*”, de acordo com a expressão (*in* Loring & Rantala, 1992):

$$\text{FE} = \frac{([\text{Metal}]_{\text{amostra}}/([\text{Al}]_{\text{amostra}})}{([\text{Metal}]_{\text{AverageShale}}/([\text{Al}]_{\text{AverageShale}})}$$

Ao analisar as variações verticais dos factores de enriquecimento (FE) relativos ao padrão *Average Shale* (tabela 6.18 e figura 6.67), verifica-se que o cobre apresenta um factor de enriquecimento (FE) superior a 1 a partir dos 16,5cm de profundidade e o zinco a partir dos 24,5cm. O cobalto apresenta sempre valores de FE inferiores a 1 em todas as amostras analisadas. O Pb apresenta um perfil do FE algo irregular, mas que é nitidamente superior a 1 a partir dos 13,5cm (figura 6.67).

Pode-se, no entanto, considerar duas zonas distintas nos perfis de concentração de metais pesados, com separação a 16,5cm de profundidade (figuras 6.67; 6.68; 6.69 e 6.70). Temos assim uma zona mais superficial (ZA) com valores mais elevados e uma zona inferior (ZB) onde os teores em metal são menores.

Prof. Média (cm)	FE (Co)	FE (Cu)	FE (Pb)	FE (Zn)	
1,0	0,97	2,08	1,27	4,93	
2,5	0,81	1,80	1,54	4,14	
4,5	0,65	1,39	1,19	2,58	
6,5	0,73	1,10	1,26	2,34	
9,5	0,81	1,03	1,37	2,77	
11,5	0,79	1,43	1,09	2,91	
13,5	0,68	1,51	0,77	2,02	
16,5	0,67	0,98	1,07	2,64	
19,5	0,70	0,82	0,74	1,41	
21,5	0,77	0,80	1,07	1,95	
24,5	0,68	0,71	0,57	1,21	
27,5	0,69	0,71	0,85	0,79	
29,5	0,59	0,89	0,56	0,78	
31,5	0,70	0,97	0,81	0,97	
34,5	0,70	0,89	0,74	0,85	
36,5	0,75	0,90	1,01	0,88	
39,5	0,86	0,76	0,97	1,03	
59,5	0,98	0,68	0,61	1,72	
79,5	0,91	0,68	0,90	2,65	
99,5	0,83	0,70	0,90	1,52	
119,5	0,98	0,72	0,73	2,14	
Average Shale	Co (mg/kg) 19	Cu (mg/kg) 45	Pb (mg/kg) 20	Zn (mg/kg) 45	Al (%) 8

Tabela 6.18 – Factores de enriquecimento relativos ao padrão *Average Shale* (Loring & Rantala, 1992).

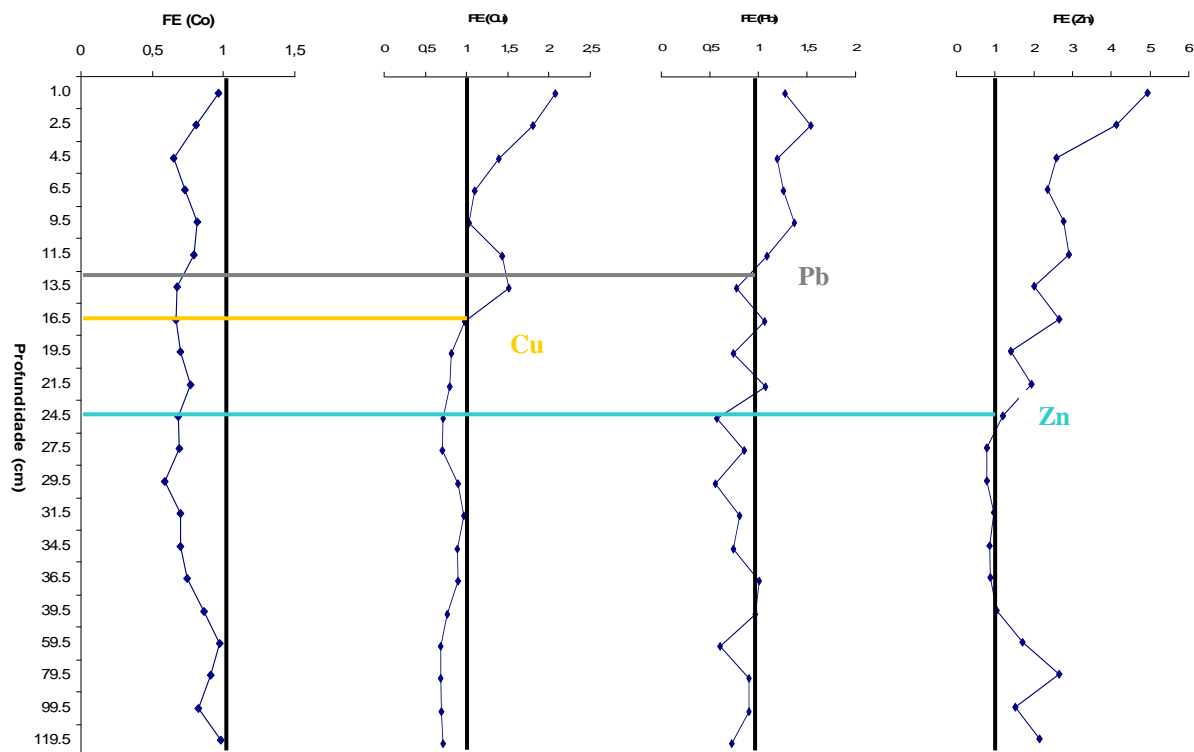


Figura 6.67 – Variação vertical dos factores de enriquecimento (FE) relativos ao padrão *Average Shale*

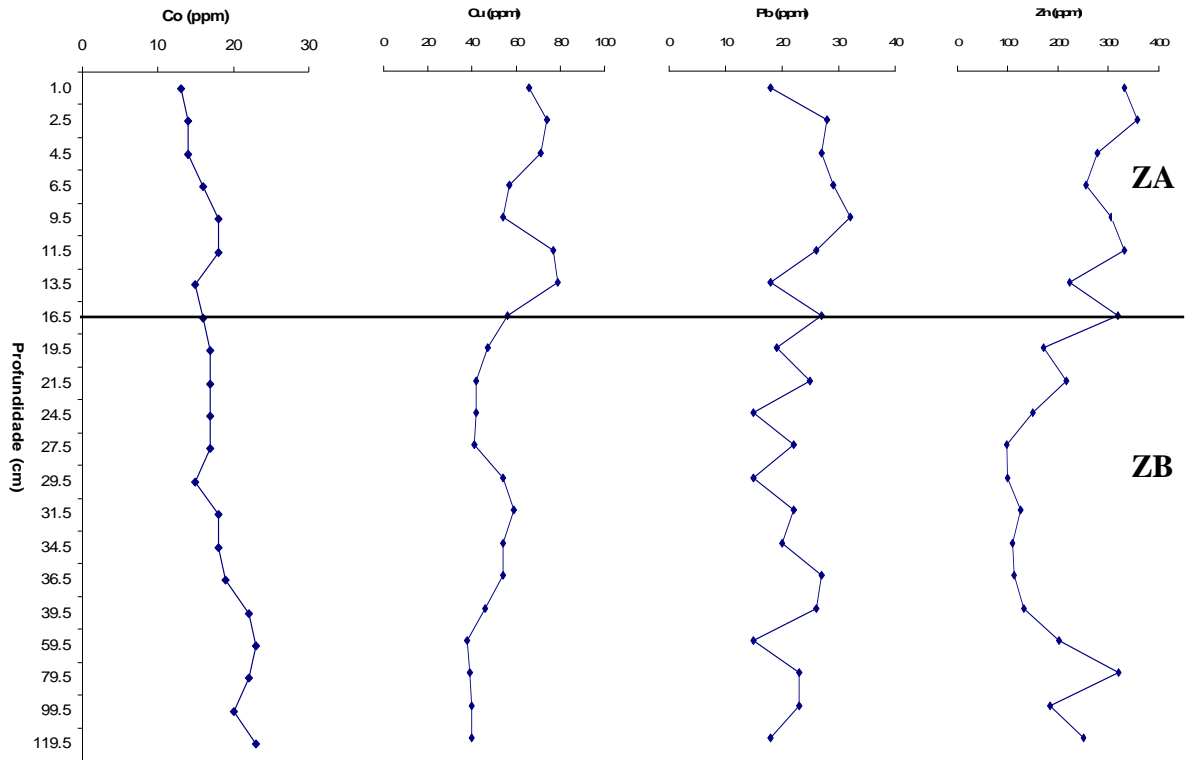


Figura 6.68 – Variação vertical dos metais pesados (Co; Cu; Pb e Zn) na sondagem CAR2.

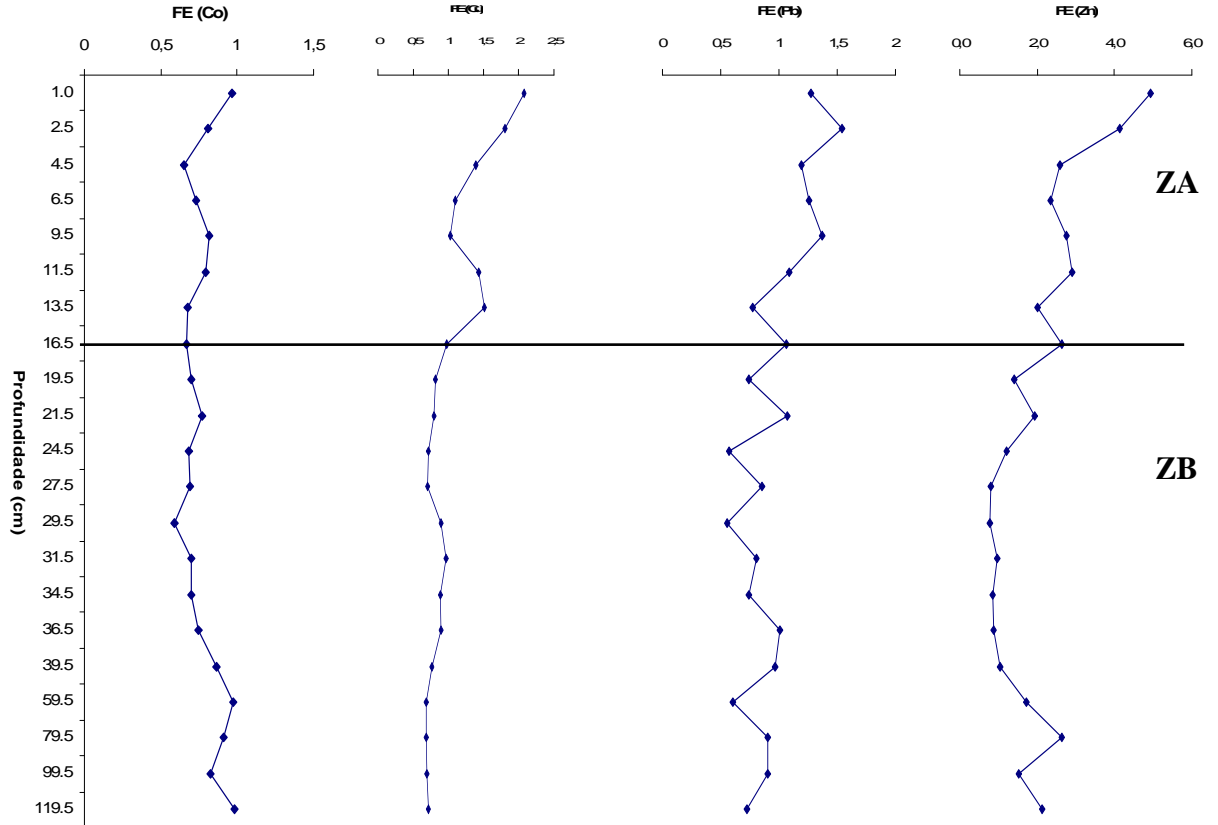


Figura 6.69 – Variação vertical dos factores de enriquecimento (FE) relativos ao padrão *Average Shale* na sondagem CAR2.

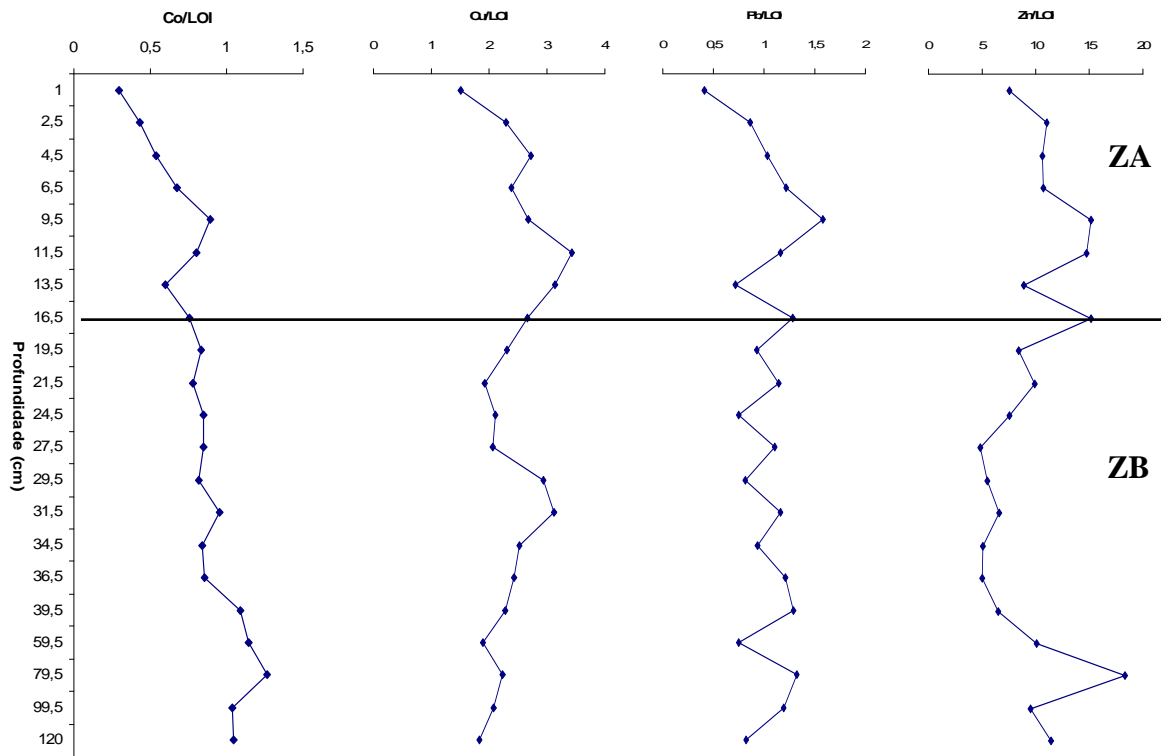


Figura 6.70 – Perfis verticais de concentração de metais pesados (Co; Cu; Pb e Zn) normalizados com a perda ao rubro (LOI) na sondagem CAR2.

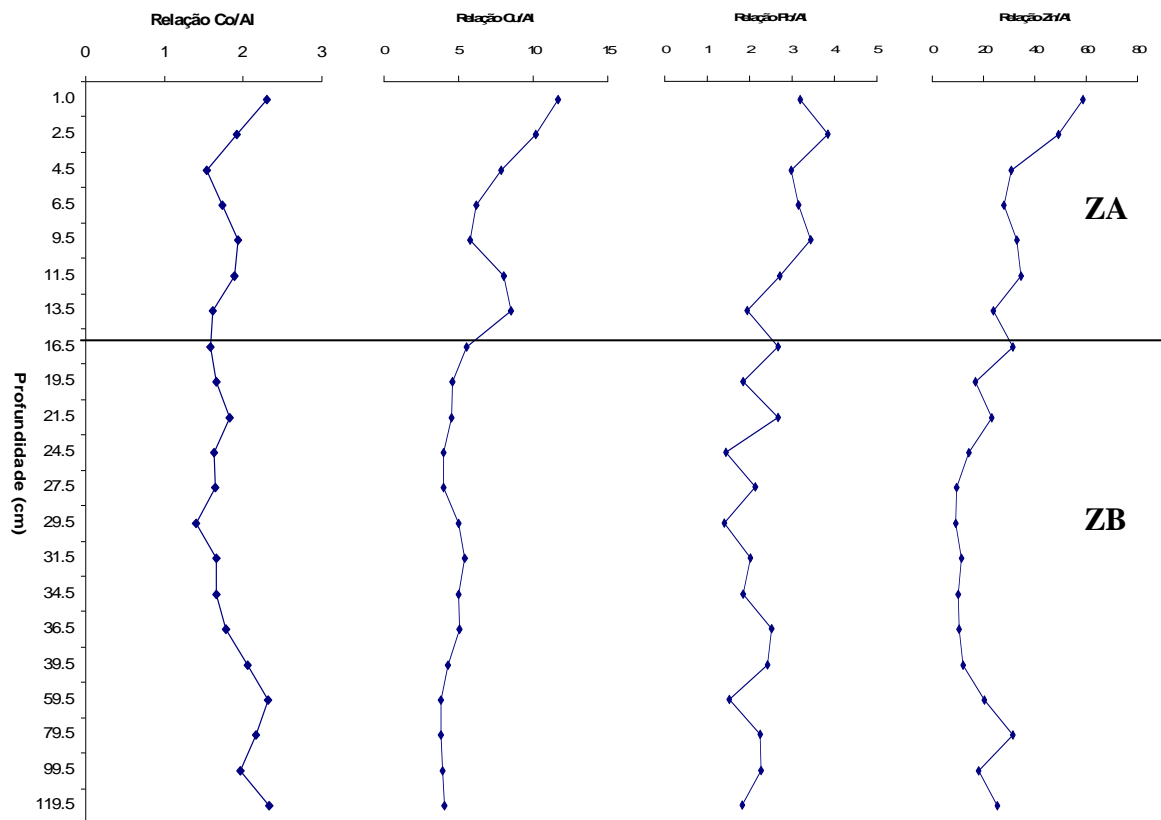


Figura 6.71 – Perfis verticais da relação metais pesados/Alumínio na sondagem CAR2.

Comparando os valores médios, em teores de metais pesados, entre a secção do testemunho da sondagem CAR2, assumida como contaminada (ZA), e o padrão internacional de *Average Shale*, como valor de fundo, e aplicando a fórmula de Loring & Rantala (1992), obtêm-se os valores expressos na tabela 6.19.

	[Al]%	[Co] _{mg/kg}	[Cu] _{mg/kg}	[Pb] _{mg/kg}	[Zn] _{mg/kg}
CAR2 – ZA (0-16,5cm)	8,69	15,5	66,8	25,6	300
<i>Average Shale</i>	8%	19	45	20	95
	FE	0,75	1,37	1,18	2,91

Tabela 6.19 – Tabela para o FE dos elementos menores de ZA, relativamente ao *Average Shale*, na sondagem CAR2.

Observa-se assim, que o Co se apresenta empobrecido em ZA relativamente ao *Average Shale*, mas que os outros três elementos analisados se encontram enriquecidos em ZA, relativamente ao padrão internacional *Average Shale*, com FE de 1,37 para o Cu; 1,18 para o Pb e 2,91 para o Zn.

A determinação do FE a partir de padrões internacionais pode ser a única alternativa, na ausência de valores de referência para a região em estudo. No entanto, a determinação directa de valores de fundo regionais fornece um termo de comparação muito mais fiável (Loring & Rantala, 1992). Sendo assim, foram utilizados os valores médios da zona menos contaminada (B), como valores de fundo e aplicada a expressão de Loring & Rantala (1992) adaptada para as zonas A e B:

$$FE = ([Metal]_{ZA}/[Al]_{ZA})/([Metal]_{ZB}/[Al]_{ZB})$$

	[Al]%	[Co] _{mg/kg}	[Cu] _{mg/kg}	[Pb] _{mg/kg}	[Zn] _{mg/kg}
ZA (0-16,5cm)	8,69	15,5	66,8	25,6	300
ZB (16,5cm – 120cm)	10,33	19,1	45,8	20	166,8
	FE	0,96	1,73	1,52	2,14

Tabela 6.20 – Tabela para o FE dos elementos menores de ZA relativamente a ZB, na sondagem CAR2.

Obtêm-se assim um FE de 0,96 para o Co, de 1,52 para o Pb, de 1,73 para o Cu e de 2,14 para o Zn.

Parece assim existir, no testemunho sedimentar CAR2, uma total ausência de contaminação em Co, verificando-se mesmo um ligeiro empobrecimento no teor de Co

em ZA, relativamente a ZB, mas um nítido enriquecimento em Cu e Pb em ZA, comparativamente a ZB (com FE de 1,73 e 1,52 para o Cu e o Pb, respectivamente). Regista-se também, um forte enriquecimento em Zn (com FE de 2,14).

Os dados obtidos para Cu, Pb e Zn, parecem corroborar a distinção entre uma zona superficial contaminada (ZA) e uma zona de fundo (ZB).

Tendo em atenção que na ZB se regista uma anomalia em Zn (320ppm), aos 79,5cm de profundidade, determinou-se, também, o FE, em Zn, de ZA relativamente a ZB, calculando a média em ZB, sem o referido valor em Zn (tabela 6.21)

	[Al]%	[Zn] _{mg/kg}
ZA (0-16,5cm)	8,69	300
ZB (16,5cm – 120cm)*	10,33	154
	FE	2,32

Tabela 6.21 – Tabela para o FE do Zn de ZA relativamente a ZB, sem o valor anómalo registado a 79,5cm de profundidade, na sondagem CAR2.

* 12 amostras, valor anómalo pontual (registado à profundidade 79,5cm) retirado

Como se pode constatar, ao retirar o valor anómalo (320ppm) obtido pontualmente aos 79,5cm de profundidade, a média de teores de Zn para ZB desce de 166,8ppm para 154ppm, o que induz uma subida do FE de ZA relativamente a ZB de 2,14 para 2,32.

Se compararmos a média dos teores de elementos menores, da zona assumida como enriquecida em metais por contaminação antrópica da sondagem CAR2 (ZA), com a média para sedimentos aquáticos pouco profundos (Salomons. & Förstner, 1984), obtemos os resultados expostos na tabela 6.22.

	[Al]%	[Co] _{mg/kg}	[Cu] _{mg/kg}	[Pb] _{mg/kg}	[Zn] _{mg/kg}
CAR2 – ZA (0-16,5cm)	8,69	15,5	66,8	25,6	300
Sedimentos de ambiente aquático pouco profundo	8,4	13	56	22	92
	FE	1,15	1,15	1,125	3,15

Tabela 6.22 – Tabela para o FE dos elementos menores de ZA, relativamente aos valores médios para sedimentos de ambiente aquático pouco profundo (Salomons. & Förstner, 1984), na sondagem CAR2.

Verifica-se então, que relativamente ao FE em Co para ZA relativamente à média para sedimentos de ambiente aquático pouco profundo, se regista pela primeira

vez um enriquecimento (1,15) em detrimento dos anteriores empobrecimentos registados anteriormente. O Cu e o Pb registam FE de 1,15 e 1,125, respectivamente, e o Zn um FE de 3,15.

Em seguida determinou-se também o FE normalizado com o LOI, para o Cu e o Zn, uma vez que estes metais apresentaram ligeiras correlações com o LOI, mas como as correlações são muito baixas, os resultados do FE normalizado com o LOI não serão muito significativos, ficando, no entanto, aqui registados. Aplicou-se então a fórmula: $FE = ([Metal]_{ZA}/[LOI]_{ZA})/([Metal]_{ZB}/[LOI]_{ZB})$, tendo-se obtido um FE de 1,1 para o cobre e de 1,35 para o zinco (tabela 6.23).

	LOI%	[Cu] _{mg/kg}	[Zn] _{mg/kg}
ZA (0-16,5cm)	26,89	66,8	300
ZB (16,5cm – 120cm)	20,14	45,8	166,8
	FE	1,1	1,35

Tabela 6.23 – Tabela para o FE normalizado com o LOI, para o Cu e Zn, na sondagem CAR2.

Pelo exposto anteriormente, e tendo como principais referências, quer o FE em teores de metais pesados (Co, Cu, Pb e Zn) de ZA, considerada enriquecida, relativamente a ZB (assumida como valor de fundo), quer relativamente ao valor do *Average Shale*, pode constatar-se que: 1) Não se verifica um enriquecimento em Co na zona mais superficial da sondagem, apresentando a sondagem CAR2 valores consideravelmente baixos em Co, ao longo de todo o testemunho sedimentar; 2) regista-se um enriquecimento em chumbo no troço superior da sondagem, com FE de 1,18 relativamente ao *Average Shale* e FE 1,52 relativamente a ZB. Observa-se também que os teores em Pb, mesmo na zona enriquecida não são suficientes para considerar os solos poluídos, ou mesmo muito contaminados; 3) O Cu apresenta um enriquecimento mais acentuado que o Pb, com FE de 1,37 relativamente ao *Average Shale* e de 1,73 quanto ao valor médio de fundo (ZB), de referir ainda que o Cu chega a atingir 79ppm (13,5cm de profundidade), valor que indicia já uma forte contaminação antropogénica para este elemento; e 4) O Zn apresenta valores muito elevados, com FE de 2,91 relativamente ao *Average Shale* e de 2,14 relativamente a ZB, apresentando valores de intensa contaminação antrópica, chegando a atingir concentrações de 358ppm, valor que se situa já no espectro superior do limiar de toxicidade.

6.4.3. Taxas de Sedimentação

As taxas de sedimentação na coluna CAR2 podem ser obtidas através da análise conjunta dos perfis verticais de excesso de ^{210}Pb e do radionuclido artificial ^{137}Cs , representados nas figuras 6.72 e 6.73).

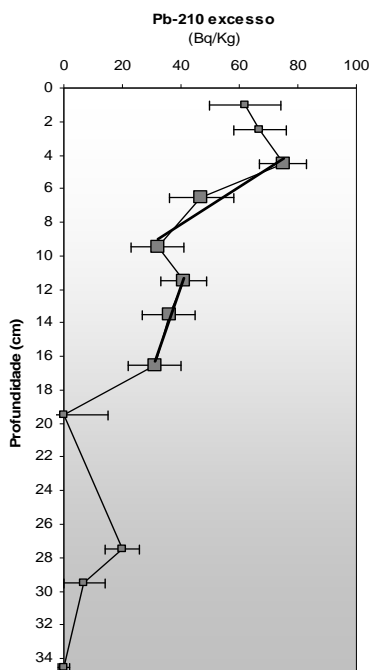


Figura 6.72 – Perfil de excesso de ^{210}Pb na sondagem CAR2 (cortesia de Jouanneau, 2005).

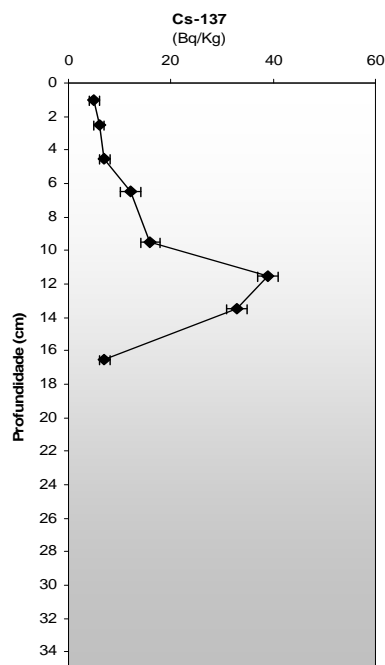


Figura 6.73 – Perfil de excesso de ^{137}Cs na sondagem CAR2 (cortesia de Jouanneau, 2005).

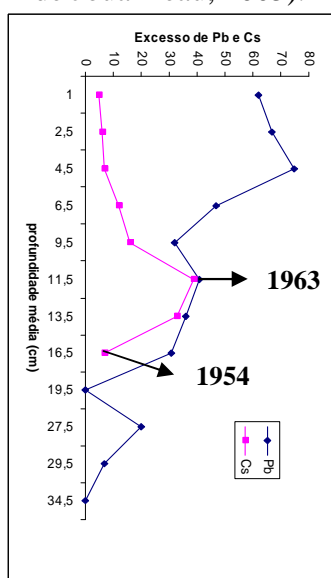


Figura 6.74 – Perfil conjunto de excesso de ^{210}Pb e de ^{137}Cs , com identificação de pontos datados (1954 e 1963) na sondagem CAR2.

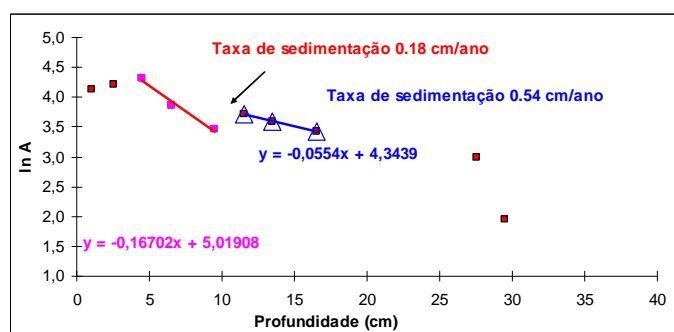


Figura 6.75 – Determinação de uma segunda taxa de sedimentação, a uma profundidade mais elevada, através do excesso de ^{210}Pb , nos sedimentos da sondagem CAR2 (cortesia de Cruces, 2007).

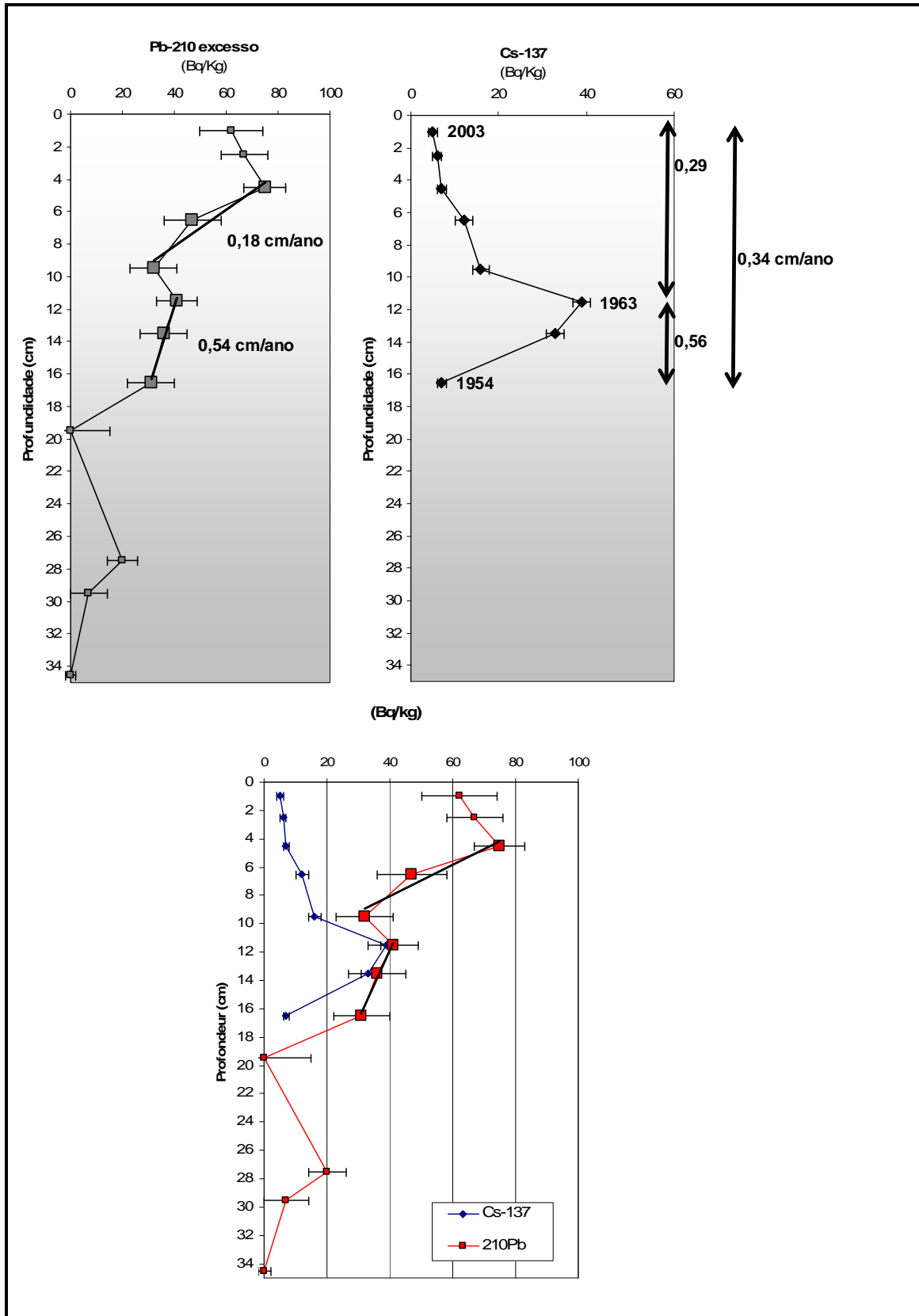


Figura 6.76 – Perfis de excesso de ^{210}Pb e de ^{137}Cs , com duas taxas de sedimentação diferentes para o excesso de ^{210}Pb (0,54cm/ano e 0,18cm/ano) e duas taxas de sedimentação para o excesso de ^{137}Cs (0,56 e 0,29 cm/ano, com taxa média de 0,34cm/ano); identificação de pontos datados (1954, 1963 e 2003) na sondagem CAR2. (cortesia de Cruces, 2007).

O perfil de excesso de ^{210}Pb entre a profundidade de 4,5 e 9,5cm, indica uma taxa de sedimentação de 0,18cm/ano (figura 6.75). Assumindo uma taxa de sedimentação constante, os 72cm da sondagem CAR2A equivalem a um intervalo temporal de 400 anos, correspondendo a base da sondagem ao ano de 1605 DC. No entanto, um segundo perfil de excesso de ^{210}Pb , efectuado a profundidades mais elevadas (entre os 11,5 e 16,5cm) indicia uma taxa de sedimentação muito superior, na ordem dos 0,54cm/ano (figura 6.75). Nesse caso, a base da coluna sedimentar corresponderia ao ano de 1872DC.

Relativamente à análise dos resultados do ^{137}Cs , estes indicam a primeira evidência deste radionuclido (ano 1954) aos 16,5cm de profundidade e o máximo de deposição atmosférica (ano 1963) aos 11,5cm de profundidade (figura 6.74) Podem assim também inferir-se a partir do ^{137}Cs duas taxas de sedimentação distintas. Uma, maior, de 0,56cm/ano, obtida entre 1954 e 1963 e uma segunda, menor, de 0,29cm/ano entre 1963 e 2003, obtendo-se também uma taxa média integrada de 0,34cm/ano no período compreendido entre 1954 e 2003 (figura 6.76).

Se aplicarmos a taxa de sedimentação de 0,56cm/ano obtemos para a base da sondagem CAR2A (72cm) a data de 1876, mas se utilizarmos a taxa mais reduzida (1963 – 2003), de 0,29cm/ano aferimos a data de 1756 para a base e se utilizarmos a média integrada no período compreendido entre 1954 e 2003, de 0,34cm/ano, obtemos a data de 1793 para a base da sondagem. Assim, e em primeira análise, pode-se estimar que a base da sondagem (72cm) corresponde a uma idade compreendida entre as datas de 1605 e 1877 (tabela 6.26).

Apesar das taxas de sedimentação obtidas por ambos os isótopos serem da mesma ordem de grandeza, a interpolação de idades na coluna sedimentar assume uma taxa de sedimentação constante ao longo do tempo, o que na prática não se verifica, como se pode constatar facilmente a partir dos resultados do ^{137}Cs . A acumulação anual de sedimentos nos sapais está dependente da variação da pluviosidade, da densidade do coberto vegetal e da actividade antrópica.

Como já foi referido anteriormente, estima-se que a subida do nível médio do mar para a costa Portuguesa no século XX tenha sido de, $1,5\pm 0,2\text{mm/ano}$ (Dias e Taborda, 1992), o que é consistente com a subida eustática global registada para o nível médio do mar (Barnett, 1984; Bird, 1993; Church *et al.*, 2001 in Andrade, 2002) e muito semelhante ao valor de 1,5mm/ano observado para o intervalo de 1909-1959

(King, 1959, *in* Andrade, 2002). Comparando este valor com as taxas de sedimentação inferidas na sondagem CAR2 (tabela 6.24), constata-se que estas são sempre superiores (oscilando entre 0,18 e 0,56cm/ano) à subida do nível médio do mar (0,15cm/ano).

Profundidade \ Taxa de Sedimentação	0- 4,5cm	4,5- 9,5cm	9,5- 11,5cm	11,5- 16,5cm
Taxa de sedimentação obtida por excesso de ^{210}Pb	-	0,18cm/ano	-	0,54cm/ano
Taxa de sedimentação obtida por excesso de ^{137}Cs	0,29cm/ano			0,56cm/ano
	0,34cm/ano			

Tabela 6.24 – Taxas de sedimentação obtidas para a sondagem CAR2.

A inundação e submersão das zonas costeiras, em função da elevação do nível médio do mar, ocorre se a taxa de sedimentação não exceder a subida do nível médio do mar (SNMM), o que implica que não seja previsível, a manter-se a actual SNMM, a inundação e submersão do sapal da Carrasqueira. No entanto, esta taxa de acreção vertical tão elevada pode indiciar uma colmatção excessiva da zona em sedimentos, com consequentes assoreamentos e a inevitável translação do porto palafítico para zonas cada vez mais interiores do estuário. O próprio cais palafítico sugere que esta tendência de colmatção sedimentar se verifica há alguns anos, e que a construção da referida estrutura não é mais que uma resposta da comunidade piscatória local às elevadas taxas de sedimentação que se registam neste local.

Pode assim supor-se que no local em estudo, o assoreamento predomina sobre os efeitos de sinal eustático positivo, conduzindo a uma regressão forçada. A actual SNMM não parece alterar a tendência regressiva (podendo no entanto esta tendência ser eventualmente alterada no futuro, como consequência de uma brusca aceleração da actual taxa de SNMM), o que está de acordo com os resultados obtidos pelo projecto SIAM II, que refere que, de um modo geral, o estuário interno evolui no sentido da acreção, apesar da intensidade e distribuição das tendências serem variáveis no tempo e no espaço, sendo o assoreamento mais evidente no canal sul (Andrade *et al.*, 2006).

Ainda de acordo com os resultados do Projecto SIAM II, a taxa de sedimentação média integrada em todo o estuário do Sado é de +9mm/ano, com uma contribuição de +20mm/ano da região interna e de -2mm/ano da região externa. Estes resultados

indicam que o sistema é um poço sedimentar intenso, especialmente no estuário interno (Andrade *et al.*, 2006).

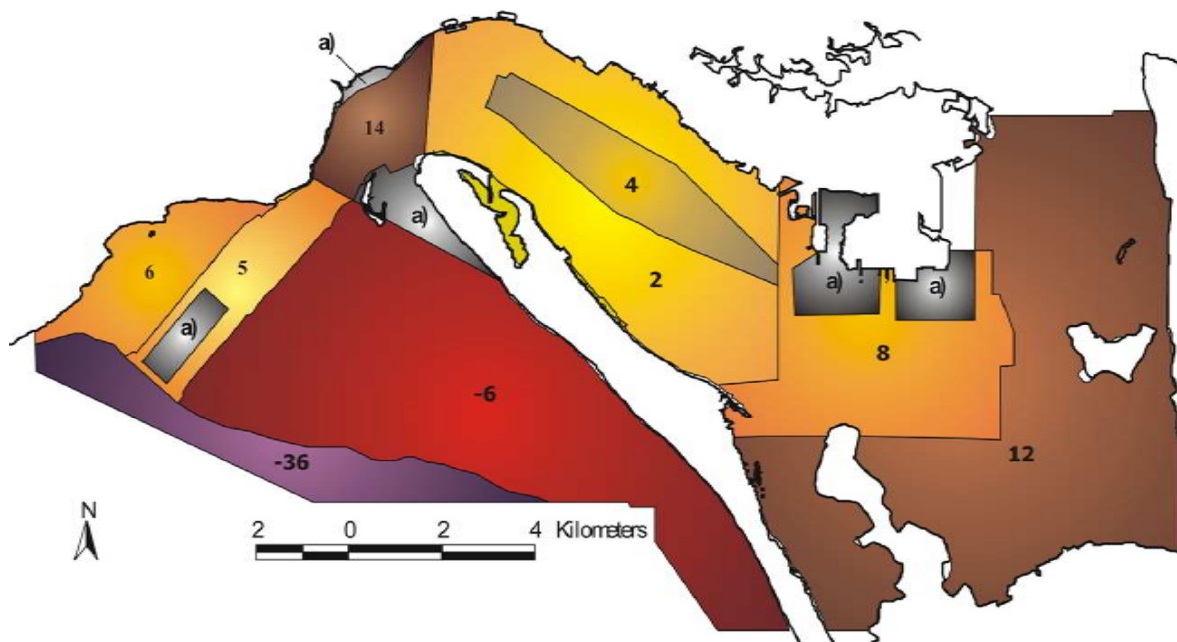


Figura 6.77 – Taxas de erosão e assoreamento no estuário do Sado (adapt. de Andrade *et al.*, 2006)

Como já foi referido, considerou-se, neste trabalho, duas zonas distintas de concentração de metais pesados, com separação aos 16,5cm de profundidade (Sondagem CAR2, 2003) tendo-se demarcado uma zona mais superficial (ZA), assumida como contaminada, e uma zona mais profunda (ZB), considerada como referência de fundo, representativa do regime natural.

Quevauviller, 1987 (*in* Sousa, 2006) encontrou e descreveu um incremento na variação dos valores de metais pesados (Cu e Zn) em sedimentos do estuário do Sado a uma profundidade entre 10 e 15cm abaixo da superfície. Se pusermos a hipótese do limite encontrado por Quevauviller ser o mesmo que o descrito neste trabalho, a aproximadamente 17cm de profundidade, obtemos uma taxa, entre 1987 e 2003, situada entre 0,125cm/ano e 0,44cm/ano (para 15 e 10cm de profundidade, respectivamente).

Moreira (1992) efectuou medições directas da acreção vertical no estuário do Sado entre 1978 e 1989, tendo obtido taxas de 0,8 a 3,1mm/ano para zonas de alto sapal e de 0,7 a 3,3mm/ano para áreas de baixo sapal.

No entanto, estes dados não contribuem para melhorar de forma significativa a informação sobre as taxas de sedimentação no sapal do Sítio da Carrasqueira. Para tal, afigura-se de toda a pertinência a comparação com valores inferidos em trabalhos

recentes efectuados no estuário do Sado. Assim, na tabela 6.25 registam-se os valores obtidos por Sousa (2006) no sapal do Faralhão, situado na margem norte do estuário do Sado, e os dados do sapal da Malha da Costa, situado na margem sul (tal como a Carrasqueira), (Freitas *et al.*, *in printing*).

	^{210}Pb	^{137}Cs (1963-2003)	^{137}Cs (1954 - 1963)	^{137}Cs (média)
Sapal do Faralhão	0,29cm/ano	0,44cm/ano	0,22cm ano	0,40cm/ano
Sapal da Malha da Costa	0,34cm/ano	0,29cm/ano	0,81cm/ano	0,38cm/ano

Tabela 6.25 – Taxas de sedimentação obtidas através do excesso em ^{210}Pb e ^{137}Cs , para os sapais do Faralhão (Sousa, 2006) e Malha da Costa (Freitas *et al.*, *in printing*)

Com base nos valores obtidos para as taxas de sedimentação obtidas no sapal do Faralhão e no sapal da Malha da Costa, verifica-se que: no que se refere à Malha da Costa o valor obtido para o excesso de ^{210}Pb (0,34cm/ano) e a média integrada para o ^{137}Cs (0,38cm/ano), são consentâneas com a média integrada (obtida entre 1cm e 17cm de profundidade), registada para o excesso de ^{137}Cs na sondagem CAR2 (0,34cm/ano). Relativamente ao Sapal do Faralhão, a taxa de sedimentação inferida para o excesso de ^{210}Pb foi de 0,29cm/ano e as taxas de sedimentação obtidas a partir do excesso do ^{137}Cs variam entre 0,22cm/ano e 0,44cm/ano (tabela 6.22), valores esse que também não destoam de forma significativa do valor 0,34cm/ano, inferido a partir do excesso de ^{137}Cs da sondagem CAR2.

Com base no exposto, assume-se a taxa média de sedimentação obtida através do excesso de ^{137}Cs (registada entre 1 e 17cm de profundidade), de 0,34cm/ano para a sondagem CAR2. Obtendo-se assim a data de 1793DC, para a base da sondagem CAR2A (tabela 6.23) e a data de 1954DC, para a transição entre ZA (zona contaminada) e ZB (zona de valores de fundo), situada aos 16,5cm de profundidade (tabela 6.24).

Se aplicarmos a taxa de sedimentação 0,34cm/ano, ao limite inferior da secção enriquecida em Cu e Zn encontrada por Quevauviller (1987), entre 10 e 15cm de profundidade, obtemos um intervalo temporal situado entre 1943 e 1958DC.

Salienta-se o facto de Sousa (2006) ter obtido a data de 1906 para o limite inferior da secção enriquecida em metais pesados (registado aos 30cm de profundidade). Esta discrepância pode ser eventualmente explicada pelo facto do sapal do Faralhão

situar-se numa zona muito industrializada, onde a acção antrópica se fez sentir de forma muito intensa desde o século XIX.

	0,18cm/ano Taxa de sedimentação ^{210}Pb (4,5-9,5cm)	0,54cm/ano Taxa de sedimentação ^{210}Pb (11,5-16,5cm)	0,29cm/ano Taxa de sedimentação ^{137}Cs (0,0 - 11,5cm)	0,56cm/ano Taxa de sedimentação ^{137}Cs (11,5-16,5cm)	0,34cm/ano Taxa de sedimentação ^{137}Cs (0,0-16,5cm)
20cm Sub-divisão no Alto Sapal (IIA e IIB)	1894	1968	1936	1969	1946
31cm Transição entre Alto e Baixo Sapal	1833	1948	1898	1950	1913
65cm Transição entre Baixo Sapal e Raso de Maré	1644	1885	1781	1889	1814
72cm Fundo da sondagem CAR2A	1605	1872	1756	1877	1793

Tabela 6.26 – Datações obtidas com diferentes taxas de sedimentação para as principais zonas de transição na sondagem CAR2A.

	0,18cm/ano Taxa de sedimentação ^{210}Pb (4,5-9,5cm *)	0,54cm/ano Taxa de sedimentação ^{210}Pb (11,5-16,5cm)	0,29cm/ano Taxa de sedimentação ^{137}Cs (0,0 - 11,5cm)	0,56cm/ano Taxa de sedimentação ^{137}Cs (11,5-16,5cm)	0,34cm/ano Taxa de sedimentação ^{137}Cs (0,0-16,5cm)
16,5cm Transição entre ZA (contaminada) e ZB (fundo)	1911	1972	1946	1974	1954
2,5cm Profundidade em que FE para o Pb atinge o valor máximo	1989	1998	1994/95	1998/99	1995/96
2,5cm – 11,5 cm Enriquecimento em Pb	1989-1942	1982-1998	1965-1994/95	1983-1998/99	1971-1995/96
6,5cm Subida do teor em Cu	1967	1991	1981	1991	1984
11,5-13,5cm Enriquecimento dos teores de Cu	1925-1942	1977-1982	1955-1965	1978-1983	1962-1971
79,5cm Anomalia no teor de Zn	1561	1856	1729	1861	1769
120cm Fundo da sondagem CAR2	1336	1781	1589	1789	1650

Tabela 6.27 – Datações obtidas com diferentes taxas de sedimentação para as principais alterações e/ou anomalias em metais pesados na sondagem CAR2.

Finalmente, tentou estabelecer-se alguma eventual relação entre o limite inferior da secção enriquecida em metais pesados do testemunho de sondagem CAR2 (situado aos 17cm de profundidade) em que se assumiu a data (aproximada) de 1954DC, com o início de actividade de algumas actividades antrópicas instaladas na BHS (tabela 6.28).

Ano de instalação/início da actividade	Actividade antrópica
1845-1849*	Início da exploração moderna das pirites de Aljustrel
1866-1877	Auge da exploração das pirites alentejanas (Aljustrel)
1863	Início da actividade da Mina da Caveira (extracção de Cu)
1900	Início da actividade da Mina do Lousal (extracção de Cu)
1926	Saptec inicia actividade*
1956 - 1974	Período de exploração agrícola muito intensa na herdade da Comporta
Década de 60	Acentuado incremento no desenvolvimento urbano e industrial de Setúbal
1963-1994	Movauto
1964	Portucel
1969	Inapa
1973	Setenave**
1989	Somincor Transminas(Cu)
2004	Indesit; Facime

Tabela 6.28 – Datas do início da actividade de algumas das principais indústrias instaladas na BHS

* 1845- Atribuição da primeira concessão da mina. 1849- Mudança no concessionário e incremento na exploração.

** Inicialmente a Saptec iniciou a sua actividade na exploração e transporte de minério, tendo posteriormente passado à produção de adubos fosfatados.

***Os estaleiros da Setenave foram construídos na Mitrena em 1973, em 1997 iniciou-se uma fase de recuperação e ampliação das instalações que ficou concluída em 2000.

O que se pode inferir é que aparentemente o auge da exploração das pirites alentejanas, ocorrido na segunda metade do século XIX, não tem tradução visível no enriquecimento em metais pesados na sondagem CAR2, ao contrário do que Sousa (2006) observou no sapal do Faralhão, datando o limite inferior da zona contaminada em 1906DC. Esta discrepância poderá estar eventualmente relacionada com a localização dos respectivos testemunhos, pois a zona norte do estuário do Sado está fortemente alterada, desde o início do século XX, sendo uma zona industrial e urbanizada, ao contrário do sítio da Carrasqueira, que é uma pequena aldeia agrícola e

piscatória, mais próxima do Canal de Alcácer e da Ribeira da Comporta. No entanto, regista-se uma nítida contaminação antrópica com início à data (inferida) de 1954, que pode ser possivelmente explicada pelo incremento agrícola que se registou nessa década em toda a margem sul do estuário do Sado, com o aumento de produção agrícola na Herdade da Comporta, designadamente exploração intensiva de arroz. De facto, o período mais activo de produção orizícola, ocorrido na Herdade da Comporta, verificou-se entre 1956 (com mudança de proprietários e de gestão da “Atlântico Company”) até 1974, ano em que 50% das terras de produção agrícola da Herdade da Comporta tinham sido conquistadas a antigos sapais. Pode também aventar-se que a contaminação antrópica registada a partir de meados dos anos 50, terá sido potenciada, a partir da década de 60, pelo grande desenvolvimento urbano e industrial na cidade de Setúbal (margem norte), e ainda pela proliferação de suiniculturas na região de Alcácer do Sal, na segunda metade do século XX. Desta última actividade resulta habitualmente produção significativa de Cu e principalmente de Zn, como consequência da adição às rações de suplementos minerais ricos nestes elementos (*in* <http://portal.min-agricultura.pt>; Ministério da Agricultura) (consulta, Dezembro de 2007).

CAPÍTULO VII – Aplicação Pedagógica

7.1. Enquadramento Programático

De acordo com o novo programa de Geologia do Ensino Secundário (Silva *et al.*, 2001) e 12º ano (Amador & Silva, 2004), deve-se enfatizar a componente prática nos modelos de ensino-aprendizagem. As actividades de carácter experimental, nomeadamente saídas de campo e actividades laboratoriais, desempenham um papel essencial na aprendizagem da Geologia, permitindo assim uma construção efectiva do saber por parte do aluno. Compete, então, ao professor, criar situações motivadoras que promovam um espírito científico nos alunos, permitindo-lhes desenvolver capacidades de autonomização e raciocínio na identificação de problemas, investigação de dados e elaboração de hipóteses explicativas.

A aprendizagem da ciência deve ser considerada como um processo activo, que envolve interacções entre o aluno e qualquer experiência de aprendizagem apresentada, seja observação, exposição pelo professor ou trabalho realizado pelo aluno (Santos, 1999 *in* Sousa, 2006).

O trabalho prático é definido como todo o trabalho realizado pelos alunos, envolvendo a interacção com materiais e equipamento quer para observar fenómenos na aula quer em actividades de campo (Miguéns, 1990 *in* Sousa, 2006). Por trabalho experimental, entende-se aquele que é baseado na experiência, no acto ou efeito de experimentar, podendo ser, ou não, de carácter laboratorial.

De acordo com Lopes (1995 *in* Sousa, 2006), a prática do trabalho experimental no ensino da ciência tem como principais objectivos: desenvolver no aluno capacidades e atitudes associadas à resolução de problemas, observação, espírito crítico, curiosidade, responsabilidade, autonomia e persistência; familiarizar o aluno com as teorias, natureza e metodologia da ciência; promover no aluno atitudes de segurança na execução de actividades de risco transferíveis para o quotidiano; proporcionar ao aluno a vivência de factos e fenómenos naturais; consciencializar o aluno para intervir, esclarecidamente, na resolução de problemas ecológicos e ambientais e promover a sociabilização do aluno (participação, comunicação, cooperação, respeito pela opinião dos outros) com vista à sua integração social.

Assim, propõe-se que os alunos desenvolvam, com uma certa autonomia, um processo de investigação científica (sem resultados previamente determinados que os possam influenciar *à priori*) onde possam relacionar a informação obtida laboratorialmente, com os conhecimentos adquiridos na sala de aula e com dados obtidos autonomamente pelo aluno resultantes de uma pesquisa de informação metódica e diversificada. Uma posterior reflexão e discussão, onde o aluno possa relacionar a teoria com a prática, será essencial para a compreensão da natureza da actividade científica e da construção do conhecimento científico.

Pretende-se assim, que o processo ensino-aprendizagem conduza à formação de alunos capazes de questionarem, pensarem e construírem o seu próprio conhecimento, não se limitando a serem meros receptores passivos de informação. Para tal, o ensino da ciência, com particular ênfase na sua componente experimental, revela-se especialmente adequado para motivar os alunos, desenvolvendo-lhes competências cognitivas de pensamento crítico, criatividade, autonomia, colaboração, responsabilidade e de aplicação de conhecimentos teóricos em situações práticas.

Os objectivos didácticos presentes neste projecto de trabalho, destinado a ser proposto aos alunos do Ensino Secundário, está de acordo com os objectivos traçados pelo Ministério da Educação (ME) na elaboração dos programas de Geologia do 10º, 11º e 12º anos, na medida em que, segundo o próprio ME, a aprendizagem das ciências deve ser entendida como um processo activo em que o aluno desempenhe o papel principal de construtor do seu próprio saber e onde as actividades práticas, exercem um papel particularmente importante no processo de ensino-aprendizagem, cabendo ao professor a tarefa de organizar e dirigir essas actividades. Para tal, deve socorrer-se de problemas que inicialmente suscitem o interesse dos alunos.

Para além do desenvolvimento de competências de carácter puramente científico, é, também, da maior pertinência o incentivo a uma consciencialização, por parte dos alunos, da temática ambiental. Dentro desse contexto, um maior conhecimento sobre os processos geológicos, que ocorrem num ecossistema estuarino (e a inevitável interacção deste ecossistema com a actividade antrópica) permite fornecer aos alunos instrumentos cognitivos que lhes possibilitem perceber a importância do factor antropogénico no meio ambiente, capacitando-os, deste modo, a serem socialmente interventivos de uma forma consciente e fundamentada.

O estuário do Sado apresenta-se como um caso exemplar, onde os alunos podem contactar com uma área de transição (marinha-continental) particularmente vulnerável

às mudanças climáticas, sobretudo à subida do nível médio do mar. Assim, o estudo destas zonas, nomeadamente do seu registo sedimentar, revela-se extremamente eficaz para a formulação de modelos que prevejam o impacto destas alterações no futuro, quer do ponto de vista ambiental quer socio-económico, permitindo aos alunos uma percepção da vulnerabilidade destes ecossistemas face à acção antropogénica e às alterações climáticas. Tenta-se assim, fomentar uma consciencialização sobre a importância da preservação ambiental para as futuras gerações, numa perspectiva de desenvolvimento sustentável.

Dentro deste contexto, torna-se parte essencial do trabalho docente uma contribuição activa para consciencializar os alunos, incentivando-os para que se tornem cidadãos informados, participativos e responsáveis, capazes de intervirem de forma construtiva na resolução dos problemas sócio-ambientais que caracterizam a dicotomia, cada vez mais actual, entre desenvolvimento económico e preservação ambiental.

Esta problemática está bem enfatizada nos programas de Geologia do 11º ano (ponto 1 do tema IV – *Ocupação antrópica e problemas de ordenamento*) e 12º ano (ponto 3 do tema III – *O homem como agente de mudanças ambientais*).

Os sedimentos das zonas húmidas costeiras, uma vez que funcionam como arquivos da história da Terra e registam as alterações ambientais entretanto ocorridas, podem ser enquadrados quer no ponto 2 do tema 1 do 10º ano – *as rochas, arquivos que relatam a História da Terra*, quer como parte integrante do ponto 3.2 do tema II do 10º ano – *Intervenção do Homem nos subsistemas terrestres*, uma vez que os sedimentos estuarinos são também testemunhos muito eficazes da problemática da poluição das águas do estuário, dado que funcionam como depuradores naturais retendo poluentes, nomeadamente metais pesados, radioisótopos e fosfatos.

O recurso à educação ambiental, com a consequente informação e sensibilização da sociedade, torna-se num instrumento indispensável à mobilização social para tomadas de decisões responsáveis e conscientes, onde a Escola tem um papel decisivo em todo este processo, uma vez que é um local privilegiado para o debate de ideias, divulgação de valores e promoção de atitudes.

7.2. – Actividades a realizar com os alunos

Este projecto de trabalho divide-se em duas componentes: 1) um trabalho de campo com uma visita de estudo ao estuário do Sado e 2) um trabalho de laboratório com análise de material recolhido. Está estruturado para ser proposto a alunos do Ensino Secundário do agrupamento 1 – Científico-Natural, uma vez que estes alunos apresentam competências para a realização deste género de trabalho de investigação científica.

No trabalho de campo aqui proposto, o contacto dos alunos com um importante ecossistema fortemente afectado pela acção antrópica (o estuário do Sado) tem como principais objectivos: 1) a consciencialização da importância e actualidade da preservação ambiental, enquadrada numa perspectiva de desenvolvimento sustentável; 2) a compreensão dos processos geológicos envolvidos num ambiente estuarino; 3) a percepção da complexidade e fragilidade do ecossistema estuarino face aos novos desafios provocados pela acção antrópica e pelas alterações climáticas.

Posteriormente ao trabalho de campo, propõe-se aos alunos actividades experimentais que visam o desenvolvimento de capacidades de destreza laboratorial e de raciocínio científico, para que estes tenham um contacto mais aprofundado com as metodologias utilizadas na construção do conhecimento científico.

7.2.1 Visita de estudo

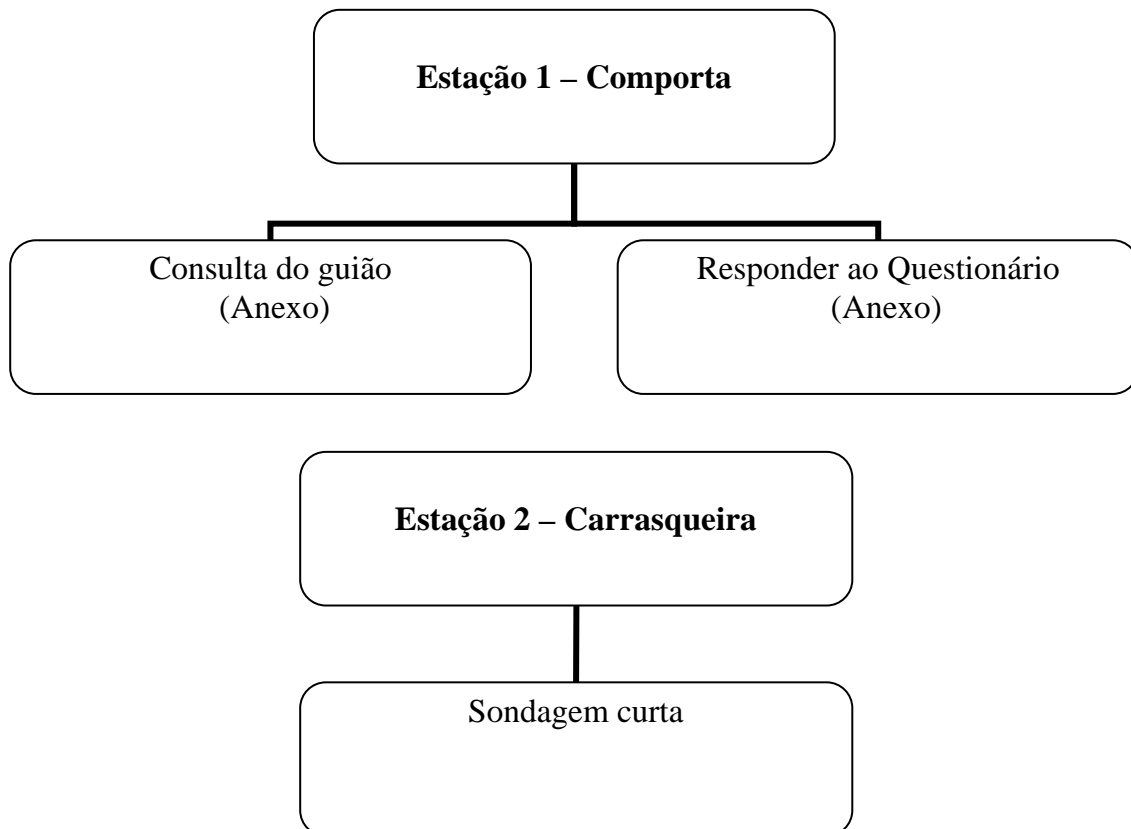
Os objectivos da visita de estudo prendem-se com o incentivo à consciencialização ambiental e ecológica por parte dos alunos e com a facultação do contacto com procedimentos científicos de campo adoptados nos vários ramos das Ciências Naturais, nomeadamente em Geologia e Biologia.

Pretende-se com esta visita de estudo proporcionar aos alunos um contacto com o meio ambiente e com os procedimentos científicos relacionados com o trabalho de campo. Solicita-se aos alunos uma breve caracterização do local a estudar, o reconhecimento de algumas características típicas do ecossistema em questão, do ponto de vista geológico e biológico. Solicita-se ainda, que identifiquem alguns problemas ambientais observáveis *in loco*. Também lhes é pedido que recolham amostras sedimentológicas para posterior trabalho laboratorial. Privilegia-se assim, uma

consciencialização dos problemas ambientais da zona e uma aproximação ao trabalho científico de campo, com recolha de material para posterior tratamento laboratorial.

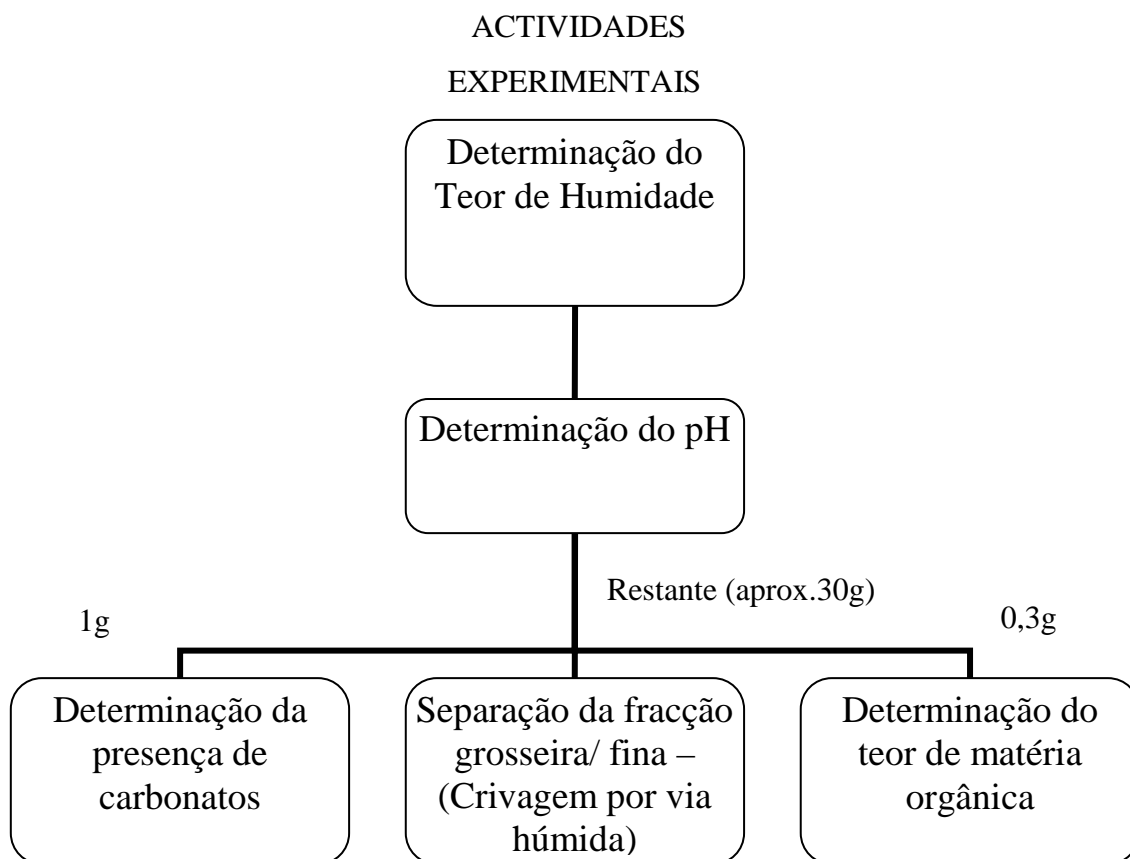
Para uma participação mais activa e maior consolidação de conhecimentos, os alunos terão ao seu dispor um guião de consulta e um questionário (em anexo).

VISITA DE ESTUDO – SAÍDA DE CAMPO AO ESTUÁRIO DO SADO



7.2.2. Trabalho experimental em laboratório

Na aula subsequente à visita de estudo, os alunos (previamente organizados em grupos de 3/4 alunos) deverão seccionar os testemunhos obtidos na saída de campo em fatias de aproximadamente 1cm. Estas amostras deverão então ser acondicionadas em copos e pesadas antes de armazenadas na estufa. Na aula seguinte iniciar-se-ão as actividades experimentais propriamente ditas (em anexo) de acordo com o seguinte programa de trabalho:



Após a execução das actividades experimentais os alunos, em grupo, deverão elaborar um relatório de carácter científico, que contenha todos os itens indicados pelo professor (em anexo) que será posteriormente avaliado.

CAPÍTULO VIII – Considerações Finais

A bacia hidrográfica do rio Sado é a maior bacia hidrográfica nacional, compreende 828 linhas de água, tem altitude média pouco expressiva (127m) e apresenta uma disposição centrípeta das linhas de água, bem adaptada às formas da bacia. A rede hidrográfica tende a instalar-se e a seguir as principais fracturas, nomeadamente as que afectam as formações paleozóicas do Maciço Antigo.

O estuário do Sado é um *estuário de barreira*, em que a restinga de Tróia funciona como elemento de protecção da agitação oceânica aos rasos de maré e restantes fundos do corpo interno do estuário, cujos sedimentos (fluvio-marinhos) permitiram a edificação dos sapais da península de Tróia, que se prolongam a partir da Malha da Costa para Sul e Sudeste, envolvendo a zona do Sítio da Carrasqueira.

O clima no estuário do Sado é do tipo *mediterrânico sub-húmido*, com pronunciadas diferenças sazonais que induzem marcadas flutuações, também sazonais, no caudal do rio, que, contudo, é diminuto em comparação com o prisma de maré. Trata-se de um *estuário dominado pela maré*, de *marés semi-diurnas e regulares*, de *regime mesotidal elevado* e, segundo a classificação de Pritchard, é um *estuário de mistura* ou *homogéneo*, devido às baixas profundidades que se registam no estuário que induzem uma pronunciada mistura vertical, devido ao efeito das correntes de maré.

Os processos sedimentares presentes são variados, alternando solicitações erosivas com zonas privilegiadas de acreção sedimentar.

Nos conteúdos morfosedimentares do estuário destacam-se: a) os rasos de maré, que podem ser descritos como extensos fundos aplanados, desprovidos de vegetação, arenosos a lodosos, que ocupam preferencialmente a secção inferior do domínio intertidal; e b) o sapal, que ocupa a região superior do domínio intertidal, colonizado por vegetação halófito e edificado em sedimento lodoso.

As manchas de baixo sapal encontram-se povoadas pela espécie *Spartina marítima*; o alto sapal é povoado, principalmente, por *Arthrocnemum fruticosum* e *Haliminoide portucaloides*, apresentando-se de um modo geral aplanado e recortado por uma rede meandriforme de canais de maré.

No caso concreto do Sítio da Carrasqueira, as manchas de baixo sapal encontram-se em franca regressão, podendo mesmo considerar-se a nível local como praticamente extintas, em contraponto com uma acentuada expansão dos rasos de maré,

à custa também de erosão marginal do alto sapal, acompanhada de um paulatino incremento no assoreamento dos fundos.

A análise sedimentológica do testemunho de sondagem CAR2A, efectuado no alto sapal do Sítio da Carrasqueira permitiu concluir que:

- 1) Os sedimentos são muito homogéneos, tipicamente vasosos, onde a percentagem de elementos com dimensões inferiores a $63\mu\text{m}$ varia entre 85% e valores superiores a 99%, no primeiro caso, a fracção $>63\mu\text{m}$ é essencialmente constituída por fibras vegetais;
- 2) Nos sedimentos analisados, não foi detectada a presença de carbonatos; os valores de pH situam o sedimento entre o hiperácido e o neutro, e os teores de matéria orgânica variam entre 1,21 e 11,98%, sendo maiores no topo da coluna;
- 3) O testemunho sedimentar pode ser dividido em duas zonas distintas (II e I); a zona mais superficial (II) apresenta, relativamente à zona I, maior teor em água, maior porosidade, pH mais baixo e maior teor em matéria orgânica, o que pelo menos em parte traduz a presença de massas radiculares;
- 4) A transição entre as zonas II e I coincide com a transição altimétrica entre os domínios de inundação que permitem o desenvolvimento de alto e baixo sapal e situa-se aos 33,5cm de profundidade.

Relativamente à análise geoquímica dos elementos maiores, pode constatar-se que:

- 1) Os valores de silício e de alumínio são típicos de sedimentos vasosos, encontrando-se o silício abaixo dos valores do padrão *Average Shale*, o que sugere uma maior proporção relativa de voláteis, designadamente de matéria orgânica, em prejuízo da fracção mineral, nomeadamente quartzo;
- 2) O teor em alumínio e em silício diminui para a superfície, nos primeiros 20cm do testemunho, em função da maior concentração de voláteis, i.e. matéria orgânica e água;
- 3) A boa correlação observada entre o Si e o Al indica que estes elementos representam o mesmo portador e que não ocorrem contrastes texturais nem composicionais muito significativos ao longo da coluna sedimentar;

4) O cálcio está presente em concentrações muito baixas (o que corrobora a análise sedimentológica) e provém, essencialmente, de fontes terrígenas não biogénicas;

5) A variação de sódio no testemunho da sondagem CAR2 está intrinsecamente ligada ao teor em água no sedimento, água que no caso presente retém características marinhas.

No que diz respeito aos elementos menores, foram analisados neste trabalho os teores dos seguintes metais pesados: cobalto (Co), cobre (Cu), chumbo (Pb) e zinco (Zn), no testemunho de sondagem CAR2 a fim de avaliar o grau de contaminação antropogénica neste meio litoral específico. Apesar dos metais pesados poderem ter uma origem natural ou antrópica, parte-se da assumpção que a contribuição natural é potenciada pela actividade antrópica e, como tal, alguns elementos menores, nomeadamente os metais pesados, fornecem indicações sobre a importância daquela actividade na contaminação ambiente.

De acordo com o pressuposto anterior, a análise geoquímica dos elementos menores permitiu inferir que:

1) Se bem que irregulares, os perfis de variação vertical do teor em metal ao longo da sondagem indicam que o topo do testemunho apresenta maiores teores em metais pesados que a base;

2) A determinação dos factores de enriquecimento (FE), relativamente às concentrações de fundo, naturais, representadas pelo padrão *Average Shale*, indica que o Cu apresenta um FE superior a 1 acima dos 16,5cm de profundidade média e o Zn a partir dos 24,5cm; o Pb apresenta um perfil de FE algo irregular, mas que é nitidamente superior a 1 acima dos 13,5cm; quanto ao Co revelou sempre valores de FE inferiores a 1, em toda a coluna. A comparação com sedimentos de ambiente aquático pouco profundo, não contaminados, mantém nos seus aspectos essenciais os resultados anteriores, excepto no caso do Co, que enriquece na capa superficial;

3) É possível dividir o perfil de sondagem aos 16,5cm de profundidade média, em dois sectores; um sector mais superficial com maiores teores de contaminação e um mais profundo que apresenta teores médios que se aproximam dos valores médios para *Average Shale*. Salientando-se, no entanto, duas ressalvas: o Al apresenta um valor bastante superior ao *Average Shale* nos dois sectores da sondagem e o Co apresenta não

uma subida mas uma ligeira diminuição na transição da zona mais profunda para a zona superficial.

Verificou-se também que, no sapal da Carrasqueira, o assoreamento predomina sobre os efeitos de inundação associados ao sinal eustático positivo, conduzindo a uma regressão local, forçada. Esta tendência regressiva, não aparenta ser alterada pelo actual ritmo de subida do nível médio do mar

Relativamente às taxas de sedimentação, obtiveram-se, em primeira aproximação, taxas variáveis entre os 1,8mm/ano (^{210}Pb , entre 4,5 e 9,5cm de profundidade média) e 5,6mm/ano (^{137}Cs , entre 11,5 e 16,5cm), o que permitiu estabelecer para a base da sondagem CAR2A, uma datação situada entre os anos de 1605 e 1877.

Assumiu-se, posteriormente, como mais provável a taxa de sedimentação de 0,34cm/ano, obtida pelo excesso de ^{137}Cs (média do período compreendido entre 1954 e 2003) e obteve-se, assim, a data (aproximada) de 1954DC, para o limite inferior da zona contaminada em metais pesados.

Verificou-se, por outro lado, que o auge da exploração mineira das pirites alentejanas, ocorrido na segunda metade do século XIX, não parece ter tradução visível no testemunho sedimentar CAR2, ao contrário do que foi registado anteriormente em trabalhos efectuados na margem norte do mesmo estuário. Parece assim, verificar-se um desfasamento em profundidade, e conseqüentemente temporal, entre os limites inferiores da contaminação antrópica registados em sedimentos da margem norte e sul do estuário do Sado. Esta discrepância pode ser eventualmente explicada quer pela maior intensidade da intervenção antrópica registada na margem norte, quer pelo facto dessa intervenção antrópica ser muito anterior no tempo.

Propôs-se, então, uma eventual relação de causa-efeito com o intenso desenvolvimento agrícola registado em meados da década de 50, na margem sul do estuário do Sado e a contaminação dos sedimentos locais. De facto, a partir da década de 50, a Herdade da Comporta intensificou imenso a sua actividade agrícola, com particular destaque para a orizicultura, intensificação essa que só deu mostras de abrandar a partir de 1974 (altura em que 50% da produção de arroz era obtida em terrenos conquistados a antigos sapais). Também o desenvolvimento urbano, mais acentuado na segunda metade do século vinte e a proliferação de suiniculturas na zona de Alcácer do Sal, podem estar directamente relacionadas com a contaminação antrópica em metais pesados, nomeadamente Zn, registada a partir de 1954

(aproximadamente) no testemunho de sondagem CAR2, obtido no sapal da Carrasqueira.

Finalmente, no que concerne à aplicação pedagógica do presente trabalho, este tentou enquadrar-se com os recentes conteúdos programáticos da disciplina de Geologia do Ensino Secundário, que enfatizam uma construção activa do saber, privilegiando uma forte componente prática. Assim, é aqui proposta uma actividade de campo, com recolha de testemunho sedimentar, seguida de actividades laboratoriais práticas, que recorrem a uma metodologia muito similar à que foi utilizada no decurso deste trabalho.

Dentro deste contexto, foi então elaborado uma proposta de trabalho, destinada a alunos e professores, com os seguintes objectivos:

1) Permitir que os alunos aprofundem os seus conhecimentos em Geologia, nomeadamente a nível dos processos geológico exógenos que ocorrem num estuário;

2) Incentivar os alunos a perceberem a importância da problemática actual da intervenção antrópica, quer a nível local, no estuário do Sado, quer a nível global, com as alterações climáticas e a subida do nível médio da água do mar;

3) Consciencializar os alunos para a necessidade de um equilíbrio entre desenvolvimento económico e preservação ambiental, numa perspectiva de desenvolvimento sustentável, para que desenvolvam um espírito de cidadania consciente e responsável;

4) Familiarizar os alunos com procedimentos científicos práticos (de campo e laboratório) frequentemente utilizados em Geologia, permitindo-lhes, assim, uma construção activa e efectiva sobre os conteúdos abordados;

5) Disponibilizar aos professores de Geologia do Ensino Secundário alguns instrumentos de apoio (guiões de visitas de estudo e actividades laboratoriais) que possam eventualmente funcionar como ideias e sugestões para um possível ponto de partida para futuras actividades a realizar com os alunos.

Um aprofundar do conhecimento da Zona Costeira Portuguesa, e da influência antropogénica que é exercida sobre este ambiente de transição, bem como uma transmissão desse conhecimento aos alunos revela-se como uma peça imprescindível, e de uma pertinência particularmente actual, para que se definam valores e promovam atitudes, que conduzam a um desenvolvimento sustentável com uma forte componente de respeito ambiental.

A elaboração do presente trabalho tentou perceber, se bem que a uma escala muito modesta, alguns factores de intervenção antrópica sobre o estuário do Sado, numa perspectiva de valorização do conhecimento geológico e de consciencialização ambiental, que possam ser transmitidos às gerações mais jovens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adriano, D. C. (1986) – Trace elements in the terrestrial environment. *Springer-Verlag*, New York, 533p.

Alexandre Bettencourt & Laudemira Ramos (2003) – Estuários Portugueses, Instituto da água. *Direcção de Serviços de Planeamento*, 2003.

Allen, J.R.L. & Pye, K. (1991). - Saltmarshes: morphodynamics, conservation and engineering problems. *Cambridge university Press*, Cambridge, 1991., 184p.

Alloway, B.J. (1995) – Heavy metals in soils. 2nd ed., *Blackie Academic & Professional*, London, 1995., 368 p.

Amador, F. & Silva, M. (2004) – Programa da disciplina de Geologia – 12º ano. D.E.S., *Min. Edu*, Lisboa, 2004., 58 p.

Ambar, I; Fiuza, A.; Sousa, F. e Lourenço, I., (1980) – General Circulation in the Lower Sado River Under Drought Conditions, Seminário Actual problems of oceanography in Portugal, Novembro de 1980, Lisboa, pp. 97-107

Andrade, C. (1998) – Dinâmica, erosão e conservação de zonas de praia. *Monografia, Expo 98*, 88pp.

Andrade, C. & Freitas, M. C. (1999) – Artigo – *E se a estufa em que vivemos for inundada? – A subida do nível médio do mar: algumas causas e consequências*. Lisboa, 1999. pp. 39-57.

Andrade, C. & Freitas, M. C. (2002) – Coastal Zones in Climate Change in Portugal – Scenarios, impacts and adaptation measures *in* Santos, F. D., Forbes, K. & Moita, R. (eds), *SIAM Project, Gradiva*, Lisboa, pp.175-219.

Andrade, C. & Freitas, M. C., Brito, P., Amorim, A., Barata, A. & Cabaço, G. (2006) – Estudo de Caso da Região do Sado. Zonas Costeiras. *In* Santos, F. D. & Miranda, P. (eds), *alterações Climáticas em Portugal – Cenários, impactos e medidas de adaptação. Projecto SIAM II, Gradiva*, Lisboa, Portugal, pp. 389-479.

Attendorn, H. G. & Bowen, R. N. C. (1997) – Radioactive and stable isotope geology. *Chapman & Hall Ed.*, London, 522 p.

Bell, M & Walker, M.J.C. (1992) - Late *Quaternary Environmental Change: Physical and Human Perspectives*, (Wiley, U.S.A.). Rev. by A.M. Mannion, *Nature*, 1992., pp 787-788.

Berglund & Björck (1993) – The Illustrated History of Humankind. Weldon Owen Pty Limited/Bra Böcker AB, 1993., pp 82-85.

- Bird, E. (2000) – Coastal Geomorphology an introduction. *John Wiley & Sons*. 2000, 322p.
- Black, C. A. (1968) – Soil-Plant Relationships. *John Wiley & Sons, Inc.* 1968, 792 p.
- Broecker, W. & Denton, G. (1990) – What drives glacial cycles? *Scientific American* January 1990, 43pp - 50pp.
- Cabeçadas, L. 1993 - Ecologia do fitoplâncton do estuário do Sado: para uma estratégia de conservação SNPRCN – *Estudos de biologia e conservação da natureza* – N° 10 – 1993.
- Cancela da Fonseca, L, F. Andrade & P. Pinto, 1987, Contribuição para o conhecimento dos povoamentos bentónicos do estuário do Sado (Setúbal, Portugal), I Congresso de Áreas Protegidas, SNPRCN, Lisboa.
- Clark, J. R. (1977) – Coastal Ecosystem Management. *John Wiley & Sons*, 1977.
- Costa, J. B. (1975) – Caracterização e constituição do solo. *Fundação Calouste Gulbenkian*, 527 p.
- Costa, J. B. (1999) – Caracterização e constituição do solo. *Fundação Calouste Gulbenkian*, 4ª ed., 527 p.
- Cruces, A. (2001) – Estudo a Micro e Meso-Escala Temporal de Sistemas Lagunares do SW Alentejano (Portugal): As Lagunas de Melides e Santo André. *Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa*, 228 p.
- Cruces, A., Freitas, C. & Andrade, C. (1999) – Factores forçadores globais versus locais na evolução tardiglacial e holocénica de sistemas lagunares do litoral SW português. *Encontros de Geomorfologia, Coimbra*, pp. 105-113.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd. (1992) – A conceptual model of estuarine sedimentation. *Journal Sedim. Petrol.* pp. 1130-1146, 1992.
- Davies., B. E. (1980) – Applied Soil Trace Elements. *John Wiley & Sons*. 1980, 482 p.
- Davis Jr., R. A., (1978) – Coastal Sedimentary Environments. *Springer*. 1978.
- Davis Jr., R. A., Fitzgerald, D. M. (2004) – Beaches and Coasts. *Blackwell Publishing*, Malden (USA), 419 p.
- Delfim de Carvalho, A., Oliveira, J.T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M.T., Monteiro, J.H. (1992) – *Carta Geológica de Portugal, Escala 1:500 000, folhas 1 e 2*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.
- Dionne, J.C. – Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary – *Geomorphology.*, pp. 36-44, 1963.

- Dyer, K. R. (1997) – *Estuaries – A Physical Introduction*. John Wiley & Sons, Ltd, England, 195p.
- Dias, J.A., & R. Taborda, (1992). Tidal Gauge Data in Deducing Secular Trends of Relative Sea Level and Crustal Movements in Portugal. *Journal of Coastal Research* 8., pp. 655-659.
- Farinha, J. C. & Trindade, A. (1994) – Contribuição para o inventário e caracterização de Zonas Húmidas em Portugal continental. *ICN*, Lisboa, pp. 4-40.
- Farinha, J. C., Costa, L., Trindade, A.; Araújo, P. R. & Silva, E. P. (2001) – Zonas húmidas portuguesas de importância internacional – Sítios inscritos na convenção Ramsar. *ICN*, Lisboa, 88 p.
- Ferreira, F. C. (1990) – Estuário do Sado: degradação ambiental e medidas minimizadoras. *Seminário: A Educação Ambiental e a Reserva Natural do Estuário do Sado*, Setúbal, pp. 46-52.
- Freitas, M.C., Cruces, A., & Andrade, C. (1999) – As lagunas de Melides e Santo André: evolução e comportamento morfodinâmico. *Proceedings, A Zona Costeira do Alentejo*, Eurocoast Portugal, pp. 27-44.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Cruces, A., Amorim, A., Cearreta, A. & Ramalho, M.J. (2002) – Coastal Environmental Changes at Different Time-Scales: The case of the Melides Barrier-Lagoon System (SW Portugal). *Proced., LITTORAL 2002*. Eurocoast, Vol III, pp. 397-402.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Rocha F., Tassinari C., Munhá, J.M. Cruces, A., Vidinha, J. & Silva, C.M. (2003) – Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons: The sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal área (SW Portugal). *The Holocene*, pp. 435-448.
- Freitas, M.C.; Cachão, M.; Andrade, C. & Cruces, A. (2003) - O ciclo sedimentar do Tardiglacial e Holocénico. Exemplos do litoral SW português. VI Congresso Nacional de Geologia, Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp.H61-H64.
- Friedman, G.M., Sanders, J E. (1978) – *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, Ltd, England, 322p.
- Galopim de Carvalho, A. M., Ribeiro, A., & Cabral, J. (1983) – Evolução Paleogeográfica da Bacia Cenozóica Tejo-Sado in *Aspectos gerais da geomorfologia da Península Ibérica* (1983). Departamento de Geologia – Faculdade de Ciências – Universidade de Lisboa, pp. 209 – 213.
- Galopim de Carvalho, A. M (1983) – Aspectos gerais da geomorfologia da Península Ibérica – Introdução – *Aspectos gerais da geomorfologia da Península Ibérica* (1983). Departamento de Geologia – Faculdade de Ciências – Universidade de Lisboa, pp. 133 – 142.

Galopim de Carvalho, A. M. (2005) – Geologia Sedimentar Volume II Sedimentologia. Âncora Editora. Lisboa 2005, 475p.

Goldberg, E.G., 1963. Geochronology with ^{210}Pb . In: Radioactivity Dating. IAEA, Vienna, pp. 121-131.

Guerreiro, V., Bettencourt, P. & Santos, A. 1998 - Avaliação de impactes ambientais em sistemas estuarinos: revisão de estudos de caso nos estuários do Sado, Mira e ria Formosa. Actas do 1º Simpósio Interdisciplinar de Processos Estuarinos.

Hamblin, W. K., Christiansen. (2001) – Earth`s Dynamic Systems. *Prentice Hall*. New Jersey 2001, 735p.

Hidroprojecto, Caba, HP, Ws Atkins Consulgal, GIBB (1999 – 2003) – PBH Sado, INAG, MARN.

ICN (2004) – Contribuição para o inventário e caracterização das zonas húmidas em Portugal continental. João Carlos Farinha & Anabela Trindade, 2004.

INAG – Instituto da água (2003) – Estuários Portugueses. – *Ministério das cidades ordenamento do território e ambiente*. Alexandre Bettencourt & Laudemira Ramos Editores 2003.

IPCC (2001) – Climate Change 2001. The Scientific Basis. Cont. of Working Group I to the third Assessment Report of the IPCC. UNEP, WMO, *Cambridge University Press*, 881 pp.

Jelgersma, S. & Tooley, M. (1995). Sea-level changes during the recent geological past; C. Finkl (Ed), Holocene Cycles – Climate, sea levels and sedimentation. *Journal of Coastal Research, Special Issue.*, pp. 123-140.

Jouanneau, J-M. (2005). Utilização de ^{210}Pb e ^{137}Cs como marcadores temporais – Métodos de datação em sedimentos holocénicos ^{14}C e ^{210}Pb – *Coastal Hope, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 2005*.

L.N.E.C. – Laboratório Nacional de Engenharia Civil (1967a) – Especificação E 203, Solos – Determinação do pH. Documentação Normativa, 2p.

L.N.E.C. – Laboratório Nacional de Engenharia Civil (1967b) – Especificação E 201, Solos – Determinação do teor em Matéria Orgânica. Documentação Normativa, 3p.

Loring, D. H. & Rantala, R. T. T. (1992) – Manual For The Geochemical Analyses of Marine Sediments and Suspend Particulate Matter. *Earth-Science Reviews, Elsevier Science Publ.*, Amesterdam, 32, pp. 235-283.

Lu, X.; Matumoto, E. (2005) – Recent sedimentation rates derived from ^{210}Pb and ^{137}Cs methods in Ise Bay, Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. (2005), 11p.

Mc Caffrey, R.J.; Thomson, J. (1980) - A record of the accumulation of sediment and trace metals in a Connecticut salt marsh. – *advances in Geophysics* 22 (1980).

Miranda, P. M. A.; Coelho, M. F. E. S.; Tomé, A. R. & Valente, M. A. V. (2002) – 20th Century Portuguese Climate and Climate Scenarios *in* Santos, F. D., Forbes, K. & Moita, R. (eds), *SIAM Project, Gradiva*, Lisboa, pp.27-83.

Miranda, P. M. A.; Valente, M. A. V.; Tomé, A. R.; Trigo, R.; Coelho, M. F. E. S.; Aguiar, A. & Azevedo, E. B. (2006) – O Clima de Portugal nos séculos XX e XXI. *In* Santos, F. D. & Miranda, P. (eds): Alterações Climáticas em Portugal – Cenários, impactos e medidas de adaptação, *Projecto SIAM II, Gradiva*, Lisboa, pp. 47-113.

Moreira, M.E.S.A. (1979) – O estuário do Sado – Paisagem e dinâmica. *Centro de Estudos Geográficos, Univ. Lisboa*, 67 p.

Moreira, M.E.S.A. (1987) – Estudo Fitogeográfico do Ecossistema de Sapal do Estuário do Sado. *Finisterra, Revista Portuguesa de Geografia*, 22 (44), pp. 247-303.

Moreira, M.E.S.A. (1992) – Recent Salt Marsh Changes and Sedimentation Rates in the Sado Estuary, Portugal. *Journal of Coastal Research*, 8 (3), pp. 631-640.

Mörner & Nils-Axel (2005). *Paleogeophysics & Geodynamis, Stockolm – Sweden*, 2005.

Neves, R., Chozas, S., Costa, L. T. & Rufino, R. (2004) – Reserva Natural do Estuário da Sado, uma contribuição para o plano de gestão. *Instituto da Conservação da Natureza/Centro de Zonas Húmidas*, 70 p.

Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., McKee, B.A., Cutshall, N.H. & Larsen, I.L. (1983) – The effect of sediment mixing on Pb-210 accumulation rates for the Washington continental shelf. *Marine Geology*, 54 pp. 201-221.

Oberrecht, K. (2006) – Oregon's Salt Marshes. SOUTH SLOUGH NATIONAL ESTUARINE RESEARCH RESERVE, *National Oceanic & Atmospheric Administration. U.S.A.*

Oldfield, F. (1977) – Lakes and their drainage basins as units of sediment-based ecological study. *Progress in Physical Geography* 1, pp. 460-504.

Oldfield, F.; Appleby, P.G., 1984, Empirical testing of ²¹⁰Pb-dating models for lake sediments. *In*: Hayworth, E.Y., Lund, J.W.G. (Eds.), *Lake Sediments and Environmental History*. Leicester University Press, Leicester, pp. 93-124.

Oldfield, F. (2005) – Past Global Changes. *Paleogeophysics & Geodynamis, Stockolm – Sweden*.

Pereira, J. S.; Correia, A. V.; Correia, A. C.; Onofre, N. & Freitas, H. (2006) – Estudo de Caso da Região do Sado. Zonas Costeiras. In Santos, F. D. & Miranda, P. (eds): Alterações Climáticas em Portugal – Cenários, impactos e medidas de adaptação, *Projecto SIAM II, Gradiva*, Lisboa, pp. 389-479.

Peixoto, J. (1998) – O Sistema Climático Total e seus Componentes. *Monografias da Expo 98*. Lisboa, 47p.

Perillo, G. M. E., (1995) – Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. *Elsevier Science Publishers B.V.* Amsterdam, 459 p.

Pimentel, N. L. V. (1997) – O Terciário da Bacia do Sado – Sedimentologia e Análise Tectono-Sedimentar. Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.

Pimentel, N. L. V. (2002) – Unidades Litostratigráficas do Terciário no Baixo Alentejo ocidental (bacia do Sado, Portugal). *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, tomo 89, pp. 179-192.

Pinta, M. *et al.* (1971) – Spectométrie D' Absorption Atomique. Tome II: Application a l' Analyse chimique – *Masson et C^{ie}*, Paris, pp. 298-299.

Pipkin, B. W., Trent, D. D., Hazlett, R. (2005) – Geology and the Environment. Thompson Brooks/Cole. U.S.A. (2005).

Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Sado- 1ª fase- Análise e Diagnóstico da Situação Actual. (2000) – *Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território*.

Pritchard, D.W. (1960) - Lectures on estuarine oceanography, Kinsman, B. (Ed.), J. Hopkins University, 154p.

Pritchard, D.W. & Cameron, W.M. (1963) – The Sea: Estuaries. Vol. 2., Wiley, New York, 306-324., 1963.

Pritchard, D.W. (1967) – *Estuaries* – GH Lauff (Ed.). American Association for the advancement of Science, 1967.

Psuty, N. P. & Moreira, M.E.S.A. (2000) – Holocene Sedimentation and Sea Level Rise in the Sado Estuary, Portugal. *Journal of Coastal Research*, 16 (1), pp. 125-138.

Ranwell, D. S. (1975) – Ecology of Saltmarshes and Sand Dunes. *Chapman & Hall*. London, 252 p.

Rowland, A.P. (1997) – Atomic Absorption Spectrometry and Other Solution Methods in Modern Analytical Geochemistry. 1ªed., *Robin Gill*, Essex, pp. 67-86.

Salomons, W. & Forstner, U. (1984) – Metals in the Hydrocycle. *Springer-Verlag*, Berlin, 333 p.

Santos, F. D., Forbes, K., Moita, R. (2002) – *Climate Change in Portugal Scenarios, Impacts and adaptation measures SIAM PROJECT*; Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian; Fundação para a Ciência e a Tecnologia; Gradiva – publicações, L.^{da}, 454pp.

Santos, F. D. (2006) – Problemática das Alterações Climáticas no Início do Século XXI. In Santos, F. D. & Miranda, P. (eds), *Alterações Climáticas em Portugal – Cenários, impactos e medidas de adaptação. Projecto SIAM II*, Gradiva, Lisboa, Portugal, pp. 19-43.

Santos, M.C. (1999) – Trabalho experimental na aprendizagem em Ciência – o desenvolvimento de competências científicas na disciplina de Técnicas Laboratoriais de Biologia, *Dissertação de Mestrado, Univ. Nova de Lisboa*, 243 p.

Shackleton, N., & Opdyke (1973) – *Isótopos do oxigénio e estratigrafia paleomagnética do núcleo equatorial do Pacífico* – Investigação do quaternário 3, pp.39-55.

SIAM II – Alterações climáticas em Portugal Cenários, impactos e medidas de adaptação (2006). Santos, F.D. Miranda, P. (editores). *Gradiva*, 2006, 506p.

Silva, C. P., Amador, F., Batista, J.F.P. & Valente, R. A. (2001) – Programa da disciplina de Biologia e Geologia – 10º e 11º anos, Ministério da Educação, D.E.S., Lisboa, 98p.

Sousa, M. J. F. (2006) – Contribuição para a caracterização Geoambiental dos sapais do Estuário do Sado – Aplicação experimental no Ensino da Geologia. *Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa*, 309 p.

Summerhayes, C.P., Thorpe, S.A., (1996) – *Oceanography an illustrated guide*. Manson Publishing 1998.

The Earth Institute at Columbia University (2006) – *Younger Dryas* – USA, 2006.

The Earth Institute at Columbia University (2006) – *Abrupt Climate Change; Inevitable Surprises* – USA, 2006.

Vale, C. (1998) – Poluição do Meio Marinho. *Monografias da Expo 98*. Lisboa, 50p.

Kukla, G. (2005) – Astronomic Forcing of Glacial – Interglacial Cycles. *Paleogeophysics & Geodynamis, Stockolm – Sweden*, 2005.

Woodroffe, C. D. (2002) – Coasts – form, process and evolution. *Cambridge Univ. Press*. 623p.

ANEXOS

1. O Clima
2. Procedimentos Sedimentológicos e Geoquímicos
3. Tabelas de valores obtidos nos ensaios sedimentológicos e geoquímicos nas sondagens CAR2A E CAR2
4. Visita de estudo ao Estuário do Sado
5. Actividades experimentais a realizar com os alunos
6. Páginas web

ANEXO I

O CLIMA



O clima

Se pretendemos compreender, detectar e, eventualmente, prever a influência humana no clima, precisamos de perceber o sistema que determina o clima na Terra e os processos que levaram às sucessivas alterações climáticas que ocorreram no passado do nosso planeta deixando vestígios no registo geológico.

Ao abordarmos a temática, complexa, do sistema climático, será talvez pertinente começarmos por destrinçar os conceitos, muitas vezes confundidos, de Meteorologia e Clima. Assim, enquanto a meteorologia corresponde essencialmente à caracterização das condições da atmosfera, i.e. pressão, temperatura, humidade e circulação atmosférica, num dado momento, o clima corresponde à média das condições meteorológicas, consideradas para um determinado período de tempo, em geral superior a um mês. Ou seja, o clima é apenas uma generalização estatística, não correspondendo, portanto, a uma realidade física. A média relativa a um mês, ou meses, evita as grandes flutuações, resultantes da passagem de sistemas transientes, como as depressões, os anticiclones e os sistemas de latitudes médias (Peixoto, 1998). Portanto, dentro de uma nova concepção dinâmica, o estado climático referente a um dado período é a média das estatísticas dos estados da atmosfera nesse período.

Ao estudarmos o clima, temos que ter em conta que este é moldado quer por factores externos, quer por factores internos ao sistema. Os factores externos englobam os denominados factores gerais, tais como: a radiação solar, a esfericidade do globo, os movimentos de rotação e translação da Terra e a existência de oceanos e continentes, e os factores regionais e locais, designadamente: o relevo, o coberto vegetal e a proximidade dos oceanos. Relativamente aos factores internos, estes referem-se às propriedades intrínsecas da atmosfera, tais como: a sua composição, os vários tipos de instabilidade e a circulação geral da atmosfera (Peixoto, 1998).

É, no entanto, de referir que a atmosfera, sendo um sistema termodinâmico aberto, não pode ser considerada independente dos sistemas vizinhos, nomeadamente: a hidrosfera, a criosfera, a litosfera e a biosfera, ainda que todos estes sistemas naturais sejam intrinsecamente muito diferentes entre si – quer a nível de composição e estrutura, quer mesmo nas suas propriedades físicas e comportamento – estão, no entanto, intimamente interligados por fluxos de massa e energia, formando um sistema global – o Sistema Climático – que, devido às suas interacções não lineares e às diferentes escalas de tempo dos seus componentes é extremamente complexo.

Todos os componentes do sistema climático são abertos para a massa e não isolados para a energia. O que implica que a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera e a biosfera formam uma cascata de sistemas, ligados entre si por processos físicos complexos, que envolvem fluxos de matéria e energia.

É de salientar a importância da água no sistema climático, uma vez que esta está presente em todos os seus subsistemas e tem um papel decisivo na sua vertente energética, sendo também, um agente essencial nos mecanismos de transferência e de interacção físico-química entre os diferentes subsistemas. Na atmosfera, devido às transições de fase, a água modela e condiciona o estado do tempo, origina as grandes tempestades e comanda a formação de desertos à superfície da Terra. A formação de nuvens, a precipitação, a infiltração, o escoamento, a humidade do solo, a evaporação e a evapo-transpiração são elementos fundamentais do ciclo hidrológico que modelam a paisagem natural e determinam grande parte das condições ecológicas (Peixoto, 1998).

Particularmente importante para o sistema climático é o papel dos oceanos, uma vez que estes constituem o maior reservatório de água do sistema climático e, através da evaporação, são a grande fonte de vapor de água da atmosfera e da componente aérea do ciclo hidrológico. Devido à sua grande energia térmica, desempenham também um papel relevante no transporte global de energia, influenciando a formação e modulação do clima e das variações climáticas.

O sistema climático é, então, um sistema interactivo que consiste em cinco grandes componentes (atmosfera, hidrosfera, criosfera, litosfera e biosfera), que são grandemente influenciados por vários mecanismos externos, o mais importante dos quais é o sol. No entanto, como veremos, o efeito das actividades humanas no sistema não é de negligenciar, actualmente a actividade antrópica é um factor de tal forma significativo, que os efeitos que exerce na atmosfera e no clima acabam por condicionar o sistema climático.

A atmosfera é o subsistema mais instável e rapidamente alterável do sistema climático. A sua composição variou ao longo da história da Terra, sendo actualmente a sua composição em volume seco de: Azoto ($N_2 = 78,1\%$); Oxigénio ($O_2 = 20,9\%$) e Árgon ($Ar = 0,93\%$). Estes gases têm uma interacção muito limitada com a radiação solar recebida, e não interagem, significativamente, com a radiação infravermelha emitida da Terra. No entanto, existem vários gases, em muito menores proporções de abundância, tais como: o vapor de água – H_2O , com uma taxa de volume altamente

variável, mas tipicamente na ordem do 1%; o dióxido de carbono – CO_2 ; o metano – CH_4 ; o óxido nitroso – N_2O ; e o Ozono – O_3 , que absorvem e emitem radiação infravermelha. Estes gases representam apenas 0,1% de volume da atmosfera, mas desempenham um papel importante no seu balanço energético global, são os principais gases de estufa naturais a que se juntam os de origem sintética, nomeadamente: clorofluorcarbonetos (CFC), hidrofluorcarbonetos (HFC), perfluorcarbonetos (PFC) e hexafluoreto de enxofre (SF_6).

O dióxido de carbono – CO_2 – parece ser o mais importante gás de efeito de estufa, cuja concentração está a ser drasticamente alterada. À medida que essa concentração aumenta, é de supor que, conseqüentemente, a temperatura da troposfera também aumente.

ANEXO II

PROCEDIMIENTOS SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS



Determinação pH

ESPECIFICAÇÃO LNEC – OUTUBRO 1967

OBJECTO:

A presente especificação destina-se a fixar o modo de efectuar a determinação electrométrica do pH numa suspensão do solo.

O pH duma amostra de água do solo pode ser determinado de modo semelhante.

REAGENTES:

Os reagentes usados devem ser «para análise».

- a) Solução tampão de pH=4,0 – Dissolvem-se 5,106g de ftalato ácido de potássio em água destilada e perfaz-se o volume de 500cm³ com água destilada (em alternativa podem usar-se outras soluções tampão de pH compreendido entre 4,0 e 5,0).
- b) Solução tampão de pH=9,2 – Dissolvem-se 9,54g de tetraborato de sódio (bórax) em água destilada e perfaz-se o volume de 500cm³ com água destilada (em alternativa podem usar-se outras soluções tampão pH=9,2).
- c) Cloreto de potássio – Solução saturada para manutenção do eléctrodo de calomelanos.
- d) Água destilada, fervida e conservada ao abrigo do ar, de preferência em balões de pirex ou vidro que devem ter sido hermeticamente fechados com a água ainda quente.

APARELHOS E UTENSÍLIOS:

- a) Aparelho para a determinação do pH provido de um eléctrodo de vidro e de um eléctrodo de calometanos de referência, abrangendo o intervalo de pH de, pelo menos, 3,0 a 10,0. A escala deve poder ler-se com limites de erro de $\pm 0,01$ unidades de pH.
- b) Balança para pesagens com limite de erro de $\pm 0,001$ g.
- c) Agitador, de preferência magnético, ou vareta, para agitação manual.
- d) Três copos de 100cm³ com vidros de relógio.
- e) Dois balões graduados de 500cm³.

-
- f) Frasco de lavagem por esguicho, de preferência de plástico, contendo água destilada.

TÉCNICA:

- a) Pesam-se 30g de solo (previamente secos em estufa) num copo de 100cm³ e juntam-se 75cm³ de água destilada fervida. Agita-se cuidadosamente durante alguns minutos. Deixa-se repousar várias horas de preferência durante a noite.
- b) Imediatamente antes da determinação do pH, calibra-se o aparelho com as soluções tampão, segundo o processo recomendado pelo fabricante.
- c) Agita-se a suspensão de solo, lavam-se os eléctrodos com água destilada e mergulham-se na suspensão agitada. Devem fazer-se duas ou três leituras do pH da suspensão de solo com breve agitação entre cada leitura. Estas não devem diferir mais de 0,05 unidades de pH e devem atingir um valor constante em cerca de 1min. Não devem fazer-se leituras antes de o aparelho ter atingido o equilíbrio.
- d) Retiram-se os eléctrodos da suspensão e lavam-se com água destilada. Verifica-se a calibração do aparelho com a solução de pH mais próximo do pH do solo; se a leitura diferir mais de 0,05 unidades de pH do valor correcto, o aparelho deve ser ajustado e deve repetir-se o processo descrito em c), até se obterem leituras concordantes.
- e) Quando não estão em uso, os eléctrodos devem ser mergulhados num copo com água destilada.

RESULTADO:

O resultado apresenta-se arredondado às décimas, anotando-se que foi usado o processo electrométrico.

(Adaptado da norma LNEC, 1967, SOLOS – Determinação do pH)

Determinação do teor de matéria orgânica por titulação

ESPECIFICAÇÃO LNEC – OUTUBRO 1967

OBJECTO:

A presente especificação destina-se a fixar o modo de determinar o teor em matéria orgânica num solo.

REAGENTES:

- a) Solução de dicromato de potássio N: dissolvem-se 49,035g de dicromato de potássio em água destilada e perfaz-se o volume de 1000 cm³.
- b) Solução de sulfato ferroso, aproximadamente 0,5N: dissolvem-se 140g de sulfato ferroso em ácido sulfúrico 0,5N e perfaz-se o volume de 1000 cm³. Para obter a solução de ácido sulfúrico 0,5N, juntam-se 14 cm³ de ácido sulfúrico concentrado a água destilada e perfaz-se o volume de 1000 cm³. (A solução de sulfato ferroso é instável ao ar, pelo que deve ser conservada hermeticamente fechada).
- c) Ácido sulfúrico concentrado (d=1,84).
- d) Ácido ortofosfórico a 85% (d=1,70 a 1,75).
- e) Indicador: dissolvem-se 0,25g de difenilaminassulfonato de sódio em 100 cm³ de água destilada.

APARELHOS E UTENSÍLIOS:

- a) Estufa controlada termostaticamente, capaz de manter a temperatura de 105-110°C.
- b) Balança para pesagens com limite de erro de $\pm 0,001$ g.
- c) Dois balões aferidos de 1000 cm³
- d) Vidro de relógio
- e) Espátula de meia cana
- f) Duas buretas de 50 cm³, graduadas em 0,1 cm³ e suporte
- g) Balões de ErlenMayer de 500 cm³
- h) Duas provetas graduadas de 200 cm³
- i) Excicador contendo sílica-gel
- j) Frasco de lavagem por esguicho, contendo água destilada
- l) Agitador magnético

PROCEDIMENTO:**1. Titulação da solução de sulfato ferroso**

- 1.1. Deitar 10 cm³ da solução de dicromato de potássio, com a ajuda de uma bureta, num balão de ErlenMayer.
- 1.2. Juntar, cuidadosamente, 20 cm³ de ácido sulfúrico concentrado, agitar e deixar arrefecer.
- 1.3. Adicionar 200 cm³ de água destilada, medida numa proveta
- 1.4. Depois de juntar 10 cm³ de ácido ortofosfórico e 1 cm³ de indicador, agitar vigorosamente.
- 1.5. Juntar solução de sulfato ferroso, dum segunda bureta, por fracções de 0,5 cm³, agitando sempre, até que a cor da solução mude de azul para verde.
- 1.6. Adicionar 0,5 cm³ de solução de dicromato de potássio, fazendo mudar de novo a cor para azul.
- 1.7. Adicionar a solução de sulfato ferroso, gota a gota, agitando sempre, até que a cor da solução mude novamente para verde. Registrar o volume total de solução de sulfato ferroso gasto.
- 1.8. Repetir o ensaio e considerar a média do Volume V₁

2. Preparação da amostra

- 2.1. A porção da amostra seca para análise química irá variar com a quantidade de matéria orgânica presente. Podem ser necessárias cerca de 5g para solos com pouca matéria orgânica, mas apenas cerca de 0,2g para solos turfosos. Depois de se ter feito um certo número de determinações, a experiência indicará a porção mais conveniente a tomar. No caso de sedimentos vasosos dos sapais, a porção a tomar deve variar entre 0,2 e 0,3g. Para outros casos, devem pesar-se e ensaiar-se diferentes porções, devendo tomar-se como correcto o resultado da determinação que dê um total de 6 a 8 cm³ de dicromato reduzido.

3. Determinação da matéria orgânica

- 3.1. Pesar cerca de 0,3g de amostra (*m*), previamente seca e pulverizada, proveniente do procedimento 2 e transferir para um balão de ErlenMayer.
- 3.2. Adicionar 10 cm³ da solução de dicromato de potássio, através de uma bureta.
- 3.3. Juntar, muito cuidadosamente, 20 cm³ de ácido sulfúrico concentrado, medidos numa proveta.
- 3.4. Agitar bem durante 1 minuto e, em seguida, deixar repousar sobre uma superfície isoladora do calor (amianto ou madeira) durante 30 minutos, para permitir que se processe a oxidação da matéria orgânica.
- 3.5. Juntar 200 cm³ de água destilada, seguidos de 10 cm³ de ácido ortofosfórico.
- 3.6. Adicionar cerca de 1 cm³ de indicador e agitar bem a mistura.
- 3.7. Adicionar, por meio de uma segunda bureta, a solução de sulfato ferroso, por fracções de 0,5 cm³, agitando sempre, até que a cor da solução mude de azul para verde.
- 3.8. Adicionar 0,5 cm³ de solução de dicromato de potássio, fazendo mudar a cor de novo para azul.

- 3.9. Adicionar a solução de sulfato ferroso, gota a gota, agitando sempre, até que a cor da solução mude novamente para verde. Registrar o volume total de solução de sulfato ferroso gasto (V_2).
- 3.10. Repetir o ensaio para a mesma amostra.
- 3.11. O Volume total (V) da solução de dicromato de potássio, em cm^3 , gasto na oxidação da matéria orgânica é dado por: $10,5(1 - V_2/ V_1)$. Sendo V_1 o volume total em cm^3 da solução de sulfato ferroso gasto na titulação e V_2 o volume total em cm^3 de solução de sulfato ferroso gasto na determinação.
- 3.12. O teor em matéria orgânica, expresso em percentagem (arredondado às décimas) da amostra seca, é dado por: $(0,67 V)/m$ (m corresponde à massa do solo usada na determinação).

NOTA: No cálculo da percentagem de matéria orgânica, admite-se que a matéria orgânica contém em média 58% de carbono. Com esta técnica são oxidados cerca de 77% do carbono da matéria orgânica.

(Adaptado da norma LNEC, 1967, SOLOS – Determinação do teor de matéria orgânica)

Determinação do teor de matéria orgânica por queima na mufla

MATERIAL:

- Cadinho de porcelana;
- Almofariz de porcelana, com pilão de borracha;
- Estufa;
- Mufla;
- Balança com precisão de pelo menos três casas decimais;
- Excicador

PROCEDIMENTO:

- Desagregar a amostra de solo em almofariz e secar na estufa;
- Quartear a amostra seca até obter cerca de 2g e pesar com precisão de 0,01g;
- Pesar o cadinho de porcelana;
- Colocar o cadinho com amostra na mufla, à temperatura de 550°C, durante 2 horas;
- Retirar o cadinho da mufla e deixar arrefecer dentro do excicador;
- Pesar com a mesma precisão;
- O teor de matéria orgânica é dado por diferença ponderal.

Determinação do teor em sílica pelo método gravimétrico

A amostra total, seca e desagregada é previamente pulverizada, recorrendo-se a um moinho de ágata. Num cadinho de platina junta-se a 1,0000g de amostra, 10 a 11 gramas de carbonato de sódio anidro, que vai baixar o ponto de fusão do material e mais tarde vai facilitar a remoção da amostra, após a fusão. Sobre a chama de um bico de Meeker (800 a 900°C), leva-se a amostra até à fusão, após o que se espera cerca de 30 minutos. Recorrendo a uma pinça de pontas de platina, retira-se o cadinho com a amostra fundida e coloca-se dentro de uma cápsula de porcelana, onde se adiciona uma mistura de (1/1) de água bidestilada e HCl concentrado. A amostra dissolvida vai então a banho-maria a evaporar, onde se deve manter cerca de uma hora após *secura* evidente. O resíduo seco é humedecido com HCl concentrado durante 10 a 15 minutos (para dissolver eventuais sais aderentes à sílica) e em seguida é anulada a concentração do ácido com adição de água bidestilada. Filtra-se a sílica num filtro de cinzas inserido num funil de vidro e lava-se a cápsula sucessivas vezes, primeiro com água bidestilada e depois com HCl a 10%, até que se atinja cerca de 400ml de líquido filtrado, num copo granulado. Pesa-se um cadinho de platina, que foi previamente aquecido ao rubro num bico de Meeker para eliminar eventuais impurezas. Envolve-se o resíduo do filtrado com o filtro que o contém e coloca-se no cadinho. Leva-se o cadinho ao bico de Bunsen (na *hotte*) para queimar o filtro, com o cuidado de não fazer chama, para não queimar a sílica. Quando a sílica apresentar uma cor branca, leva-se o cadinho ao rubro no bico de Meeker durante 60 minutos.

Finalmente, o resíduo de sílica é pesado e calcula-se a % na amostra total.

(Adapt. de Pinta, 1971, *in* Sousa, 2006)

Método ataque fluorídrico – perclórico com volatilização do silício

Num copo de *teflon*, ataca-se a amostra com 15ml de ácido perclórico e 15 ml de ácido fluorídrico. Na *hotte*, leva-se a mistura a evaporar até à secura sobre um banho de areia. Após secura, adicionam-se 15ml de cada um dos ácidos. Leva-se novamente ao banho de areia.

Repete-se o processo mais duas vezes. Após três períodos de volatilização, adicionam-se 5ml de ácido perclórico, levando ao banho-maria mais alguns minutos, para eliminar algum ácido fluorídrico que ainda possa existir. O resíduo é dissolvido, a quente, em 15ml de HCl concentrado e transfere-se a solução para um balão graduado de 100ml. Agita-se e deixa-se arrefecer, após o que se completam os 100ml com água bidestilada.

ANEXO III

TABELAS E GRÁFICOS DE VALORES OBTIDOS NOS ENSAIOS SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS NAS SONDAGENS CAR2A E CAR2

Periodic Table of Elements																	
1	2																
3	4																
11	12																
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
55	56	*La	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
87	88	+Ac	104	105	106	107	108	109	110								

* Lanthanide Series	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
+ Actinide Series	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103
	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr

Legend - click to find out more...









H - gas	Li - solid	Br - liquid	Tc - synthetic
 Non-Metals	 Transition Metals	 Rare Earth Metals	 Halogens
 Alkali Metals	 Alkali Earth Metals	 Other Metals	 Inert Elements

Tabela % Teor em água – Sondagem CAR2A

AMOSTRA (prof. cm)	Teor em água %	AMOSTRA (prof. cm)	Teor em água %
0_1	229,80	36_37	97,72
1_2	253,98	37_38	106,17
2_3	232,99	38_39	109,10
3_4	232,69	39_40	108,78
4_5	258,78	40_41	148,22
5_6	258,51	41_42	119,16
6_7	228,94	42_43	111,07
7_8	197,28	43_44	108,23
8_9	224,48	44_45	108,50
9_10	242,78	45_46	107,84
10_11	213,80	46_47	112,94
11_12	201,52	47_48	116,41
12_13	211,20	48_49	118,01
13_14	264,06	49_50	110,19
14_15	205,88	50_51	110,98
15_16	215,92	51_52	105,77
16_17	229,79	52_53	103,85
17_18	193,73	53_54	102,91
18_19	175,51	54_55	100,18
19_20	156,66	55_56	96,61
20_21	197,08	56_57	100,98
21_22	172,95	57_58	104,87
22_23	165,23	58_59	101,37
23_24	181,73	59_60	102,06
24_25	173,69	60_61	108,75
25_26	158,32	61_62	106,27
26_27	181,01	62_63	103,86
27_28	158,64	63_64	96,89
28_29	154,42	64_65	89,72
29_30	145,25	65_66	97,68
30_31	130,48	66_67	98,67
31_32	115,47	67_68	97,50
32_33	117,36	68_69	101,63
33_34	112,00	69_70	102,19
34_35	106,11	70_71	108,17
35_36	99,46	71_72	104,81

Tabela de valores de pH – Sondagem CAR2A

AMOSTRA (prof. cm)	pH	AMOSTRA (prof. cm)	pH
0_1	6,73	36_37	7,22
1_2	6,58	37_38	7,08
2_3	6,55	38_39	7,10
3_4	6,30	39_40	7,10
4_5	6,26	40_41	6,13
5_6	6,16	41_42	6,84
6_7	6,09	42_43	6,86
7_8	6,11	43_44	6,92
8_9	5,91	44_45	6,91
9_10	5,52	45_46	7,09
10_11	5,19	46_47	7,04
11_12	5,14	47_48	6,88
12_13	4,77	48_49	6,92
13_14	4,60	49_50	6,95
14_15	5,12	50_51	7,00
15_16	4,94	51_52	7,00
16_17	4,65	52_53	6,94
17_18	4,75	53_54	6,99
18_19	4,78	54_55	7,00
19_20	5,07	55_56	6,97
20_21	4,99	56_57	6,98
21_22	4,66	57_58	7,09
22_23	4,55	58_59	7,08
23_24	3,96	59_60	7,06
24_25	3,93	60_61	7,00
25_26	4,61	61_62	6,95
26_27	4,84	62_63	7,02
27_28	5,28	63_64	6,94
28_29	5,57	64_65	6,99
29_30	5,71	65_66	6,99
30_31	6,06	66_67	6,98
31_32	6,70	67_68	7,05
32_33	6,82	68_69	6,99
33_34	6,85	69_70	6,81
34_35	7,01	70_71	6,61
35_36	7,13	71_72	6,46
		72_73	6,44

Tabelas % Matéria Orgânica (MO) – Sondagem CAR2A

AMOSTRA (prof. cm)	%MO Titulação	%MO Mufla
0_2	11,98	24,10
2_4	11,05	22,40
4_6	10,98	22,14
6_8	10,29	21,28
8_10	9,97	19,78
10_12	9,99	19,87
12_14	10,90	22,01
14_16	8,74	19,57
16_18	10,67	21,09
18_20	9,73	17,07
20_22	10,84	19,09
22_24	10,12	17,19
24_26	10,16	17,29
26_28	8,38	17,10
28_30	7,40	14,25
30_32	3,94	11,88
32_34	2,75	10,38
34_36	2,11	9,53
36_38	1,21	8,07
38_40	1,57	9,07
40_42	3,85	11,44
42_44	2,61	10,17
44_46	1,95	9,90
46_48	2,82	10,55
48_50	2,88	10,12
50_52	2,55	9,05
52_54	2,28	9,34
54_56	2,12	8,93
56_58	2,01	8,37
58_60	2,12	8,96
60_62	2,28	9,89
62_64	2,33	9,82
64_66	2,44	9,15
66_68	2,35	9,13
68_70	2,13	9,18
70_72	2,84	9,68

Tabelas % de fracção inferior a 63 μ m – Sondagem CAR2A

AMOSTRA (prof. cm)	% <63
0_2	84,93
2_4	86,00
4_6	86,90
6_8	89,50
8_10	87,75
10_12	87,80
12_14	90,62
14_16	89,17
16_18	91,11
18_20	91,72
20_22	98,66
22_24	97,55
24_26	96,30
26_28	96,44
28_30	97,34
30_32	98,76
32_34	98,90
34_36	99,42
36_38	99,72
38_40	99,59
40_42	99,05
42_44	99,48
44_46	99,92
46_48	99,81
48_50	99,91
50_52	99,93
52_54	99,78
54_56	99,97
56_58	99,90
58_60	99,95
60_62	99,94
62_64	99,92
64_66	99,94
66_68	99,95
68_70	99,84
70_72	99,89

Tabelas de valores obtidos para a perda ao rubro “Loss on Ignition” LOI
Sondagem CAR2

AMOSTRA Profundidade (cm)	LOI Perda ao Rubro
0_2	43,98%
2_3	32,37%
4_5	26,09%
6_7	23,86%
9_10	20,21%
11_12	22,41%
13-14	25,15%
16-17	21,03%
19-20	20,40%
21-22	21,77%
24-25	19,99%
27-28	19,95%
29-30	18,37%
31-32	18,88%
34-35	21,35%
36-37	22,28%
39-40	20,14%
59-60	20,08%
79-80	17,43%
99-100	19,29%
119-120	21,93%

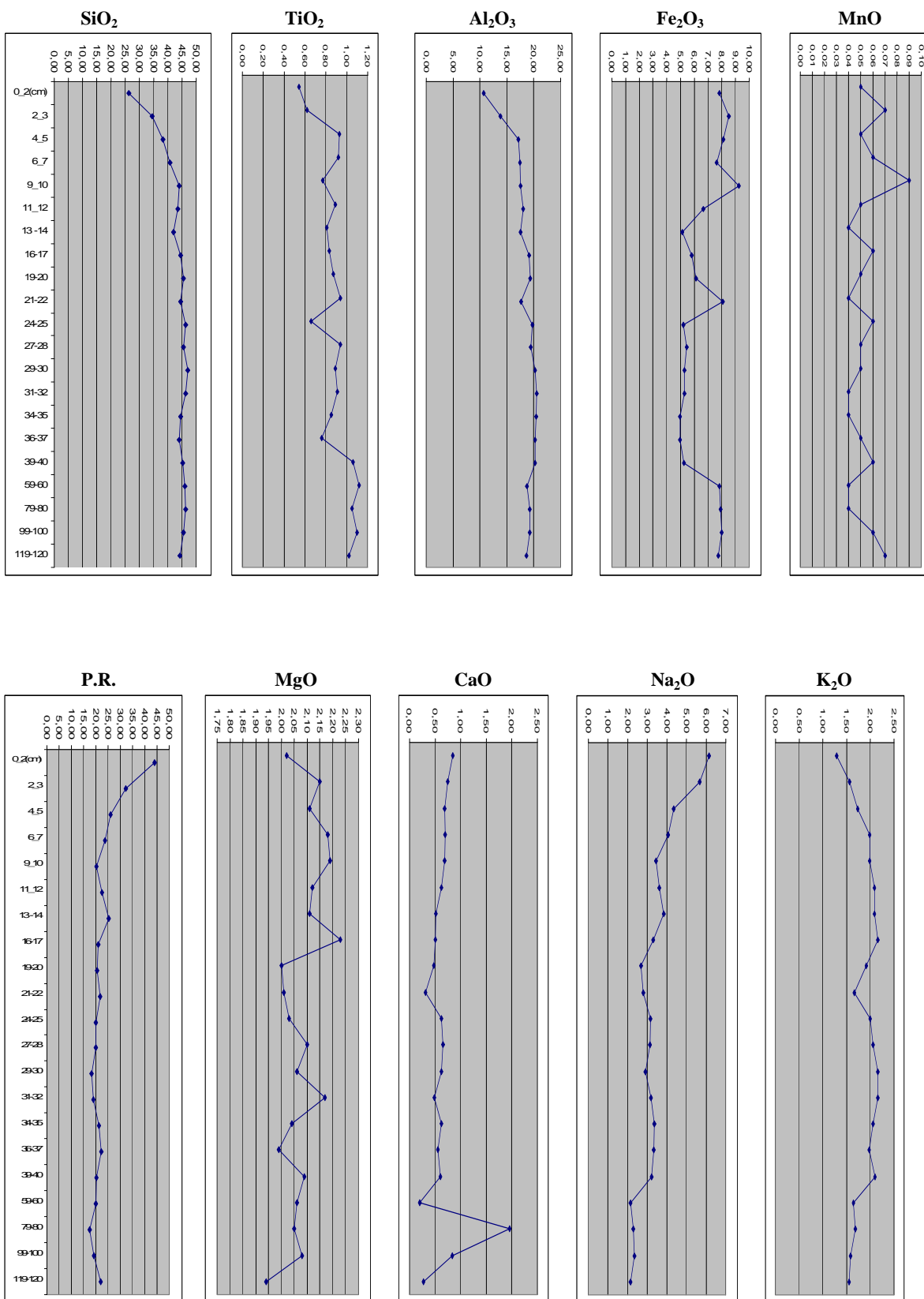
Tabela – Elementos maiores (óxidos) – Sondagem CAR2

Amostra (%)	0_2(cm)	2_3	4_5	6_7	9_10	11_12	13 -14
SiO ₂	26,26	34,62	38,24	40,73	43,96	43,45	41,98
TiO ₂	0,54	0,62	0,93	0,92	0,77	0,89	0,81
Al ₂ O ₃	10,68	13,77	17,14	17,39	17,59	18,08	17,59
Fe ₂ O ₃	7,83	8,49	8,12	7,61	9,22	6,65	5,12
MnO	0,05	0,07	0,05	0,06	0,09	0,05	0,04
MgO	2,02	2,15	2,11	2,18	2,19	2,12	2,11
CaO	0,85	0,75	0,69	0,70	0,69	0,63	0,51
Na ₂ O	6,14	5,66	4,35	4,06	3,45	3,60	3,84
K ₂ O	1,29	1,56	1,73	1,99	1,99	2,09	2,09
P.R.	43,98	32,37	26,09	23,86	20,21	22,41	25,15
TOTAL	99,64	100,06	99,45	99,50	100,16	99,97	99,24
Amostra	16-17	19-20	21-22	24-25	27-28	29-30	31-32
SiO ₂	44,55	45,46	44,62	46,27	45,49	47,00	46,30
TiO ₂	0,83	0,87	0,94	0,66	0,94	0,89	0,91
Al ₂ O ₃	19,14	19,35	17,66	19,76	19,50	20,31	20,53
Fe ₂ O ₃	5,79	6,11	8,07	5,22	5,43	5,29	5,28
MnO	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04
MgO	2,23	2,00	2,01	2,03	2,10	2,06	2,17
CaO	0,50	0,47	0,31	0,62	0,66	0,62	0,48
Na ₂ O	3,31	2,68	2,79	3,15	3,12	2,90	3,20
K ₂ O	2,16	1,92	1,66	2,00	2,06	2,16	2,16
P.R.	21,03	20,40	21,77	19,99	19,95	18,37	18,88
TOTAL	99,60	99,31	99,87	99,76	99,30	99,65	99,95
Amostra	34-35	36-37	39-40	59-60	79-80	99-100	119-120
SiO ₂	44,44	44,12	45,36	45,93	46,23	45,43	44,31
TiO ₂	0,85	0,76	1,06	1,12	1,05	1,10	1,02
Al ₂ O ₃	20,42	20,23	20,27	18,73	19,24	19,23	18,68
Fe ₂ O ₃	4,97	4,96	5,24	7,83	7,89	8,00	7,74
MnO	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,06	0,07
MgO	2,04	1,99	2,09	2,06	2,05	2,08	1,94
CaO	0,63	0,55	0,60	0,20	1,96	0,84	0,27
Na ₂ O	3,35	3,32	3,23	2,15	2,28	2,33	2,15
K ₂ O	2,06	1,98	2,10	1,64	1,68	1,58	1,55
P.R.	21,35	22,28	20,14	20,08	17,43	19,29	21,93
TOTAL	100,15	100,24	100,15	99,78	99,85	99,94	99,66

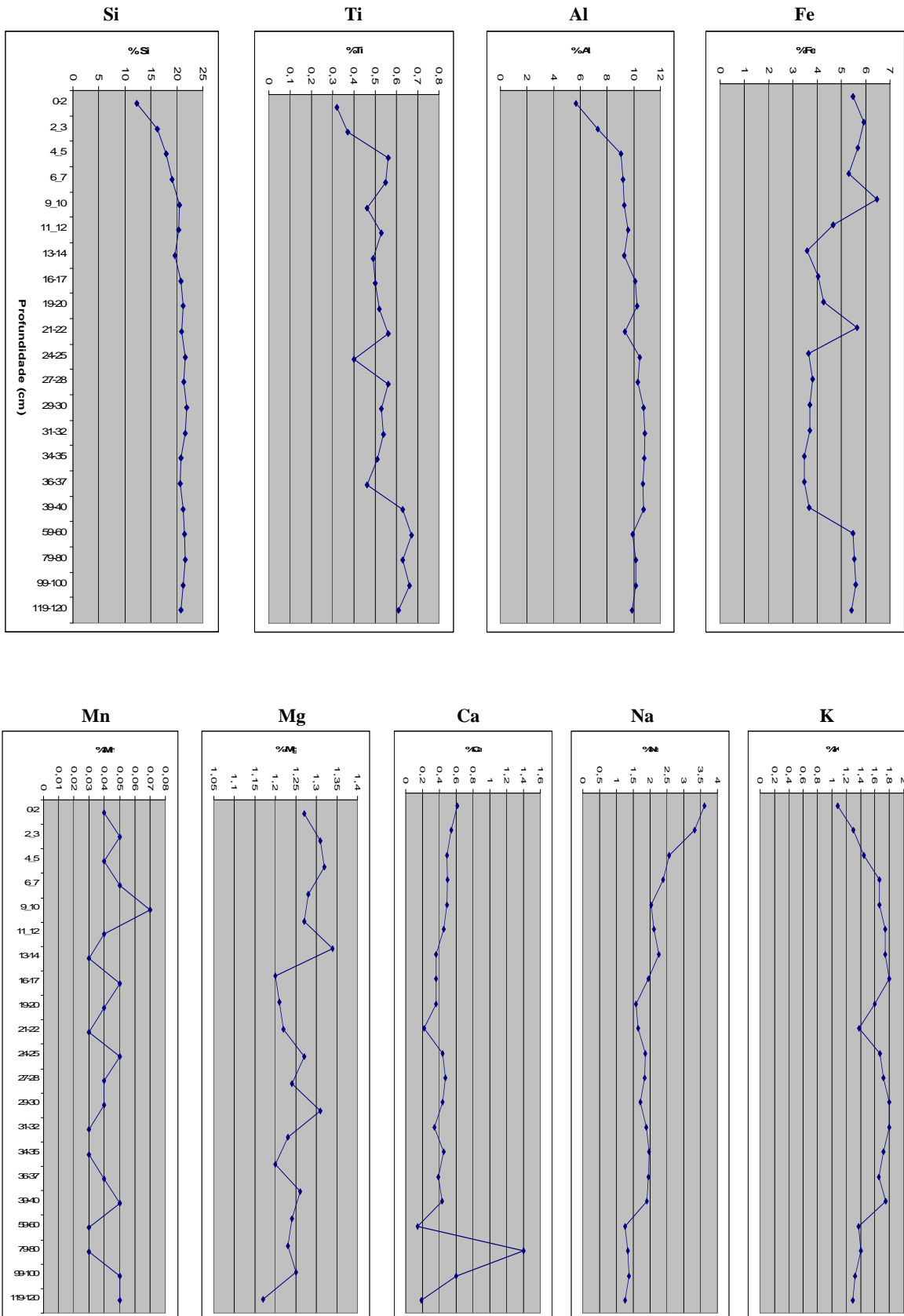
Tabela – Elementos menores – Sondagem CAR2

Amostra	0_2	2_3	4_5	6_7	9_10	11_12	13_14
Co ppm	13	14	14	16	18	18	15
Cu ppm	66	74	71	57	54	77	79
Pb ppm	18	28	27	29	32	26	18
Zn ppm	331	358	278	256	306	331	223
Amostra	16_17	19_20	21_22	24_25	27_28	29_30	31_32
Co ppm	16	17	17	17	17	15	18
Cu ppm	56	47	42	42	41	54	59
Pb ppm	27	19	25	15	22	15	22
Zn ppm	318	171	216	150	97	100	125
Amostra	34_35	36_37	39_40	59_60	79_80	99_100	119_120
Co ppm	18	19	22	23	22	20	23
Cu ppm	54	54	46	38	39	40	40
Pb ppm	20	27	26	15	23	23	18
Zn ppm	109	112	131	202	320	184	251

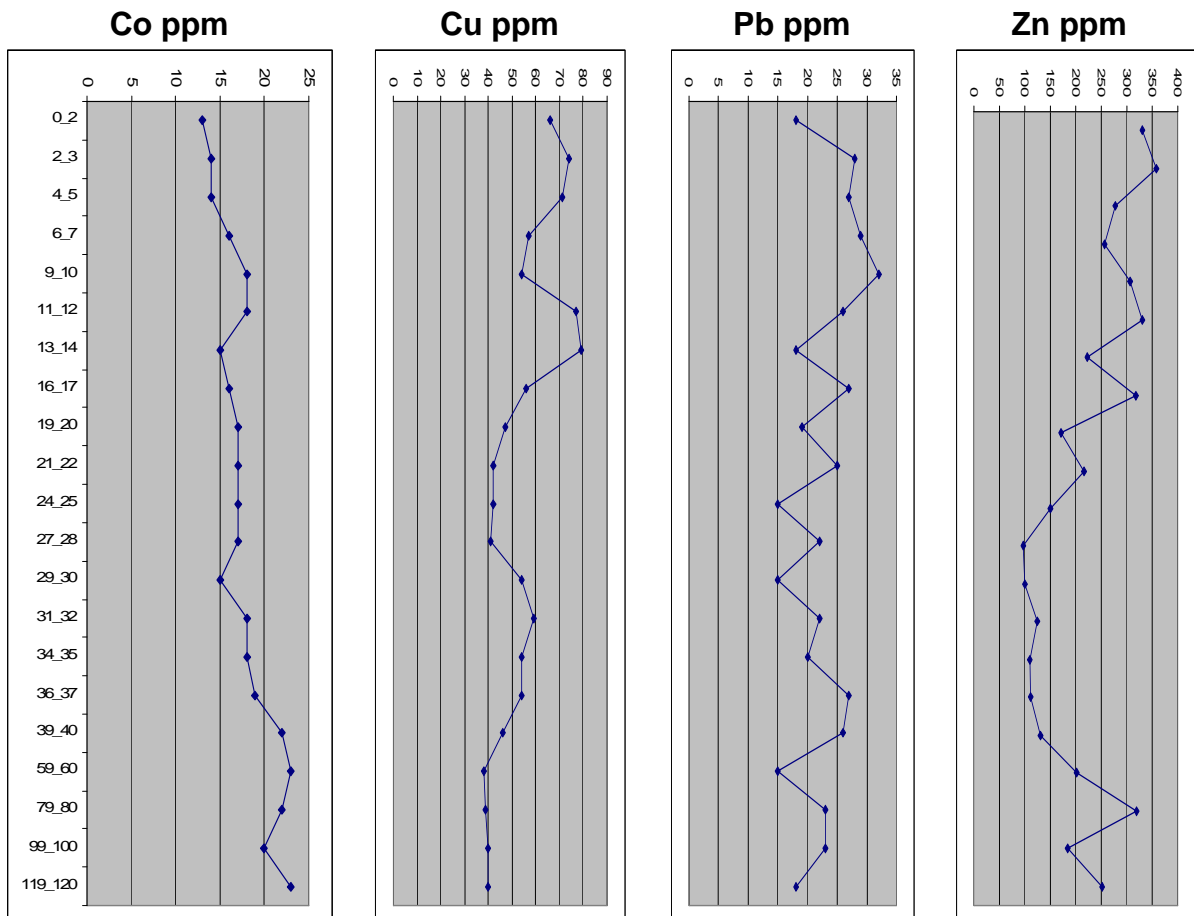
Gráficos representativos da variação em profundidade dos elementos maiores (valores em %, teores expressos em óxidos) Sondagem CAR2



Gráficos representativos da variação em profundidade dos elementos maiores após conversão em concentrações elementares Sondagem CAR2

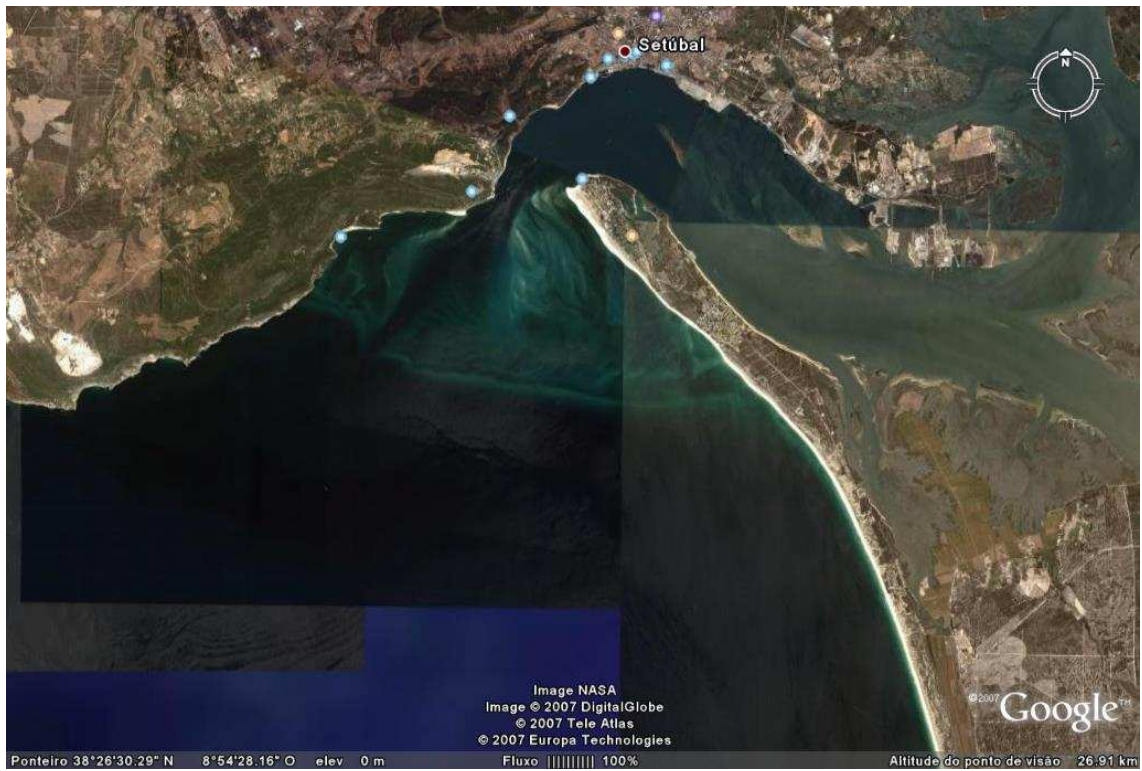


Gráficos representativos da variação em profundidade dos elementos maiores – Sondagem CAR2



ANEXO IV

VISITA DE ESTUDO AO ESTUÁRIO DO SADO



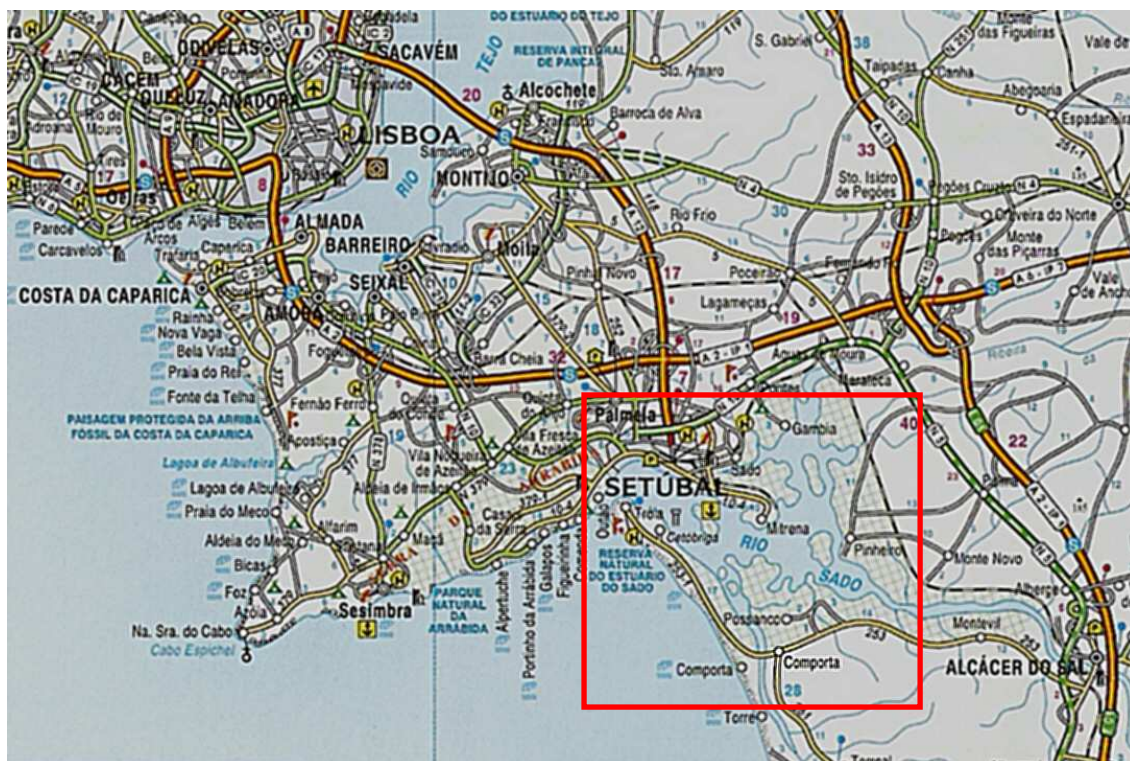
Visita de estudo ao Estuário do Sado

GUIÃO Do Professor

Comporta e Carrasqueira

Departamento de Ciências Naturais – Biologia e Geologia





Mapa 1 – Localização do estuário do Sado.



Mapa 2 – Localização das estações: 1 – Comporta e 2 – Carrasqueira.

ATENÇÃO:

Esta visita de estudo deve ser cuidadosamente planificada, tendo em atenção o facto de ser mais produtiva quando executada numa altura de maré-baixa, pelo que se recomenda vivamente a consulta de uma tabela de marés antes da calendarização da mesma.

Dada a riqueza arqueológica e geográfica da zona envolvente, nomeadamente ruínas Romanas, cais palafítico, moinho de maré, actividades agrícolas, pesqueiras e industriais existe a possibilidade desta visita de estudo ter um carácter interdisciplinar articulando-se com as disciplinas de História e Geografia.

Duração prevista: aproximadamente 5 horas (2 horas para paragem na estação 1; 1 hora para lanche/almoço e 2 horas na estação 2).

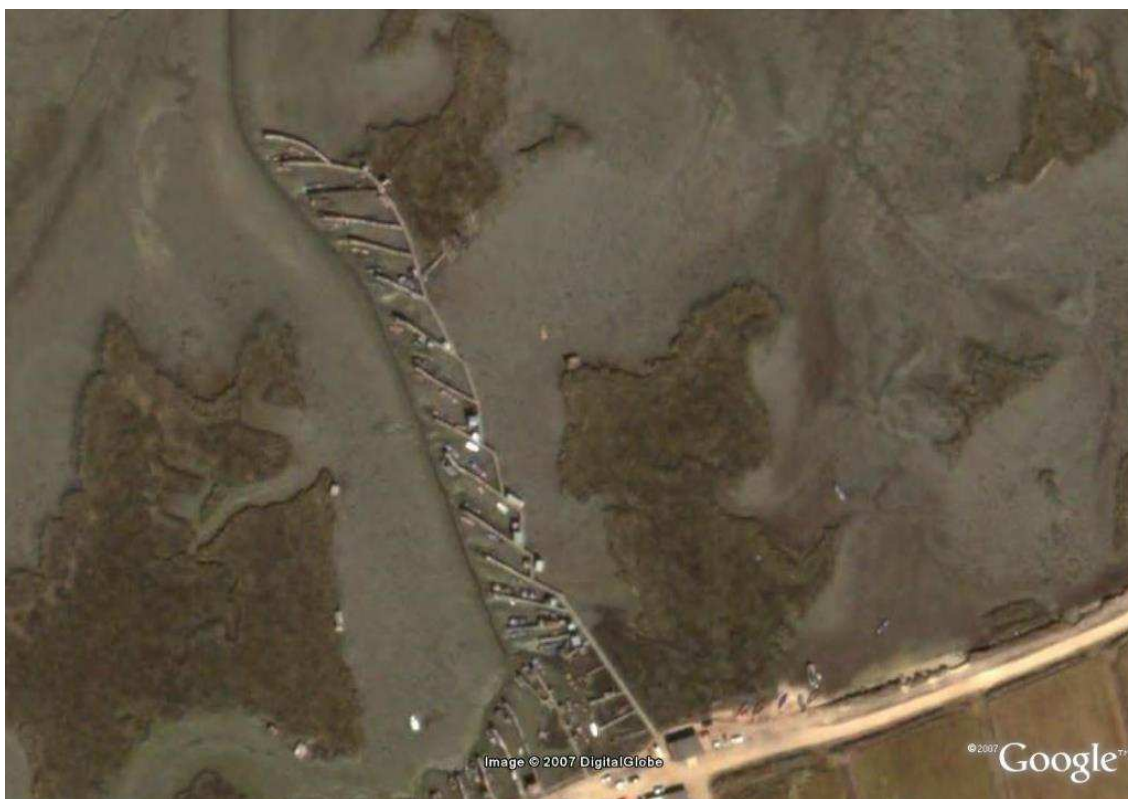
Estação 1 – Comporta

Na estação 1, o professor deverá transmitir aos alunos algumas características geológicas e ecológicas do estuário do Sado, ajudando-os a reconhecer e identificar espécies vegetais características. Pretende-se assim, que os alunos interiorizem algumas particularidades deste ecossistema, nomeadamente o papel das plantas pioneiras na retenção do sedimento e na formação do sapal. O professor deverá falar dos ecossistemas estuarinos e da acção antrópica sobre os mesmos, sendo de toda a pertinência abordar os conceitos relacionados com o desenvolvimento sustentável.

Estação 2 – Carrasqueira

Na estação 2 serão efectuadas recolhas de testemunhos sedimentares para posterior tratamento laboratorial a ser realizado no laboratório da Escola. O professor deve verificar se os alunos seguem as suas instruções e se utilizam o material de forma cuidadosa e responsável.

Neste ponto sugere-se que se aborde, de uma forma geral, a acção antrópica no estuário, referindo a utilização do meio ambiente de forma sustentada, falando, eventualmente, sobre o cais palafítico e a comunidade agrícola e piscatória local.



Vista de satélite do cais palafítico do Sítio da Carrasqueira (imagem Google Earth)

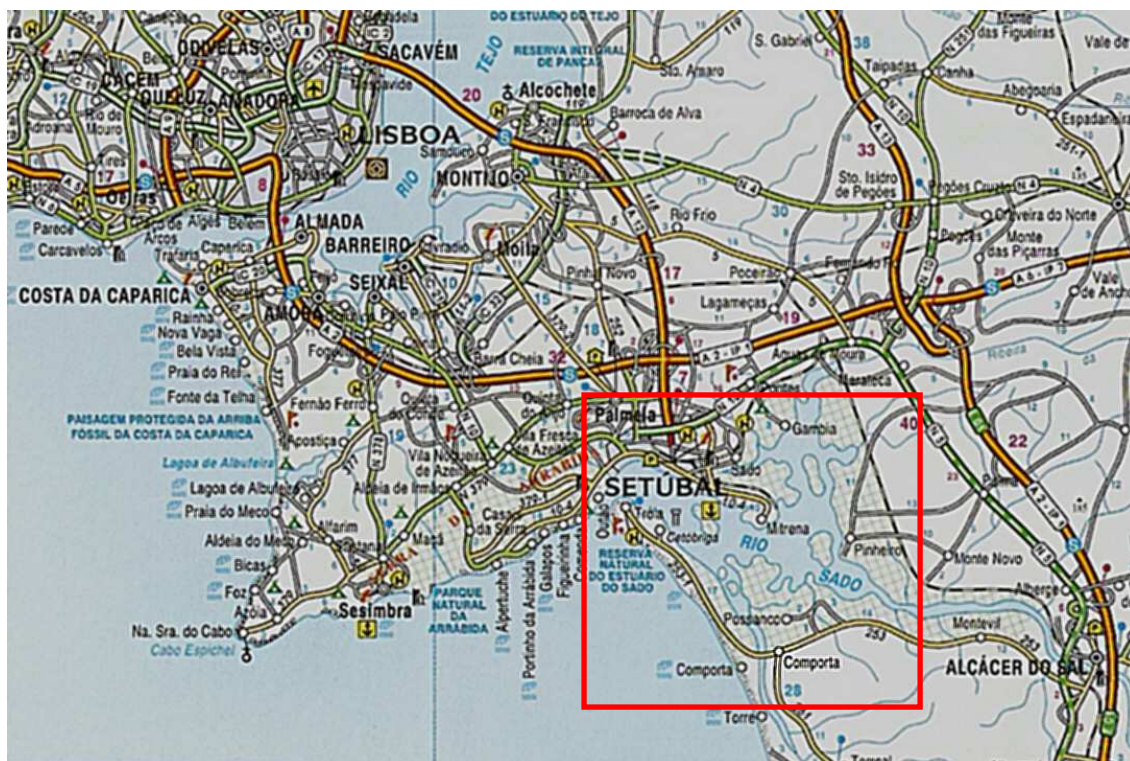
Visita de estudo ao Estuário do Sado

GUIÃO Do Aluno

Comporta e Carrasqueira

Departamento de Ciências Naturais – Biologia e Geologia





Mapa 1 – Localização do estuário do Sado.



Mapa 2 – Localização das estações 1 – Comporta e 2 – Carrasqueira.

Junte-se aos seus colegas de grupo e:

- Ouça atentamente o professor e tire notas no caderno de campo
- Siga sempre as indicações do professor

MATERIAL

Individual:

- Caderno de campo
- Lápis/lapiseira

Por grupo:

- Tabela de marés
- Bússola
- Mapa topográfico
- Fita métrica
- Amostrador
- Sacos de plástico

Estação 1 – Comporta

Na estação **1**, deve ouvir atentamente as explicações do professor, anotar o que considerar essencial no caderno de campo e em seguida resolver o questionário que lhe foi distribuído juntamente com este guião..

QUESTIONÁRIO

1. Observe atentamente a paisagem envolvente e indique dois exemplos de intervenção antrópica (humana) no local.

2. Depois de ouvir as explicações do professor dê exemplos de:
 - a) Flora característica do ambiente de sapal.

 - b) Espécies animais presentes no estuário do Sado.

 - c) Problemas ambientais e ameaças ecológicas que existam actualmente no ecossistema do estuário do Sado.

3. Depois de ouvir as explicações do professor explique porque:
 - a) As plantas características do ambiente de sapal são tão importantes para reter o sedimento.

 - b) Em que medida os sapais são importantes do ponto de vista ambiental.

 - c) Por que razão os sedimentos das zonas costeiras podem ser encarados como: “*Arquivos da história da Terra*”.

Estação 2 – Carrasqueira

Na estação **2** serão efectuadas recolhas de testemunhos sedimentares para um posterior tratamento laboratorial a ser realizado no laboratório da Escola. Os alunos devem juntar-se aos elementos do seu grupo e seguir criteriosamente as instruções dadas pelo professor relativamente ao trabalho de campo.

Procedimento:

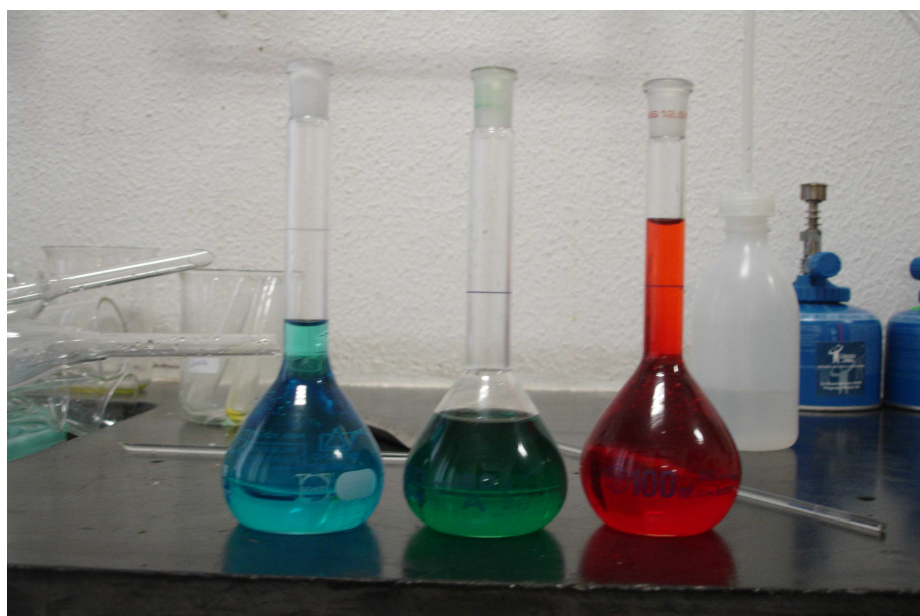
1. Assinale no mapa o local onde será efectuada a sondagem;
2. Faça a extracção do testemunho seguindo as indicações do professor;
3. Meça o comprimento da sondagem obtida;
4. Envolve o testemunho em sacos de plástico.



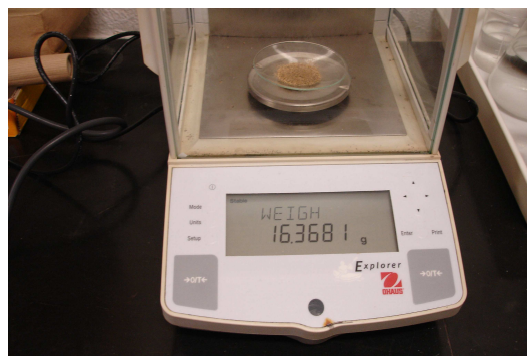
Vista de satélite do cais palafítico do Sítio da Carrasqueira (imagem Google Earth)

ANEXO V

ACTIVIDADES EXPERIMENTAIS A REALIZAR COM OS ALUNOS



Procedimento Experimental I



DETERMINAÇÃO DO TEOR DE HUMIDADE

Introdução teórica

O teor em água de um solo é geralmente determinado em pequenas amostras, por secagem em estufa a uma temperatura entre 60°C e 105°C. Esta temperatura é suficiente para provocar a evaporação da água que se encontra livre (água capilar), sem destruir a matéria orgânica. Assim, ao pesar a amostra antes e após o aquecimento, a diferença de peso indica a quantidade de água existente no solo. Com este método, fica por avaliar a água de constituição, que integra a estrutura química das partículas sedimentares e a água higroscópica, fortemente adsorvida à superfície dos colóides, i.e., minerais de argila e húmus.

O teor em água (ou teor de humidade) exprime-se como percentagem do peso de água em relação ao peso do solo seco (Costa, 1999).

Valores superiores a 100% revelam que o peso da água é superior ao peso dos sedimentos, indicando a provável presença de uma importante fracção de matéria orgânica (peso baixo). Em regra, existe uma boa correlação entre o teor de matéria orgânica e o teor de humidade, em profundidade.

Outro factor que também influencia o teor de humidade nos sedimentos é a sua textura. Em sedimentos em que a componente arenosa é importante, a água extraída por este método corresponde à água total do sedimento, i.e., água capilar. Em sedimentos vasosos, a água extraída corresponde a uma parcela da água do sedimento, uma vez que as argilas têm grande capacidade de retenção de água nas superfícies externa e interna dos seus minerais (água higroscópica e de constituição). Assim, a comparação de teores de humidade obtidos em sedimentos de texturas diferentes deve ter em consideração a capacidade de retenção desse sedimento.

DETERMINAÇÃO DO TEOR DE HUMIDADE

Material:

- balança
- estufa
- excicador
- copos de vidro
- espátula



Procedimento:

1. Seccionar o testemunho de sondagem em lâminas de 1 em 1 cm, com a ajuda de uma espátula.
2. Pesar a amostra húmida num copo de vidro previamente tarado.
3. Deixar a amostra a secar em estufa a 60°C, durante, pelo menos, 48 horas.
4. Retirar a amostra seca da estufa e, depois de previamente arrefecida, num excicador, pesar.
5. Armazenar as amostras nos copos tapados.
6. Registrar os resultados numa grelha.
7. Inserir os resultados das pesagens em folha de cálculo (anexo) e obter o teor de humidade de cada amostra (peso de água/peso da amostra seca), assim como o gráfico da variação do teor de humidade com a profundidade.

Procedimento Experimental II



DETERMINAÇÃO DO pH

Introdução Teórica

O pH é uma medida da actividade dos hidrogeniões, em que valores maiores de pH correspondem a uma menor concentração de H^+ na solução do solo, reflectindo assim, a constituição química dos sedimentos e as numerosas reacções que neles ocorrem.

A acidificação do solo está ligada a várias origens, nomeadamente: formação de ácidos húmicos por decomposição da matéria orgânica; produção de dióxido de carbono por animais que, reagindo com a água do solo, origina ácido carbónico; hidrólise de sesquióxidos de ferro e de alumínio e de aluminossilicatos das fracções finas; perda por lixiviação de catiões básicos, como o cálcio, magnésio, potássio e sódio e, finalmente, à actividade antrópica, designadamente contaminações por drenagens ácidas da indústria mineira e a utilização de fertilizantes pela actividade agrícola (Costa, 1999).

É de salientar que se deve efectuar uma correlação entre o pH e os valores de teor de matéria orgânica (MO) obtidos, visto que a acidez do solo pode estar directamente relacionada com o teor de MO, uma vez que a decomposição da matéria orgânica leva à formação de ácidos húmicos, e a própria produção de dióxido de carbono, por organismos, origina ácido carbónico ao reagir com a água do solo, levando a que, valores mais baixos de pH, correspondam a teores mais elevados de MO.

Ainda segundo Costa (1999), o pH afecta extraordinariamente a solubilidade de vários elementos, como o ferro e o alumínio, que se tornam solúveis para valores de pH baixos, facilitando a sua mobilidade na coluna sedimentar. Valores de pH baixos influenciam também os fenómenos de adsorção e trocas iónicas, diminuindo a capacidade de retenção de catiões pelos minerais de argila.

Para classificar os solos quanto ao pH, utiliza-se habitualmente a escala de Pratolongo (Costa, 1999).

pH do solo	Designação
4,5 ou menor	Hiperácido
4,6 a 5,5	Ácido
5,6 a 6,5	Subácido
6,6 a 7,5	Neutro
7,6 a 8,5	Subalcalino
8,6 a 9,5	Alcalino
9,6 ou maior	Hiperalcalino

DETERMINAÇÃO DO pH (método electrométrico)

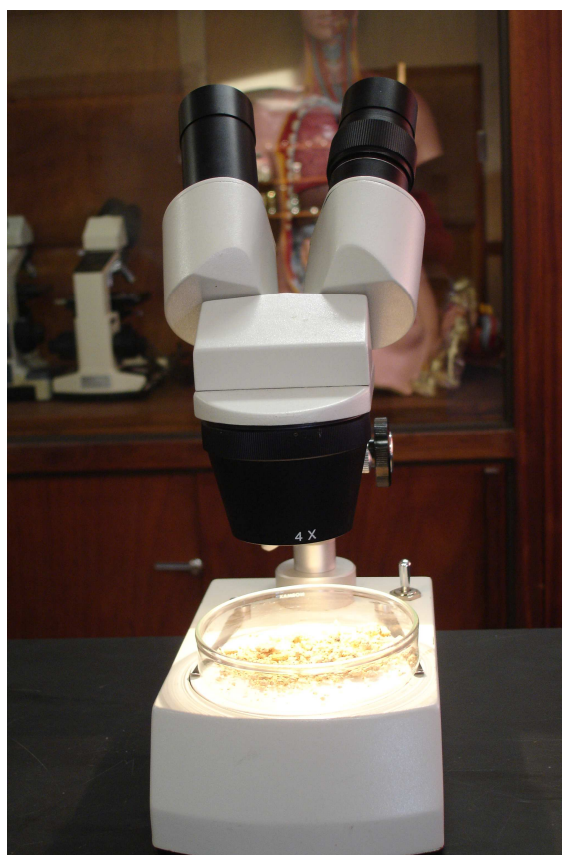
Material:

- eléctrodo para medição de pH
- placa eléctrica
- balão graduado de 500 cm³
- proveta de 50 ml
- vareta de vidro
- frasco de lavagem por esguicho

Procedimento:

1. Levar água destilada à fervura num balão graduado e posteriormente deixar o balão arrefecer tapado.
2. Considerar o peso das amostras previamente secas (obtido previamente no **Procedimento I**) e calcular a quantidade de água destilada fervida a adicionar a cada amostra, tendo em atenção que a proporção é de 75 cm³ de água para 30g de solo.
3. Juntar a água a cada amostra de solo, medida numa proveta, mexer com a vareta e deixar repousar até ao dia seguinte.
4. Agitar a suspensão de solo, lavar o eléctrodo com água destilada e mergulhar na suspensão agitada.
5. Fazer a leitura do valor de pH após estabilização do sensor.
6. Proceder a mais duas leituras de pH, para a mesma amostra, repetindo-se os passos 4 e 5, não devendo as leituras diferir entre si mais de 0,05 unidades de pH.
7. Retirar o eléctrodo da suspensão e lavar com água destilada.
8. Repetir os passos 4 a 7 para outras amostras.
9. Secar as amostras em estufa a 60°C durante 48 horas.
10. Registrar os resultados, arredondados às décimas, numa grelha.
11. Inserir as três leituras em folha de cálculo, fazendo-se a média.
12. Obter um gráfico que relacione a variação do pH com a profundidade do solo.

Procedimento Experimental III



DETERMINAÇÃO DA PRESENÇA DE CARBONATO DE CÁLCIO

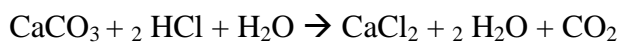
Introdução teórica

A utilização deste método tem como objectivo determinar uma percentagem aproximada de carbonato de cálcio em pequenas amostras de sedimento.

Esta análise, simples e expedita, sem ser necessário recorrer a procedimentos complexos e aparelhos dispendiosos, revela a presença ou ausência de carbonato de cálcio, que num ambiente de sapal significa, também, a presença ou ausência de bioclastos no sedimento.

A reacção observada resulta de um processo químico relativamente simples em que o carbonato de cálcio (CaCO_3) ao reagir com o ácido clorídrico (HCl) liberta

dióxido de carbono (CO₂) provocando assim a efervescência. Esta reacção pode ser expressa na seguinte fórmula:



A partir da avaliação da intensidade da reacção, infere-se uma percentagem aproximada de carbonatos presentes, com base na seguinte tabela:

Intensidade de efervescência	% Aproximada de Carbonato de Cálcio
Pouco/Nada	< 2
Clara	2 -10
Forte	10 – 20
Muito intensa	> 20

Se a intensidade da reacção for forte ou muito intensa, torna-se pertinente a observação da amostra á lupa binocular para se contabilizar e descrever os bioclastos presentes.

DETERMINAÇÃO DA PRESENÇA DE CARBONATO DE CÁLCIO**Material:**

- lupa binocular
- almofariz de porcelana e pilão de borracha
- espátula
- caixa de Petri
- conta-gotas
- HCL (20%)

Procedimento:

1. Desagregar a amostra num almofariz de porcelana.
2. Colocar cerca de 1g de sedimento numa caixa de Petri.
3. Observar a intensidade da reacção à lupa.
4. De acordo com a intensidade de efervescência, estipular a % aproximada de carbonato de cálcio segundo a tabela seguinte:

Intensidade de efervescência	% Aproximada de Carbonato de Cálcio
Pouco/Nada	< 2
Clara	2 -10
Forte	10 – 20
Muito intensa	> 20

5. Registrar os resultados na grelha da página seguinte.

Procedimento Experimental IV



DETERMINAÇÃO DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA POR TITULAÇÃO

Introdução Teórica

A determinação do teor em matéria orgânica pelo método da titulação, consiste na oxidação do carbono orgânico da amostra com dicromato de potássio e ácido sulfúrico concentrado, seguida de titulação do excesso de dicromato de potássio com sulfato ferroso. A percentagem da matéria orgânica é estimada a partir do teor de carbono orgânico, com base em fórmula empírica, admitindo que aquela contém em média 58% de carbono e que com esta técnica são oxidados aproximadamente 77% do carbono da matéria orgânica (norma E 201 do L.N.E.C.,1967).

A matéria orgânica do solo forma-se a partir dos organismos vivos, particularmente da matéria vegetal. Segundo Waksman (1936) *in* Costa (1999), a matéria orgânica representa um complexo heterogêneo, genericamente designado por húmus. No entanto, segundo outros autores (Costa, 1999) o húmus constitui uma fracção da matéria orgânica com elevada resistência à decomposição e propriedades coloidais, fazendo-se acompanhar por outras substâncias químicas que representam estádios mais precoces da humificação.

Qualquer que seja a interpretação adoptada, o húmus, i.e., a presença de matéria orgânica no solo influencia nitidamente as suas propriedades físicas e químicas, aumentando a porosidade e a capacidade de retenção de catiões e água adsorvida, contribuindo assim para a sua acidificação. Verifica-se, também, que, geralmente, o teor de matéria orgânica diminui em profundidade, o que pode ser eventualmente justificado pela progressiva decomposição dos constituintes orgânicos, existindo nos sedimentos superficiais um maior arejamento e maior capacidade de retenção de nutrientes para as plantas.

É de referir também, que em solos alagados como os dos sapais, a matéria orgânica presente nos sedimentos desempenha uma função importante no que respeita aos contaminantes existentes na água, fixando-os e retirando-os do meio aquático, funcionando como verdadeiros filtros ambientais.

DETERMINAÇÃO DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA POR TITULAÇÃO

Material:

- balança de precisão
- vidro de relógio
- espátula de meia cana
- duas buretas de 50 cm³, graduadas em 0,1 cm³ e suporte
- balões de ErlenMayer de 500 cm³
- duas provetas graduadas de 200 cm³
- ácido sulfúrico concentrado
- ácido ortofosfórico a 85%
- solução de sulfato ferroso*
- solução de dicromato de potássio**
- difenilaminassulfonato de sódio***
- Agitador magnético
(caso não haja, tem que se agitar energicamente com uma vareta)

Procedimento:

1. Titulação da solução de sulfato ferroso****
 - 1.1. Deitar 10 cm³ da solução de dicromato de potássio, com a ajuda de uma bureta, num balão de ErlenMayer.
 - 1.2. Juntar, cuidadosamente, 20 cm³ de ácido sulfúrico concentrado, agitar e deixar arrefecer.
 - 1.3. Adicionar 200 cm³ de água destilada, medida numa proveta
 - 1.4. Depois de juntar 10 cm³ de ácido ortofosfórico e 1 cm³ de indicador, agitar vigorosamente.
 - 1.5. Juntar solução de sulfato ferroso, numa segunda bureta, por fracções de 0,5 cm³, agitando sempre, até que a cor da solução mude de azul para verde.
 - 1.6. Adicionar 0,5 cm³ de solução de dicromato de potássio, fazendo mudar de novo a cor para azul.
 - 1.7. Adicionar a solução de sulfato ferroso, gota a gota, agitando sempre, até que a cor da solução mude novamente para verde. Registrar o volume total de solução de sulfato ferroso gasto.
 - 1.8. Repetir o ensaio e considerar a média do Volume V₁
2. Preparação da amostra: A porção da amostra seca para análise química irá variar com a quantidade de matéria orgânica presente. Podem ser necessárias cerca de 5g para

solos com pouca matéria orgânica, mas apenas cerca de 0,2g para solos turfosos. Depois de se ter feito um certo número de determinações, a experiência indicará a porção mais conveniente a tomar. No caso de sedimentos vasosos dos sapais, a porção a tomar deve variar entre 0,2 e 0,3g. Para outros casos, devem pesar-se e ensaiar-se diferentes porções, devendo tomar-se como correcto o resultado da determinação que dê um total de 6 a 8 cm³ de dicromato reduzido.

3. Determinação da matéria orgânica

3.1. Pesar cerca de 0,3g de amostra (*m*), previamente seca e pulverizada, proveniente do procedimento 2 e transferir para um balão de ErlenMayer.

3.2. Adicionar 10 cm³ da solução de dicromato de potássio, através de uma bureta.

3.3. Juntar, muito cuidadosamente, 20 cm³ de ácido sulfúrico concentrado, medidos numa proveta.

3.4. Agitar bem durante 1 minuto e, em seguida, deixar repousar sobre uma superfície isoladora do calor (amianto ou madeira) durante 30 minutos, para permitir que se processe a oxidação da matéria orgânica.

3.5. Juntar 200 cm³ de água destilada, seguidos de 10 cm³ de ácido ortofosfórico.

3.6. Adicionar cerca de 1 cm³ de indicador e agitar bem a mistura.

3.7. Adicionar, por meio de uma segunda bureta, a solução de sulfato ferroso, por fracções de 0,5 cm³, agitando sempre, até que a cor da solução mude de azul para verde.

3.8. Adicionar 0,5 cm³ de solução de dicromato de potássio, fazendo mudar a cor de novo para azul.

3.9. Adicionar a solução de sulfato ferroso, gota a gota, agitando sempre, até que a cor da solução mude novamente para verde. Registrar o volume total de solução de sulfato ferroso gasto (V_2).

3.10. Repetir o ensaio para a mesma amostra.

4. Cálculos (aparecem automaticamente na folha de cálculo, assim como o gráfico da variação da percentagem de matéria orgânica com a profundidade)

4.1. O Volume total (V) da solução de dicromato de potássio, em cm³, gasto na oxidação da matéria orgânica é dado por: $10,5(1 - V_2/V_1)$. Sendo V_1 o volume total em cm³ da solução de sulfato ferroso gasto na titulação e V_2 o volume total em cm³ de solução de sulfato ferroso gasto na determinação.

4.2. O teor em matéria orgânica, expresso em percentagem (arredondado às décimas) da amostra seca, é dado por: $(0,67 V)/m$ (m corresponde à massa do solo usada na determinação).

* Solução de sulfato ferroso, aproximadamente 0,5N: dissolvem-se 140g de sulfato ferroso em ácido sulfúrico 0,5N e perfaz-se o volume de 1000 cm³. Para obter a solução de ácido sulfúrico 0,5N, juntam-se 14 cm³ de ácido sulfúrico concentrado a água destilada e perfaz-se o volume de 1000 cm³. (A solução de sulfato ferroso é instável ao ar, pelo que deve ser conservada hermeticamente fechada).

** Solução de dicromato de potássio N: dissolvem-se 49,035g de dicromato de potássio em água destilada e perfaz-se o volume de 1000 cm³.

*** Indicador: dissolvem-se 0,25g de difenilaminassulfonato de sódio em 100 cm³ de água destilada.

**** Esta titulação faz-se no dia ou na semana da experiência.

NOTA: No cálculo da percentagem de matéria orgânica, admite-se que a matéria orgânica contém em média 58% de carbono. Com esta técnica são oxidados cerca de 77% do carbono da matéria orgânica.

Procedimento Experimental V



CRIVAGEM POR VIA HÚMIDA

Introdução teórica

A textura dos sedimentos caracteriza a proporção relativa de cada um dos elementos que compõem a sua fracção mineral.

De uma forma geral, considera-se que os sedimentos são representados por quatro classes texturais, com propriedades físico-químicas distintas (Dias, 2004, *in* Sousa, 2006): cascalho, areia, silte e argila, sendo de referir que o cascalho não tem obviamente representatividade num ambiente de sapal, tipicamente de baixo hidrodinamismo.

Na crivagem por via húmida, procede-se à separação da fracção grosseira ($>63\mu\text{m}$), ou seja, separam-se os sedimentos da dimensão das areias (ou superior) dos sedimentos da dimensão dos siltes e argilas. Obtem-se, assim, a percentagem relativa de grosseiros e finos na amostra total, isto numa primeira abordagem textural aos sedimentos analisados.

É, no entanto, pertinente, proceder à identificação à lupa binocular, do material de dimensão superior a $63\mu\text{m}$, visto que este pode ser constituído quer por fibras vegetais quer por fragmento bioclásticos.

Uma vez que a percentagem de grosseiros é determinada pelo peso destes materiais em relação ao total da amostra, pode acontecer que uma pequena percentagem

corresponda a um pequeno número de grãos de quartzo ou a um grande volume de fibras vegetais, sendo por isso importante a caracterização da fracção grosseira (Sousa, 2006).

Os resultados da fracção $<63\mu\text{m}$ podem ser estimados percentualmente e o sedimento classificado de acordo com a seguinte tabela:

$<63\mu\text{m}$ (%)	Classificação do sedimento
+ 95%	Areia
75% – 95%	Areia vasosa
25% - 75%	Vasa arenosa
0 – 25%	Vasa

**SEPARAÇÃO DA FRACÇÃO GROSSEIRA/FINA
CRIVAGEM POR VIA HÚMIDA**

Material:

- balança
- peneiro de 63 μ m
- balde
- copos de vidro de 1000 cm³
- frasco de lavagem por esguicho

Procedimento:

1. Pesar a amostra desagregada separada para a granulometria.
2. Encaixar o peneiro no balde, sob uma torneira.
3. Depositar a amostra no peneiro e fazer verter um fio contínuo de água sobre a amostra.
4. Descrever movimentos circulares com os dedos, comprimindo levemente os sedimentos contra a rede do peneiro.
5. Cessar o processo quando a cor da água que atravessa o peneiro mostrar que está isenta de sedimentos.
6. Com a ajuda de um esguicho de água, transferir os sedimentos retidos no peneiro (>63 μ m) para um copo de vidro e levar à estufa.
7. Transferir toda a suspensão do balde (<63 μ m) para um copo de vidro e levar à estufa.
8. Depois de seca, armazenar a fracção fina.
9. Pesar e armazenar a fracção grosseira.
10. Inserir os resultados das pesagens na folha de cálculo e obter a percentagem de cada uma das fracções.

ITENS DO RELATÓRIO

<p>(nome da Escola)</p> <p>DISCIPLINA</p> <p>“TÍTULO” (Escreve-se em maiúsculas e deve ser curto e preciso)</p> <p>Autor:</p> <p>_____ , _____</p> <p>(DATA)</p>	<p>RESULTADOS</p> <p>(Observações obtidas sob a forma de figuras, quadros, tabelas, gráficos, esquemas, descrições, fotografias, filmes, etc)</p>
<p>ÍNDICE</p> <p>Pág.:</p>	<p>DISCUSSÃO</p> <p>(Análise e interpretação dos resultados tendo em vista o objectivo do trabalho)</p>
<p>INTRODUÇÃO</p> <p>(Relata como surgiu o problema em estudo enquadrado no conhecimento existente, assim como o objectivo da investigação)</p>	<p>CONCLUSÃO</p> <p>(Exprime a síntese de todo o trabalho em relação ao objectivo. É o ponto de chegada mas poderá constituir um recomeço de novas dúvidas, uma porta aberta para investigações posteriores)</p>
<p>PROTOCOLO EXPERIMENTAL</p> <p>MATERIAL (Lista do material e equipamento utilizado)</p> <p>MÉTODO (Descrição detalhada e explícita da metodologia realizada para a execução do trabalho, de forma a permitir a repetição correcta por quem nisso fique interessado)</p>	<p>BIBLIOGRAFIA</p> <p>(Lista de livros ou outro material consultado para a realização do trabalho)</p>

RECOMENDAÇÕES E OU SUGESTÕES PARA O RELATÓRIO

RESUMO - Relato breve de todo o relatório, nomeadamente a finalidade do trabalho, os procedimentos gerais utilizados, os resultados mais relevantes e as conclusões a que se chegou.

APÊNDICE (S) - Engloba materiais elaborados pelo investigador que não têm necessariamente, que figurar intercalados no texto. Pode incluir, também, documentos extraídos de fontes consultadas, mas comentadas pelo investigador.

ANEXO (S) - Conjunto de documentos não elaborados pelo autor e que fundamentaram o trabalho de pesquisa.

AUTOCRÍTICA – Feita pelo autor ao seu relatório.

NOTA: LINGUAGEM: científica, clara, simples e objectiva

ILUSTRAÇÃO: Numerada, identificada por meio de legendas incluídas no local adequado

NORMA INTERNACIONAL DA BIBLIOGRAFIA:

LIVRO

- a) Apelido e nome(s) dos autor(es)
- b) Título do livro
- c) Número de edição (se necessário)
- d) Número de volume (se necessário)
- e) Página (sendo só uma); primeira e última página ou número total de páginas
- f) Local de publicação
- g) Editora
- h) Ano de publicação

EX.: PEREIRA, R., et al. - Aprender Ciências da Natureza, 1ª edição, 115,pp., Porto, Porto Editora, 1999.

PERIÓDICOS

- a) Título do periódico
- b) Local de publicação
- c) Data

EX.: Diário de Notícias, Lisboa, 1999.

ARTIGOS PERIÓDICOS

- a) Apelido e nome do autor e outros elementos
- b) Título do artigo
- c) Título do periódico
- d) Número do volume ou ano
- e) Número do fascículo
- f) Página ou primeira e última página do artigo do trecho identificado; local de publicação; data do fascículo

EX.: AMEAL, João – Ideias e Factos, "Inteligência e acção", in Diário de Notícias, 99 (34857) 1p., Lisboa, 17 de Março 1963.

ANEXO VII

PÁGINAS WEB



Alguns web sites consultados durante o decurso deste trabalho:

ABRUPT CLIMATE CHANGE

<http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/arch/examples.shtml>

Climate Change in Portugal: Scenarios, Impacts, and Adaptation Measures – SIAM

<http://www.siam.fc.ul.pt/siam.html>

DATING TECHNIQUES

Definição do Limite de Jusante dos Estuários Portugueses

http://maretec.mohid.com/Estuarios/Inicio/frame_page.htm

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

<http://geologia.fc.ul.pt/>

Faculdade de Ciências Universidade de Lisboa

DETERMINI

NG THE CLIMATE RECORD

http://www2.sunysuffolk.edu/mandias/lia/determining_climate_record.html

EARTH SURFACE PROCESSES - USGS

<http://climchange.cr.usgs.gov/info/lacs/lead.htm>

ESTUARIES - Vertical Accretion Rates and Heavy Metal Chronologies in Wetland Sediments of the Tijuana Estuary - Estuaries Vol. 24, No. 6A, p. 840–850 December 2001

<http://www.sci.sdsu.edu/CMI/gersberg/downloads/Estuaries.pdf>

**IBERIAN COASTAL HOLOCENE PALEOENVIRONMENTAL EVOLUTION –
COASTAL HOPE 2005**

<http://coastal.fc.ul.pt/2-circular-HOPE2005.pdf>

INSTITUTO DA ÁGUA

<http://www.inag.pt/>

Ministério do Ambiente, do Ordenamento do Território e do desenvolvimento Regional

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE

<http://www.ipcc.ch/>

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE - Climate Change

2001: Working Group I: The Scientific Basis

http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/038.htm

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE - Climate Change

2007: Working Group I: Physical Science Basis of Climate Change

<http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>

MEASUREMENT OF ²¹⁰Pb

<http://www.mycore.ca/How%20210Pb%20works%20for%20dating%20purposes.htm>

MyCore Scientific Inc

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA

<http://portal.min-agricultura.pt/portal/page/portal/MADRP/PT>

NATIONAL ESTUARY PROGRAM

<http://www.epa.gov/owow/estuaries/about1.htm>

U.S. Environmental Protection Agency

OCEAN AND CLIMATE CHANGE INSTITUTE

<http://www.whoi.edu/page.do?pid=7135>

PLANO DE BACIA HIDROGRÁFICA DO SADO

<http://www.cedr-a.gov.pt/app/pbhsado/>

SOUTH SLOUGH NATIONAL ESTUARINE RESERVE

<http://www.oregonestuaries.com/files/Oregon%20Salt%20Marshes.pdf>

National Oceanic & Atmospheric Administration, U.S.A. 2006

U.S. Geological Survey

<http://www.usgs.gov/>