

U. PORTO



INSTITUTO DE CIÊNCIAS BIOMÉDICAS ABEL SALAZAR
UNIVERSIDADE DO PORTO

**Reconstrução das condições paleoambientais e
paleoclimáticas no estuário do Tejo durante o Holocénico
(~ 12000 anos)**

Célia Teresa Neto dos Santos

Dissertação de Mestrado em Ciências do Mar – Recursos Marinhos

2010

Célia Teresa Neto dos Santos

Reconstrução das condições paleoambientais e paleoclimáticas no estuário do Tejo durante o Holocénico (~ 12000 anos)

Dissertação de Candidatura ao grau de Mestre em Ciências do Mar – Recursos Marinhos submetida ao Instituto de Ciências Biomédicas de Abel Salazar da Universidade do Porto.

Orientadora – Doutora Fátima Abrantes

Categoria – Investigadora Principal com habilitação

Afiliação – Laboratório Nacional de Energia e Geologia

RESUMO

Os estuários constituem a fronteira entre os meios terrestre, fluvial e marinho. São zonas com elevada produtividade biológica, particularmente sensíveis a variações ambientais locais, regionais e globais. O rio Tejo é o rio mais longo da Península Ibérica e drena uma bacia hidrográfica com 80629 km².

Com o objectivo de compreender a interacção entre o sistema fluvial do Tejo (terra – rio) e o oceano, assim como a influência das oscilações climáticas e das variações do nível do mar nesse sistema, estudou-se uma sondagem recolhida no estuário superior do Tejo, perto de Vila Franca de Xira (VFX - 38°56'24''N; 8°56'19''W, 2 m de altitude). O modelo de idades foi construído com base em seis níveis datados por AMS ¹⁴C e abrange os últimos 14000 anos calendário (cal) BP. Os registos da temperatura da superfície da água do mar (SST estimada a partir do índice U^K₃₇), da produtividade biológica (indicada por alquenonas C₃₇, diatomáceas, C_{org}, CaCO₃, Ca elementar determinado por XRF) e do aporte terrígeno (indicado por n-alcanos C₂₃ – C₃₃ e n-alcan-1-óis C₂₀-C₃₀ produzidos por plantas terrestres, diatomáceas de água doce, fitólitos, Fe e Ti elementar determinados por XRF, razão Fe/Ca, granulometria) mostram as variações paleoclimáticas e paleoambientais registadas no estuário do Tejo durante o *Bølling - Allerød*, o *Younger Dryas* e o Holocénico.

O registo da temperatura da água do mar da sondagem VFX não é contínuo, contudo apresenta uma tendência decrescente desde do início do Holocénico até ao Holocénico tardio, seguindo o registo de temperatura do prodelta do Tejo (sondagem D13882 - Rodrigues *et al.*, 2009). Os baixos valores de SST estimados em VFX, comparativamente aos da sondagem D13882, mostram que as águas provenientes do rio, são em geral, mais frias do que as do oceano adjacente, como proposto por Rodrigues *et al.* (2009, 2010). Um importante aporte terrígeno (revelado por elevada concentração de n-alcanos e n-alcan-1-óis, conteúdo em Fe, razão Fe/Ca, abundância de diatomáceas de água doce e fitólitos) é registado em VFX durante a transição *Younger Dryas* / Holocénico (~11,5 – 10,5 cal ka BP), e é acompanhado pelo decréscimo da taxa de sedimentação e da concentração de biomarcadores moleculares terrestres na sondagem do prodelta, sugerindo que a rápida subida do nível do mar terá favorecido a retenção dos sedimentos transportados pelo rio no interior do estuário. Entre ~11,5 – 4 cal ka BP, a presença de diatomáceas marinhas e/ou com afinidades salobras e alquenonas C₃₇ marcam a existência de ambientes marinhos a salobros, e confirmam as reconstruções paleoambientais realizadas por Vis *et al.* (2008, 2009). Um aumento cíclico

da produtividade local é evidenciado pela ocorrência de máximos relativos na abundância do total de diatomáceas, concentração do total de C_{37} alquenonas e conteúdo em C_{org} entre ca. de 11,5 – 4,5 cal ka BP, e pode ser uma resposta ao aporte de nutrientes relacionado com o afloramento costeiro e/ou descarga fluvial.

Em VFX detectam-se episódios que mostram variações subtis no registo da SST (ca. de 1 – 2 °C), reflectindo valores mínimos a ca. de 11,3 – 11,1; 10,5 – 10; 7,8; 6,6; 5,8; 5; 4,5 e 1,4 – 0,8 cal ka BP. A idade estimada destes episódios coincide com os eventos frios detectados no Atlântico Norte (eventos de Bond – Bond *et al.*, 2007) e no prodelta do Tejo (Rodrigues *et al.*, 2009). Incrementos nos marcadores de aporte terrígeno, sugerem maior descarga fluvial e são detectados a ~10,5; 8,3; 7,7; 6,7; 6,4; 5,9; 5,4 e 4,9 cal ka BP. Da comparação dos mínimos de SST com os máximos dos marcadores de aporte terrígeno, verifica-se que cinco dos eventos são coincidentes: 10,5; 7,8 – 7,7; 6,7 – 6,6; 5,9 – 5,8 e 5- 4,5 cal ka BP, correspondem a períodos frios e húmidos e são síncronos a eventos de cheias e/ou maior actividade fluvial detectados no rio Tejo e na Península Ibérica (Vis *et al.*, 2010 b, Benito *et al.*, 2003b, Benito *et al.*, 2008).

Ainda que seja necessário aumentar a resolução temporal e melhorar o modelo de idades, por forma a melhor compreender este registo estuarino, a dinâmica hidro-sedimentar, particularmente a transgressão holocénica, parece ser um factor importante no controlo da produtividade local e do aporte terrígeno registados neste local. Ainda assim, o registo sedimentar de VFX pode facultar informação acerca das variações climáticas ocorridas na Península Ibérica e pode contribuir para um melhor conhecimento das interações entre o Atlântico Norte e o Mediterrâneo.

Palavras – Chave: Aporte terrígeno; Estuário do Rio Tejo; Holocénico; Produtividade; Temperatura da água do mar; Variações paleoambientais e paleoclimáticas.

ABSTRACT

Estuaries constitute the frontier between terrestrial, fluvial and marine environments, representing areas of high biological productivity that are particularly sensitive to global, regional and local environmental and climatic changes. The Tagus River is the longest river of the Iberian Peninsula and has a catchment area of 80 629 km².

In order to understand the interactions between the Tagus system (land-river) and the ocean we have studied a 52,76 m long core collected at the upper Tagus estuary off Vila Franca de Xira (VFX - 38°56'24''N; 8°56'19''W, 2 meters elevation). The age model for this core was based on 6 AMS ¹⁴C dates and covers the last 14 calendar (cal) kyr BP (1 kyr = 1000 yr). Sea surface temperature (SST), marine/estuarine productivity and river input has been reconstructed with a high resolution, multi-proxy study that includes: diatoms, phytoliths, C₃₇ alkenones, higher plant C₂₃ – C₃₃ *n*-alkanes and C₂₀ – C₃₀ *n*-alkan-1-ols, Fe, Ti and Ca content derived from XRF analysis, Organic Carbon (C_{org}) and CaCO₃ content and grainsize analysis.

Although discontinuous, the SST record shows a decreasing trend from Early to Late Holocene, as in the the Tagus prodelta SST record of Rodrigues *et al.* (2009). The lower SST values indicates that the river waters are colder than the coastal ocean. Important terrigenous input (revealed by higher content of terrestrial lipid biomarkers, Fe and Ti content, fresh water diatoms and phytoliths) is recorded during the Younger Dryas/Holocene transition (~11,5 – 10,5 cal kyr BP) as sea level rise allows sediment accumulation inside the estuary. Diatom (marine and brackish genera) and C₃₇ alkenones appear between ca. 11.5 – 4 cal kyr BP supporting the existence of a marine to brackish water environment, as suggested by the previously suggested by Vis *et al.* (2008, 2009). During this time interval, relative maxima in diatoms, C₃₇ alkenones and C_{org} show a cyclic increase in local productivity that can be explained as being a response to coastal water inflow and/or fluvial supply of nutrients.

Episodes of subtle cooling (1-2 ° C) are recorded at ~ 11.3 – 11.1, 10.5 – 10, 7.8, 6.6, 5.8, 5, 4.5 and 1.4 – 0.8 cal ka BP. The estimated age for these episodes coincide with the equivalent events recorded in the North Atlantic (Bond *et al.*, 1997) and in the Tagus prodelta (Rodrigues *et al.*, 2009). Higher terrigenous input episodes are recorded at ~10.5, 8.3, 7.7, 6.7, 6.4, 5.9, 5.4 and 4.9 cal ka BP, and could be related to flood events and/or periods of major fluvial activity. When comparing the SST minima with the markers of enhanced river discharge recorded at this site, five of these events are synchronous: 10.5, 7.8 - 7.7, 6.7 - 6.6, 5.9 - 5.8 and 5 - 4.5 cal ka BP, corresponding to cold, wet periods and coinciding with the flood events and/or increased fluvial activity detected in

the Tagus river and in the Iberian Peninsula (Vis *et al.*, b 2010, Benito *et al.*, 2003b, Benito *et al.*, 2008).

Although higher resolution and a more accurate age model are needed to improve the understanding of this estuarine record, the hydro-sedimentary dynamics, particularly during the Holocene transgression, appears to be controlling the terrigenous input and the local productivity recorded at this site. Still, this sedimentary record provides information on past climate changes occurred in the Iberian Peninsula and contributes to a better understanding of the interactions between the North Atlantic and the Mediterranean.

Key Words: fluvial input; Holocene; paleoclimatic and paleoenvironmental changes; productivity; sea surface temperature; Tagus river estuary.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho apenas foi possível graças à colaboração de várias pessoas e entidades, as quais gostaria de expressar os meus agradecimentos:

Em primeiro lugar, à Professora Doutora Fátima Abrantes, minha orientadora, por me ter acolhido na Unidade de Geologia Marinha (UGM) do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) e me ter introduzido ao universo da Paleoceanografia e Paleoclimatologia. Agradeço o seu grande entusiasmo pela ciência e todo o apoio facultado durante a realização deste trabalho, muito beneficiado pelas suas inúmeras correções e sugestões científicas. Graças a ela redescobri o meu gosto pela Paleontologia, mas desta vez em escalas inimagináveis para mim... do micro ao molecular! Por tudo o apoio e incentivo prestado ao longo destes três anos, o meu grande bem-haja!

À Doutora Teresa Rodrigues, por me ter introduzido à “caixinha de ferramentas” dos biomarcadores moleculares e por ter pacientemente compartilhado comigo a sua experiência científica. Agradeço-te também todas as discussões científicas e as palavras de incentivo.

A very special thanks to Dr. Antje Voelker for her friendship, personal and scientific support as well as relevant suggestions witch grateful improved this work.

À Sr.^a D. Apolónia Inês agradeço a sua preciosa e imprescindível ajuda na preparação das amostras para análise de microfósseis siliciosos. Quero igualmente expressar o meu especial agradecimento pela dedicação ao seu trabalho mas principalmente pela amizade com que nos prenda diariamente.

À Sandra Lemos do Laboratório de Biogeoquímica, à Sandra Mateus, Warley Soares e Cheila Figueiredo do Laboratório de Sedimentologia e Micropaleontologia da UGM - LNEG, I.P. quero agradecer a agradável camaradagem e a indispensável ajuda prestada nos diversos procedimentos laboratoriais.

À Engenheira Cremilde Monteiro e ao Daniel Ferreira do Laboratório de Sedimentologia e Micropaleontologia pelas análises de química elementar.

À Doutora Emília Salgueiro, Doutora Cristina Lopes e Doutora Filipa Naughton pelos conhecimentos que partilharam comigo, pelas palavras de incentivo e pelo vosso entusiasmo pela ciência.

A todos os colegas da Unidade de Geologia Marinha, em especial às colegas da Sala dos Microscópios, que me apoiaram na realização deste trabalho, quer através das vossas sugestões e contributos científicos quer através do vosso incentivo. A todos vocês o meu sincero agradecimento.

Ao Doutor Lourenço Ribeiro do Instituto de Oceanografia, FCUL pelas “sugestões taxonómicas”.

I am grateful to Dr. Thomas Richter and Reineke Gilles for the help with XRF measurements and their support during my short staying at NIOZ, Netherlands.

Por fim, agradeço à minha família e aos meus amigos pelo apoio fundamental que me prestaram:

À Délite e ao Joaquim, meus Pais e grandes Amigos, a quem dedico este trabalho, agradecendo o enorme carinho e empenho que sempre dedicaram aos filhos e netos. A sua jovialidade, abertura de espírito e dinamismo tornaram, ano após ano, a nossa amizade no maior tesouro que guardo comigo. Agradeço também ao Alexandre Dinis e à Lúcia pelo carinho e apoio demonstrado ao longo da minha vida.

Ao João Camões e à Suzete pelo apoio prestado com as “formatações informáticas”.

Por fim, aos meus Amigos e às minhas Amigas, em especial à malta do Kuarenta, por acreditarem que um outro mundo é possível e pela delicadeza com que perguntaram ao longo destes longos meses “Então essa tese, pá?!”

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. MOTIVAÇÃO E OBJECTIVOS.....	1
1.2. VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO – OS EVENTOS CLIMÁTICOS MAIS RECENTES.....	3
1.3. COMO ESTUDAR AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS E AMBIENTAIS DO PASSADO?.....	5
1.3.1. O registo sedimentar como fonte de informação das condições paleoambientais e paleoclimáticos e os indicadores utilizados no seu estudo.	5
1.3.2. A aplicação das diatomáceas e dos biomarcadores moleculares em estudos paleoambientais e paleoclimáticos.....	6
2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA EM ESTUDO	12
2.1. O RIO TEJO E A SUA BACIA HIDROGRÁFICA	12
2.2. A BACIA CENOZÓICA DO BAIXO TEJO (BCBT).....	14
2.2.1. Enquadramento tectónico	14
2.2.2. Enquadramento geológico	14
2.2.3. As variações globais do nível do mar e a evolução Pleisto Holocénica no VBT	16
2.3. CLIMA.....	18
2.4. CARACTERIZAÇÃO (FÍSICA E HIDRODINÂMICA) DO ESTUÁRIO DO RIO TEJO	20
2.5. PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA, MICROFITOBENTOS E DINÂMICA DAS COMUNIDADES FITOPLÂNCTONICAS NO ESTUÁRIO DO TEJO E NA ÁREA COSTEIRA ADJACENTE	23
2.5.1. A PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA NO ESTUÁRIO DO TEJO.....	24
2.5.2. O FITOPLÂNCTON E OS MICROFITOBENTOS NO ESTUÁRIO DO TEJO	25
2.5.3. FITOPLÂNCTON NA COSTA ADJACENTE AO ESTUÁRIO DO TEJO	27
3. MATERIAIS E MÉTODOS	29
3.1. MATERIAL.....	29
3.1.1. Perfil sedimentológico e caracterização das unidades de fácies sedimentares da sondagem VFX	29
3.1.2. Amostragem e plano de amostragem	30
3.2. MÉTODOS.....	33
3.2.1. Análise granulométrica	33
3.2.2. Análise de microfósseis siliciosos	35
3.2.3. Análise química elementar.....	38
3.2.4. Análise elementar por fluorescência de raio – X (XRF).....	39
3.2.5. Método analítico para determinação de biomarcadores moleculares (C ₃₇ alquenonas e n-alcanos) em sedimentos	41
4. CRONOLOGIA	45
5. RESULTADOS	49
5.1. CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA DA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX.....	49
5.2. REGISTO DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL E CARBONATO DE CÁLCIO NA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX.....	52
5.3. REGISTO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS FE, CA E TI (OBTIDOS POR XRF) NA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX	53
5.4. ANÁLISE DE BIOMARCADORES MOLECULARES (C ₃₇ ALQUENONAS, N-ALCANOS C ₂₃ – C ₃₃ E N-ALCAN-1-OIS C ₂₀ – C ₃₀)	56
5.4.1. O registo das concentrações de n-alcanos C ₂₃ – C ₃₃ , n-alcan-1-óis C ₂₀ – C ₃₀ e C ₃₇ alquenonas	56

5.4.2.	A determinação da temperatura da superfície do mar (SST)	59
5.5.	ANÁLISE DO REGISTO DE MICROFÓSSEIS SILICIOSOS (DIATOMÁCEAS E FITÓLITOS) NA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX	60
6.	DISCUSSÃO	73
6.1.	A TRANSGRESSÃO HOLOCÉNICA E AS VARIAÇÕES NOS PADRÕES DE SEDIMENTAÇÃO NO VALE DO BAIXO TEJO.....	74
6.2.	AS CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PALEOCLIMÁTICAS NO VALE DO BAIXO TEJO NOS ÚLTIMOS ~14CAL KA BP: APLICAÇÃO DE UM ESTUDO “MULTI-PROXY”	78
6.2.1.	O registo da temperatura	78
6.2.2.	O registo de produtividade marinha/estuarina e a influência da transgressão holocénica.	81
6.2.3.	O registo do aporte terrígeno	90
7.	CONCLUSÕES	97
8.	TRABALHO FUTURO	100
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1

Tabela A 1: Grupos taxonómicos de fitoplâncton dominantes no estuário do Tejo.

Tabela A 2: Descrição das unidades de fácies sedimentares (UFS) presentes na sondagem de VFX (adaptado de Vis *et al.* (2008, 2009)).

ANEXO 2

Metodologias laboratoriais

Procedimento 1: Metodologia utilizada na preparação dos sedimentos para análise granulométrica (adaptação da metodologia praticada no LSM da UGM – LNEG, I.P.).

Procedimento 2: O procedimento laboratorial utilizado para o tratamento de sedimentos para análise de microfósseis siliciosos.

Procedimento 3: Método analítico para determinação de biomarcadores moleculares (C₃₇ alquenonas e *n*-alcanos) em sedimentos.

ANEXO 3

Tabela A 3: Dados de análise textural da sondagem de VFX.

Tabela A 4: Dados de química elementar da sondagem de VFX.

Tabela A 5: Concentração de Ca, Fe e Ti (cps) obtida por XRF na sondagem de VFX.

Tabela A 6: Abundância de diatomáceas (valvas/g) na sondagem de VFX.

Tabela A 7: Registo de biomarcadores moleculares na sondagem de VFX.

Tabela A8: Diatomáceas identificadas na sondagem de VFX.

LISTA DE ABREVIATURAS

BA = Bølling-Allerød

Cal anos BP = anos calendário antes do Presente

C_{inorg} = Carbono inorgânico

cm = centímetros

C_{org} = Carbono orgânico

HE1 = Heinrich event 1

ka = mil anos

m = metros

Ma = Millhões de anos

ml/min = mililitros por minuto

n.m.m. = nível médio do mar

ng/g = nanograma por grama (de sedimento)

ng/g C_{org} - nanograma por grama de C_{org}

°C - Graus centígrados

ppm = partes por milhão

SST = Sea Surface Temperature (Temperatura da superfície da água do mar)

T = temperatura

UMG = Último Máximo Glaciar

VFX = Vila Franca de Xira

XRF = fluorescência de raio - X (X-Ray fluorescence)

YD = *Younger Dryas*

1. INTRODUÇÃO

1.1. MOTIVAÇÃO E OBJECTIVOS

Atendendo à sua influência directa no meio ambiente e, conseqüentemente, na Sociedade, a variabilidade climática tem sido exaustivamente estudada nas últimas décadas (e.g. Denton e Karlén, 1973, Mayewski *et al.*, 2004 e referências citadas, Alley e Clark, 1999, Labeyrie *et al.*, 2003, Stocker, 1999). Estes estudos paleoclimáticos evidenciam que o sistema climático, composto pelos subsistemas hidrosfera – atmosfera – criosfera – biosfera interagem entre si de uma forma complexa que tende a reajustar-se de cada vez que um deles sofre alterações. A multiplicidade de interações e tempos de reacção dos vários componentes do sistema climático bem como as rápidas variações que esses processos podem sofrer encontram-se registados nos sedimentos marinhos, estuarinos e lacustres assim como nos gelos acumulados quer nas calotes glaciares das regiões polares, quer em glaciares de montanha.

As alterações climáticas constituem uma crescente preocupação política e social, uma vez que os eventos climáticos extremos (e.g. ondas de calor, vagas de frio, cheias, secas, furacões) e a possível subida do nível médio do mar constituem uma ameaça à segurança, alimentação, saúde e economia da população. O estudo da variabilidade climática sofrida ao longo do passado geológico registado nos sedimentos dos fundos oceânicos (± 125 Ma), onde a resposta aos forçamentos naturais do clima (e.g. actividade solar, posição da Terra relativamente ao Sol, concentração de CO₂, albedo, circulação termohalina, etc.) pode ser observado a diferentes escalas temporais, constitui um importante contributo para a compreensão das actuais (e futuras) alterações climáticas. Muitas destas variações climáticas evidenciam reorganizações sofridas a escalas temporais suficientemente curtas e abruptas para provocar impactos perceptíveis à escala de uma vida humana (e.g. Knight, 2006). A importância dos estudos paleoclimáticos ressalta também do facto de apenas assim se poder distinguir e compreender o efeito das actividades antropogénicas (e.g. desflorestação, emissão de gases com efeito de estufa, etc.) na variabilidade climática natural que se sabe ter ocorrido ao longo do tempo geológico, e da produção de dados paleoclimáticos essenciais à modelação e melhor compreensão das previsíveis alterações climáticas futuras. De facto, não é possível prever o clima futuro sem conhecer a sua variabilidade no passado e compreender as suas causas. Para se perspectivar uma visão global da resposta aos agentes forçadores do clima e conseqüente interacção entre os diferentes

componentes do sistema climático (hidrosfera – atmosfera – criosfera – biosfera), os estudos paleoclimáticos e paleoambientais de carácter regional e local constituem “peças chave” para a compreensão dos mecanismos que possibilitam a propagação ou atenuação de determinados sinais climáticos.

Vários têm sido os trabalhos de reconstrução das condições paleoclimáticas e paleoambientais realizados para a margem Ibérica (e.g. Abrantes, 1988a, 1991a, Turon *et al.*, 2003, de Abreu *et al.*, 2003, Naughton *et al.*, 2007b, Martrat *et al.*, 2007, Eynaud *et al.*, 2009, Voelker *et al.*, 2009, Salgueiro *et al.*, 2010) e, em particular, na plataforma interior da região designada por prodelta do rio Tejo (e.g. Abrantes *et al.*, 2005a, Lebreiro *et al.*, 2006, Gil *et al.*, 2006, Rodrigues, 2003, Rodrigues *et al.*, 2009, 2010). A reconstrução das condições paleoclimáticas a partir de registos de sistemas costeiros como estuários ou lagunas têm merecido menos atenção. No entanto, uma revisão bibliográfica aprofundada mostra um grande número de estudos, principalmente paleoambientais, quer no Vale do Baixo Tejo (Vis *et al.*, 2008, 2009, 2010 a,b, Vis, 2009, Van der Schriek *et al.*, 2007 a,b, 2008, Azevêdo *et al.*, 2006, 2007; Azevêdo e Gonçalves, 2009), no estuário do Guadiana (Boski *et al.*, 2002, 2008, Fletcher *et al.*, 2007, González-Vila *et al.*, 2003), estuários da costa Sul portuguesa (Schneider *et al.*, 2010), estuário do Douro (Drago *et al.* 2004, Naughton *et al.*, 2007a), estuário do Sado (Moreira, 1992, Psuty e Moreira, 2000, Brito, 2009) e ainda em sistemas lagunares (e.g. Bao *et al.*, 1999, Ferreira *et al.*, 2010, Freitas *et al.*, 2003, Dinis *et al.*, 2006, Santos e Sánchez-Goñi, 2003).

Os estuários são ambientes costeiros que frequentemente preservam espessas sequências sedimentares holocénicas, possibilitando a investigação do clima do passado e variações do nível do mar tanto em termos locais e regionais como globais (Lamb *et al.*, 2006). Como são sistemas deposicionais localizados nas zonas de interacção entre os rios e o oceano, constituem arquivos sensíveis quer às influências terrestres como às influências marinhas. São zonas de elevada produtividade biológica e qualquer alteração das características físico-químicas da água ou da circulação têm repercussão nas suas flora e fauna.

O Tejo é o rio mais longo da Península Ibérica e o seu estuário contém sequências sedimentares com ca. de 50 m, cuja deposição se iniciou no fim da última deglaciação e decorreu por todo o período Holocénico, o nosso interglaciar. Vários autores investigaram as variações ambientais que se verificaram no Vale do Baixo Tejo (Vis *et al.*, 2008, 2009, 2010 b, Van der Schriek *et al.*, 2007 a,b, 2008, Azevêdo *et al.*, 2006, 2007; Azevêdo e Gonçalves, 2009), contudo, exceptuando os trabalhos de Vis *et al.* (2010a) e Vis (2009), são raros os trabalhos que integram informação proveniente de registos terrestres e marinhos. Este trabalho tem por objectivo contribuir para um melhor

conhecimento da interacção entre o sistema fluvial do Tejo (terra – rio) e o oceano, bem como a influência nesse sistema das oscilações climáticas globais que ocorreram ao longo dos últimos ~ 14 000 cal anos BP (anos calendário antes do Presente, BP = antes de 1950), em particular das variações do nível do mar. Para reconstruir as condições paleoambientais e paleoclimáticas no Vale do Baixo Tejo, realizou-se um estudo de elevada resolução temporal (decadal a secular), com base em diferentes indicadores ambientais e climáticos, numa sondagem recolhida, no estuário superior, junto a Vila Franca de Xira (VFX). Os resultados obtidos foram comparados com os estudos paleoclimáticos realizados no prodelta do rio Tejo (Rodrigues *et al.*, 2009, 2010), para melhor compreender as interacções continente – oceano assim como as suas relações com as condições climáticas do Atlântico Norte. As propriedades, características e processos reconstruídos bem como os indicadores utilizados foram: (1) determinação da temperatura da superfície da água do mar a partir do índice U_{37}^k (estabelecido a partir do grau de insaturação das alquenonas C_{37}), (2) reconstrução da paleoprodutividade marinha/estuarina a partir da análise de alquenonas C_{37} , diatomáceas, C_{org} , $CaCO_3$ e Ca elementar determinado por XRF presentes na sequência sedimentar, (3) reconstrução do aporte terrígeno proveniente do continente a partir da análise de n-alcanos ($C_{23} - C_{33}$) e n-álcoois ($C_{20} - C_{30}$) produzidos por plantas terrestres, diatomáceas de água doce, fitólitos, Fe e Ti elementares determinados por XRF, razão Fe/Ca e dados granulométricos, (4) estudo das variações na concentração de biomarcadores moleculares [alquenonas C_{37} , n-alcanos ($C_{23} - C_{33}$) e n-alcan-1-óis ($C_{20} - C_{30}$)] presentes nos sedimentos ao longo do registo sedimentar, (5) conhecimento da composição das associações de diatomáceas preservadas nos sedimentos de modo a verificar a sua variabilidade em termos de abundância e ecologia ao longo da sequência sedimentar.

1.2. VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO – OS EVENTOS CLIMÁTICOS MAIS RECENTES

A deglaciação

O clima da Terra tem variado ao longo do tempo geológico, oscilando entre períodos frios (designados por glaciares) e outros mais amenos (interglaciares). O Último Máximo Glacial (UMG) ocorreu há 19 – 23 ka (1 ka = 1000 anos) BP e caracterizou-se pelo máximo global de extensão do volume do gelo e por mínimos do nível médio do mar (n.m.m.) (Mix *et al.*, 2001). O início da última deglaciação, há cerca de 19 a 20 ka BP, foi induzido pelo aumento na insolação de Verão nas altas latitudes (Northern Summer Insolation) e despoletou uma abrupta subida do n.m.m. (Clark *et al.*, 2009). Esta transição entre o último período glacial e o actual interglacial (LGIT – Last Glacial – Interglacial

Transition) é marcada por um conjunto de oscilações climáticas abruptas. No Hemisfério Norte, depois de um período muito frio, caracterizado por condições mais frias e áridas que o UMG (e.g. Cacho *et al.*, 2010 e referências citadas, Eynaud *et al.*, 2009 e referências citadas), designado por evento de Heinrich 1 (HE1 - Heinrich event 1) no oceano (detectado entre 14,85 – 17,84 cal ka BP na margem Ibérica – ver Eynaud *et al.*, 2009) e por Oldest Dryas no continente, segue-se um período quente (Bølling-Allerød – BA, que ocorre a ~13 – 15 cal ka BP) e novamente um período frio (*Younger Dryas* (YD) ou Dryas recente - e.g. Naughton *et al.*, 2007 b, Naughton, 2007 e referências citadas).

O *Younger Dryas* (YD), um episódio frio com duração milenar ocorrido há 12,9 – 11,7 ka BP (Broecker *et al.*, 2010), detecta-se em diversos registos marinhos e continentais à escala global. Apesar de estar associado a um período de insolação máxima no Hemisfério Norte, este evento interrompeu o aquecimento associado à última deglaciação e provocou condições semi-glaciais. Na Margem Ibérica, o YD está associado à instalação de condições subpolares e consequente diminuição da temperatura da água do mar (e.g. Baas *et al.*, 1997, Eynaud *et al.*, 2009, Rodrigues *et al.*, 2010), e à contracção da área de distribuição da floresta temperada no continente adjacente (e.g. Naughton *et al.*, 2007b).

O Holocénico

O actual interglaciário, designado por Holocénico (últimos 11,7 cal. ka BP – Walker *et al.*, 2009), tem sido classicamente considerado como um período climático relativamente estável. Contudo, recentemente, vários registos sedimentares marinhos, continentais e de gelo, revelaram uma variabilidade climática sub-orbital de carácter global, ainda que caracterizados por uma marcada influência regional (e.g. Mayewski *et al.*, 2004), que se sobrepõem a uma variação de longo termo caracterizada por uma diminuição gradual da temperatura da superfície do oceano desde o Holocénico Ótimo até ao Presente, que acompanha um decréscimo da insolação (e.g. Marchal *et al.*, 2002), e que é também detectada na margem Ibérica (e.g. Rodrigues *et al.*, 2009, Rodrigues, 2003).

O evento 8,2 ka é um dos eventos holocénicos com maior proeminência no registo de gelo GISP2 (Gronelândia - Alley *et al.*, 1997) e é perceptível em diversos registos climáticos como um episódio frio e/ou seco (e.g. Alley e Agustsdottir, 2005, Mayewski *et al.*, 2004). Na margem Ibérica, este evento está bem marcado no registo da temperatura da água do mar no prodelta do Tejo (Rodrigues *et al.*, 2009) e, por exemplo, no mar de Alboran (Cacho *et al.*, 2001).

Outras oscilações climáticas ocorreram durante o Holocénico e foram perceptíveis na Península Ibérica, incluindo o fim do Período Húmido Africano a 5,5 ka (deMenocal *et al.*, 2000), coincidente com a instalação de condições de maior aridez, principalmente no Sul da Península (*e.g.* Cacho *et al.*, 2010 e referências citadas), e, mais recentemente, o Período Quente Medieval e a Pequena Idade do Gelo (período frio). No prodelta do Tejo, estes períodos indicam aumento da intensidade do afloramento costeiro e da precipitação, respectivamente (Abrantes *et al.*, 2005 a, Lebreiro *et al.*, 2006).

1.3.COMO ESTUDAR AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS E AMBIENTAIS DO PASSADO?

1.3.1. O registo sedimentar como fonte de informação das condições paleoambientais e paleoclimáticas e os indicadores utilizados no seu estudo.

Os sedimentos recuperados do fundo dos oceanos, lagos ou estuários documentam as variações ambientais e climáticas ocorridas na região onde os materiais se depositaram. Esta informação é passível de ser estudada utilizando indicadores (proxies) ou marcadores (tracers) das condições ambientais e/ou climáticas que pretendemos reconstruir como, por exemplo, temperatura da água, salinidade, produtividade biológica, conteúdo em nutrientes, conteúdo em O₂, volume global do gelo, descarga fluvial, direcção do vento, etc. Deste modo, no estudo de registos paleoclimáticos e paleoambientais, um indicador é definido como uma propriedade mensurável que pode ser relacionada, com uma determinada incerteza e através do tratamento matemático ou estatístico, a uma ou à combinação de factores ambientais de natureza física, química ou biológica. Neste trabalho, por exemplo, o índice U_{37}^K é utilizado como indicador da temperatura da água do mar. Os marcadores referem-se a entidades relacionados com determinados processos ou condições ambientais que nos facultam informação quantitativa ou qualitativa sobre esses processos ou condições (Hillaire-Marcel e de Vernal, 2007). Os marcadores incluem (1) propriedades físicas dos sedimentos (granulometria, mineralogia, densidade e propriedades magnéticas), (2) entidades biológicas preservadas nos sedimentos (*e.g.* diatomáceas, pólenes, foraminíferos, dinocistos) e compostos orgânicos (*e.g.* Carbono orgânico, biomarcadores moleculares), e (3) propriedades geoquímicas e isotópicas de material detrítico e biogénico (*e.g.* isótopos de Oxigénio e Carbono em carapaças de foraminíferos). Contudo, dada a complexidade dos sistemas naturais e as limitações associadas a cada um dos diferentes indicadores e/ou marcadores, por forma a tornar mais fiáveis as reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas, é necessário utilizar vários indicadores ou marcadores das condições ou processos que pretendemos reconstruir.

1.3.2. A Aplicação das diatomáceas e dos biomarcadores moleculares em estudos paleoambientais e paleoclimáticos

Os estudos que conciliam diferentes indicadores e/ou marcadores são valiosas ferramentas na reconstrução das condições paleoambientais e paleoclimáticas, especialmente quando integram informação acerca dos ambientes marinhos e terrestres. Neste trabalho utilizaram-se as diatomáceas como marcadores das condições ambientais, particularmente a salinidade e produtividade marinha e/ou estuarina. Os biomarcadores moleculares fornecem indicações acerca da temperatura (através do índice de insaturação das alquenonas C_{37}) e do aporte terrígeno (compostos orgânicos produzidos por plantas terrestres: n-alcenos e n-alcen-1-óis).

Diatomáceas

As diatomáceas são microalgas siliciosas (Classe Bacillariophyceae) que ocupam uma grande variedade de habitats (oceanos, estuários, rios, lagos, solos). São autotróficas, encontram-se restritas à zona fótica e podem ser indivíduos solitários ou associarem-se a outras células para formarem diferentes tipos de colónias (Figura 1.1, pp. 6). Existem formas bênticas e planctónicas e são, geralmente, consideradas fitoplâncton.

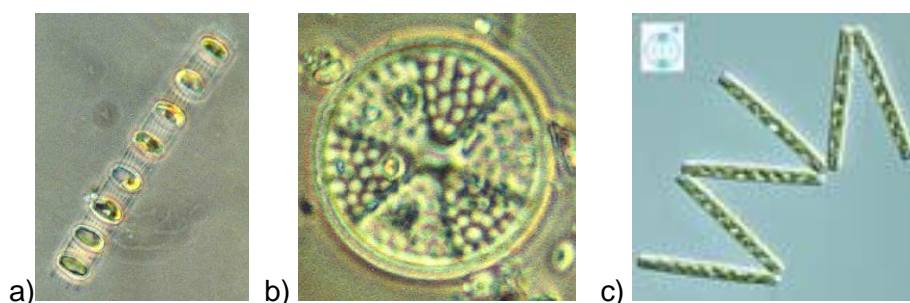


Figura 1.1 – As diatomáceas podem viver de forma solitária (células unicelulares) ou organizadas em colónias. A) Colónia em cadeia de células de *Skeletonema costatum* (Greville) Cleve. unidas por espinhos marginais (<http://www.dnr.state.md.us/bay/cblife/algae/diatom/>). B) Célula solitária de *Actinophthychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg. C). Cadeia em zigzag de células de *Thalassionema nitzschioides* Grunow. (<http://data.planktonnet.eu/>).

As diatomáceas são formalmente classificadas como pertencentes à Divisão Crysophyta, Classe Bacillariophyceae, subdividem-se em duas Ordens: as Cêntricas (actualmente designadas por Biddulphiales) e Pennales (actualmente designadas por Bacillariales) (<http://www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/diatom.html>; consultado em 30/08/2010) (Figura 1.2, pp. 7).

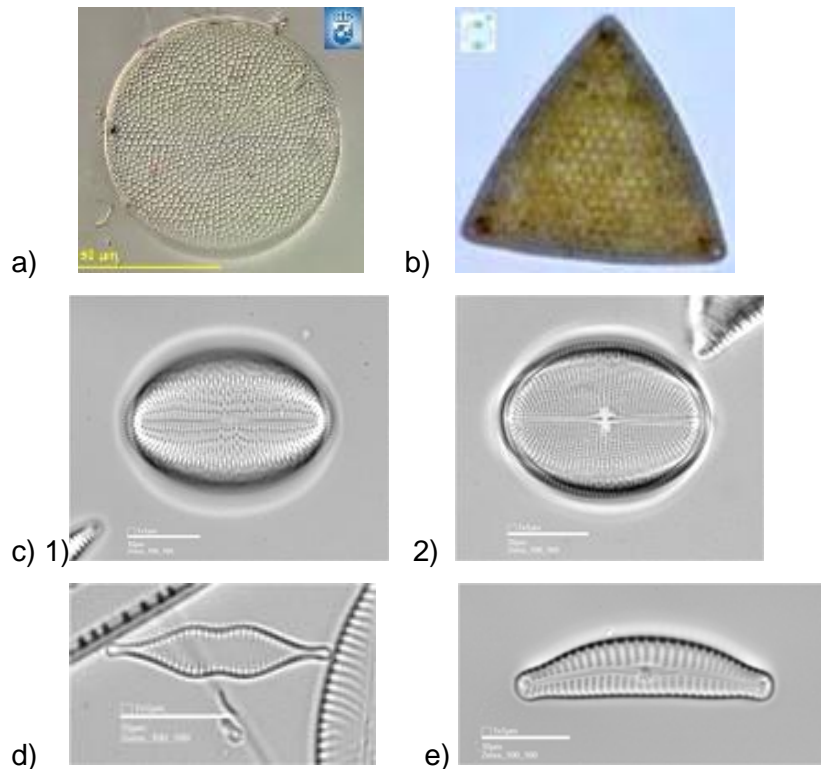


Figura 1.2 – As diatomáceas dividem-se em cêntricas e pennaes, podendo apresentar formas variadas. A ausência ou presença de rafe é uma característica distintiva utilizada na classificação taxonômica. a) *Coscinodiscus* sp.; b) *Triceratium* sp. (<http://data.planktonnet.eu/>; consultado em 30/04/2008); c) Monorrafídeas: *Cocconeis pediculus* (Ehrenberg), são apresentadas a valva sem rafe (valva – P) (c) 1) e valva com rafe (valva – R) (c) 2).; d) Arrafídeas: *Synedra binodis* (Ehrenberg) Chang e Steinberg; e) Birrafídeas: *Cymbella* sp. (<http://rbg-web2.rbge.org.uk/ADIAC/db/adiacdb.htm>; consultado em 30/04/2008).

As diatomáceas são microrganismos ubíquos e encontram-se preservadas em sedimentos marinhos desde o Jurássico inferior (Harwood e Gersonde, 1990), há cerca de 190 Ma.

A ocorrência em grande abundância e diversidade em diferentes meios aquáticos, associada à grande sensibilidade e rapidez com que respondem às variações no meio ambiente (temperatura, salinidade, quimismo e pH da água, entre outros), tornam as diatomáceas em poderosos marcadores de condições ambientais, climáticas e paleoceanográficas. Deste modo, e porque apresentam resistentes frústulas siliciosas que podem ficar preservadas nos sedimentos, é possível utilizar este grupo para realizar reconstruções paleoceanográficas e paleoclimáticas quer à escala tectónica (Ma) quer à escala orbital (ka) ou ainda à escala milenar e secular (e.g., 1991a,b, 2003, Abrantes *et al.*, 2005 a, Katsuki e Takahashi, 2005; Gil *et al.*, 2006, 2007, Barron e Bukry 2007). Em ambientes costeiros podem igualmente ser utilizadas como marcadores da salinidade, estratificação da coluna de água, produtividade, temperatura e nível médio do mar (e.g. Abrantes, 1988a, Abrantes e Sancetta, 1985, Abrantes e Moita, 1999, Bao *et al.*, 1999,

Ferreira *et al.*, 2010, Bernárdez *et al.*, 2008 a,b, 2010, van Soelen *et al.*, 2010, Denys e de Wolf, 1999, Huang *et al.*, 2009, Vos e de Wolf, 1993, Sawai, 2001).

Biomarcadores moleculares

Os compostos biogénicos, cuja presença pode fornecer uma evidência inequívoca da sua fonte bem como facultar informação acerca de condições ambientais e paleoceanográficas, são designados por marcadores biológicos, frequentemente abreviados como biomarcadores (Eglinton *et al.*, 1993). Estes fósseis biogeoquímicos são compostos específicos, na maioria lípidos, que podem ser associados ao organismo que o biossintetizou e que apresentam a estabilidade necessária para serem preservados ao longo do registo geológico (Killops e Killops, 2005). Além de reflectirem o tipo do organismo que os produziu, os biomarcadores presentes na fracção lipídica dos sedimentos reflectem também a origem dos processos biogeoquímicos envolvidos. Como os processos tafonómicos (i.e., o transporte e a preservação/degradação a que a matéria orgânica se encontra sujeita durante a sua “incorporação” no registo sedimentar) alteram o sinal primário dos biomarcadores, o valor das interpretações paleoambientais com base na análise da distribuição de marcadores depende não só do conhecimento da ecologia das espécies produtoras dos compostos em causa mas também do grau de preservação da matéria orgânica (Versteegh, 2008). Os compostos identificados em cada local podem variar relativamente à sua génese e podem ser de origem terrestre ou marinha, constituindo uma ferramenta eficaz para estudar a interacção continente-oceano (e.g. van Soelen *et al.*, 2010, Rodrigues *et al.*, 2009, 2010). Da grande multiplicidade de biomarcadores moleculares que podem ser utilizados como marcadores paleoclimáticos e ambientais, este trabalho aborda os *n*-alcanos de cadeia ímpar (23 a 31 átomos de Carbono) e os *n*-álcoois com número par de átomos de carbono (20 a 30 átomos de Carbono) de origem terrestre e as alquenonas (também designadas por alcanonas) de origem marinha.

Alquenonas

A termometria com base em alquenonas é uma ferramenta muito útil na compreensão e no conhecimento da evolução dos oceanos. As alquenonas são metil-etil-cetonas de 37 a 42 átomos de carbono, com duas, três e quatro insaturações (ligações duplas de Carbono) (Figura 1.3, pp. 9).

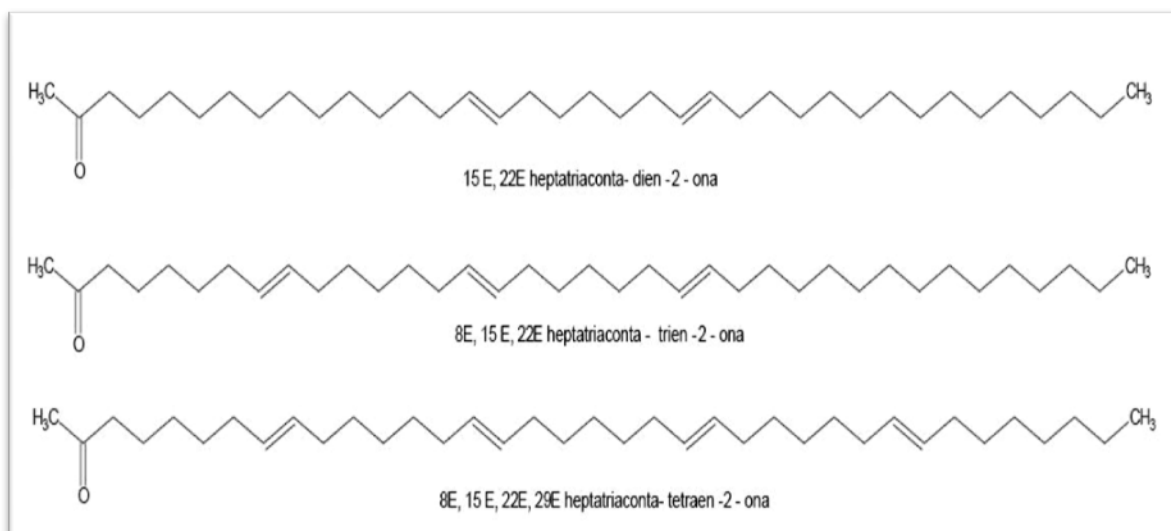


Figura 1.3 – Estrutura química das cetonas com 37 átomos de carbono com duas, três e quatro insaturações (di C_{37:2}; tri C_{37:3} e tetra C_{37:4} alquenonas).

Estes compostos têm sido largamente utilizados como indicadores paleoclimáticos em meios marinhos (e.g. Brassell *et al.*, 1986; Rosell – Melé *et al.*, 1994; Cacho *et al.*, 1999; Calvo *et al.*, 2001; Rodrigues *et al.*, 2009, 2010), embora tenham sido igualmente detectados em lagos (e.g. Toney *et al.*, 2010; Pearson *et al.*, 2008, Zink *et al.*, 2001) e meios aquáticos costeiros e salobros (e.g. Bendle *et al.*, 2009; Blanz *et al.*, 2005; Mercer *et al.*, 2005; Schulz *et al.*, 2000; Ficken e Farrimond, 1995). O índice U_{37}^K é um indicador da temperatura da superfície da água do mar. Este método foi originalmente desenvolvido usando as alquenonas di-, tri- e tetra-insaturadas (C_{37:2}, C_{37:3} e C_{37:4}), compostos produzidos por diferentes espécies da Classe Haptophyceae (também conhecida por Prymnesiophyceae), principalmente *Emiliania huxleyi* (Figura 1.4, pp. 10), mas também os genera *Gephyrocapsa*, *Chrysothila* e *Isochrysis* (Marlowe *et al.*, 1984, Brassell *et al.*, 1986). A relação original foi definida como $U_{37}^K = ([C_{37:2}] - [C_{37:4}]) / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}] + [C_{37:4}])$ (Brassell *et al.*, 1986), posteriormente modificado para $U_{37}^K = [C_{37:2}] / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}])$ (Prahl e Wakeham, 1987), uma vez que a alquenona C_{37:4} apresenta concentrações muito baixas em meio marinho e não é biossintetizada a partir de 8 ° C. Estudos laboratoriais realizados com culturas de algas permitiram relacionar linearmente os valores do índice U_{37}^K com os valores da temperatura de superfície da água do mar (T), compreendidos entre 8 e 25 ° C, através da equação $U_{37}^K = 0,034 (T) + 0,039$ (Prahl *et al.*, 1988). A aplicação em sedimentos superficiais mostra, do mesmo modo, a correspondência do índice de insaturação das alquenonas com a temperatura de superfície de água do mar nos vários oceanos. Müller *et al.* (1998) propuseram, após análise de diferentes calibrações realizados por diversos autores no Atlântico Norte, Pacífico Norte, mar da China e Índico, uma calibração global do índice U_{37}^K para

temperaturas que podem variar de 0 a 29°C. Esta calibração é válida para todos os oceanos compreendidos entre os 60°N e os 60°S e é definida pela equação $U^{K}_{37} = 0,033(T) + 0,044$.

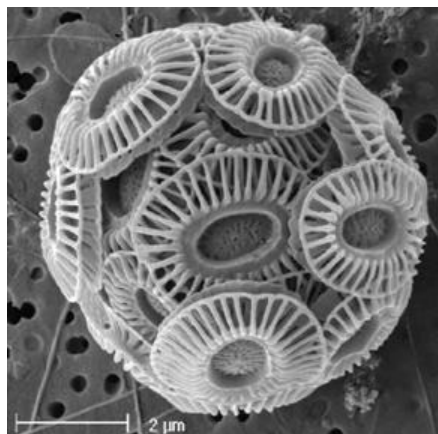


Figura 1.4 – Cocolitoforídeo *Emiliana huxleyi* (In *Emiliana huxleyi* Home Page : <http://www.soes.soton.ac.uk/staff/tt/>; consultado a 28/08/2010).

Um dos aspectos mais importantes a considerar na utilização do índice U^{K}_{37} como indicador paleoclimático é a sua robustez perante os processos de degradação, tanto de natureza microbiana como química, durante o transporte na coluna de água e deposição nos sedimentos. As alquenonas são mais resistentes à degradação que os restantes lípidos (Grimalt *et al.*, 2000). Vários estudos reportam pequenas ou nenhuma alterações no índice U^{K}_{37} como consequência da degradação das alquenonas C_{37} nos sedimentos e coluna de água. Contudo, estudos de natureza paleoclimática e paleoceanográfica não podem ser realizados sem atentar nos possíveis erros analíticos relacionados com a baixa concentração dos compostos presentes na amostra bem como a adsorção irreversível na coluna do cromatógrafo (Grimalt e Lopez, 2007). Outras limitações dos biomarcadores moleculares prendem-se com os processos tafonómicos e de degradação da matéria orgânica assim como processos de contaminação relacionados com a colheita e amostragem para análise de biomarcadores. Em regiões de afloramento costeiro e na influência de descarga fluvial, variações na salinidade e no conteúdo em nutrientes pode influenciar a biossíntese de alquenonas (Sachs *et al.*, 2000, Mercer *et al.*, 2005).

***N*-alcanos e *n*-álcoois**

Os *n*-alcanos e *n*-álcoois (também designados por *n*-alcanóis) de cadeia longa são compostos de baixa solubilidade em água e baixa volutilidade (para compostos com mais de 20 átomos de carbono), quimicamente inertes e resistentes à biodegradação, características que os tornam bons biomarcadores moleculares (Eglinton e Eglinton,

2008). Os *n*-alcanos e *n*-álcoois de origem terrestre encontram-se principalmente associados às cutículas das plantas vasculares (Eglinton e Hamilton, 1967), tornando-os bons marcadores do aporte terrígeno. Em ambientes costeiros, o transporte de material terrígeno deve-se, principalmente, à descarga fluvial e ao vento (e.g. Prah *et al.*, 1994, Rodrigues *et al.*, 2009, 2010, Rodrigues 2003, van Soelen *et al.*, 2010, Eglinton e Eglinto, 2008). Os *n*-alcanos sintetizados pelas plantas superiores podem apresentar 21 a 33 átomos de carbono. Entre estes alcanos predominam os de número ímpar de átomos de carbono, sobretudo o C₂₇, C₂₉ e C₃₁ (Brassell, 1993, Eglinton e Eglinton, 2008). Os *n*-álcoois, contrariamente aos *n*-alcanos, apresentam uma distribuição com predomínio do número par de átomos de carbono e os mais abundantes são C₂₂OH, C₂₄OH, C₂₆OH e o C₂₈OH (Rodrigues, 2009).

2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA EM ESTUDO

As características específicas da bacia hidrográfica drenada por um rio (e.g. geomorfologia, tipo e constituição mineralógica de rochas e solos, clima, vegetação) controlam o tipo e quantidade de sedimento transportado por este. Deste modo, apenas é possível compreender o registo sedimentar do estuário do rio Tejo tendo em conta o enquadramento geomorfológico, geológico e climático da sua bacia hidrográfica. Para além desses aspectos, neste capítulo aborda-se também a evolução paleoambiental da região do Baixo Tejo durante a transgressão holocénica, dando-se especial destaque à variação do nível do mar desde a última glaciação. Por fim, procede-se à caracterização do estuário do rio Tejo, no que respeita ao tipo de circulação e sua relação com a circulação costeira, salinidade e temperatura, produtividade primária e dinâmica das comunidades fitoplanctónicas.

2.1. O RIO TEJO E A SUA BACIA HIDROGRÁFICA

O Tejo é o rio mais longo da Península Ibérica (1 110 km) e drena uma superfície total de 80629 km², dos quais 24860 km² (31%) em Portugal (Azevêdo *et al.*, 2004; Bettencourt e Ramos, 2003). Nasce a ca. de 1 600 m de altitude, perto de Albarracín (E Espanha), e desagua no Oceano Atlântico, junto a Lisboa, numa margem continental passiva com plataforma continental estreita (<30 km) (Vis *et al.*, 2008; 2009). Caracterizado pela elevada variabilidade dos caudais anuais e sazonais, o rio Tejo apresenta caudais mensais e anuais médios que variam entre 30 – 2050 m³/s e 96 - 680 m³/s, respectivamente (Benito *et al.*, 2003a). Em situação de cheia, o caudal do rio é fortemente afectado, podendo atingir 12000 m³/s como sucedeu na grande cheia de 1979 (Vale, 1981).

Desde 1940, devido à construção de grandes barragens, quer em Portugal quer em Espanha, o regime natural do rio foi alterado resultando numa diminuição significativa do caudal. Em regime de descarga hídrica condicionado por barragens, o caudal médio do Tejo no estuário, junto à foz, é de ~400 m³/s (Bettencourt e Ramos, 2003), embora possa variar entre 100 e 1000 m³/s de acordo com a regulação do caudal em Espanha (Rodrigues, 2009).

A bacia hidrográfica do Tejo (BHT) (Figura 2.1, pp. 13) localiza-se entre 38 e 41° N e 1 e 10° W, e apresenta-se como um largo corredor no centro-oeste da Península, com orientação ENE-WSW, com aproximadamente 700 km de comprimento e uma largura média da ordem dos 120 km (INAG, 1999).

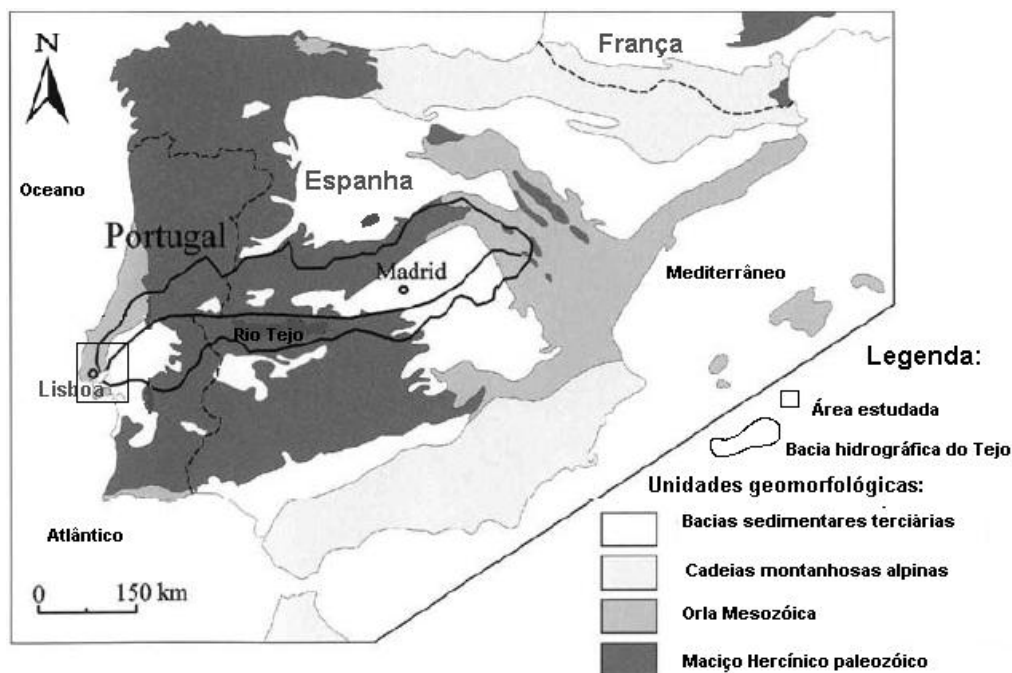


Figura 2.1 – Enquadramento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Tejo (adapt. de Ramos *et al.*, 2001).

Quer em Portugal como em Espanha, a margem norte da bacia, devido ao seu relevo montanhoso, contribui com os afluentes mais importantes e caudalosos, que beneficiam das maiores precipitações aí verificadas. Em Portugal, os principais afluentes são os rios Pônsul, Ocreza e Zêzere (~ 5 080 km²) na margem direita e o Soraia (~5 080 km²) na margem sul.

A forte dissimetria morfológica e climática da BHT, no território nacional, reflecte a presença na margem norte de um conjunto de estruturas geomorfológicas, designadamente a Cordilheira Central no Maciço Hercínico (granitos e xisto-grauvaques) da Zona Centro Ibérica e as pequenas cadeias montanhosas de natureza calcária (Aire e Candeeiros, Montejunto) da Orla Mesocenozóica. A margem sul apresenta relevo mais aplanado e é constituída por granitos e xistos do Maciço Hercínico Paleozóico, rochas pré-câmbricas (shales migmatíticos e granitos da Zona de Ossa Morena) e os sedimentos Miopliocénicos (arenitos, conglomerados e argilas com intercalações carbonatadas) da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (e.g. Zbyszewski, 1946; 1963; 1964; Zbyszewski *et al.*, 1968; Ramos *et al.*, 2001). A bacia do Tejo insere-se na Bacia Lusitânica e resultou da inversão tectónica ocorrida durante o Terciário, comportando uma sequência sedimentar siliciclástica com ~2 000 m de espessura máxima no depocentro, junto a Coruche (Vis *et al.*, 2009; 2008 e referências citadas; Van der Schriek *et al.*, 2007a; Carvalho *et al.*, 2006). A planície aluvial holocénica do Baixo Tejo apresenta ~85 km de extensão e 5 - 10 km de largura. A altitude varia entre ~22 m junto à Golegã (zona norte) e ~2m em Vila Franca de Xira, resultando num gradiente médio de ~24 cm/km (Vis *et al.*, 2009; 2008).

2.2. A BACIA CENOZÓICA DO BAIXO TEJO (BCBT)

2.2.1. Enquadramento tectónico

O rio Tejo desenvolve-se com orientação E-W desde a nascente até ao Entroncamento, onde abruptamente toma a direcção NNE-SSW (Figura 2.1, pp. 13), devido ao controlo tectónico exercido pelo sistema de falhas do Baixo Tejo. A região do Vale do Baixo Tejo (VBT) é tectonicamente activa como mostram os sismos históricos de 1531, 1755, 1909 e 1969 AD. Uma revisão bibliográfica dos trabalhos elaborados sobre a localização e actividade de falhas que ocorrem sobre ou em depósitos aluvionares holocénicos na região do VBT é apresentada por *Vis et al.* (2009, 2008), *Van der Schriek et al.* (2007a,b) e *Carvalho et al.* (2006). De acordo com *Van der Schriek et al.* (2007a), *Cabral e Ribeiro* (1989) e *Cabral* (1995), a partir do Pliocénico tardio verifica-se um soerguimento tectónico até 200 m acima do nível médio do mar (n.m.m.) de algumas partes da BCBT. Apenas as zonas abaixo do estuário interior actual não sofreram soerguimento. Este soerguimento terá resultado no desenvolvimento de uma escadaria tectónica composta por terraços fluviais pleistocénicos, localizados acima de ~100 m da planície aluvial holocénica na margem sul (*Vis et al.*, 2009, 2008). Apesar da elevada actividade tectónica, a taxa de soerguimento estimada para o VBT é relativamente baixa (0,05 – 0,10 mm/ano de acordo com *Cabral* (1995)) e não parece afectar significativamente a evolução do registo sedimentar na área em estudo. *Vis et al.* (2009, 2008) mostram que a curva de variação do n.m.m. ao longo dos últimos 12.000 anos BP (elaborada para a zona do VBT) é horizontal a partir dos 7.000 anos BP, sugerindo que a sequência sedimentar estuarina estudada não sofreu soerguimento ou subsidiência.

2.2.2. Enquadramento geológico

A geologia da BCBT, onde se localiza o estuário do rio Tejo, caracteriza-se pela predominância de sedimentos siliciclásticos terciários, rochas carbonatadas e vulcano-sedimentares (Figura 2.2, pp. 15).

O enquadramento geológico do estuário do Tejo inclui calcários e margas mesozóicos, basaltos e camadas piroclásticas do Complexo Vulcânico de Lisboa (Neo-Cretácico/ Paleogénico), silte e argilas (Argilas de Tomar), areias e carbonatos do complexo sedimentar estuarino do Miocénico, formações detríticas pliocénicas (Arenitos de Ulme e Conglomerados da Serra de Almeirim) localizadas quase exclusivamente na margem sul e parcialmente cobertas por formações quaternárias, que incluem terraços fluviais pleistocénicos assim como aluviões e depósitos de areias recentes (*Freire et al.*,

2007; Van der Schriek *et al.*, 2007a referindo Barbosa e Reis, 1989; Barbosa, 1995; Pais *et al.*, 2006).

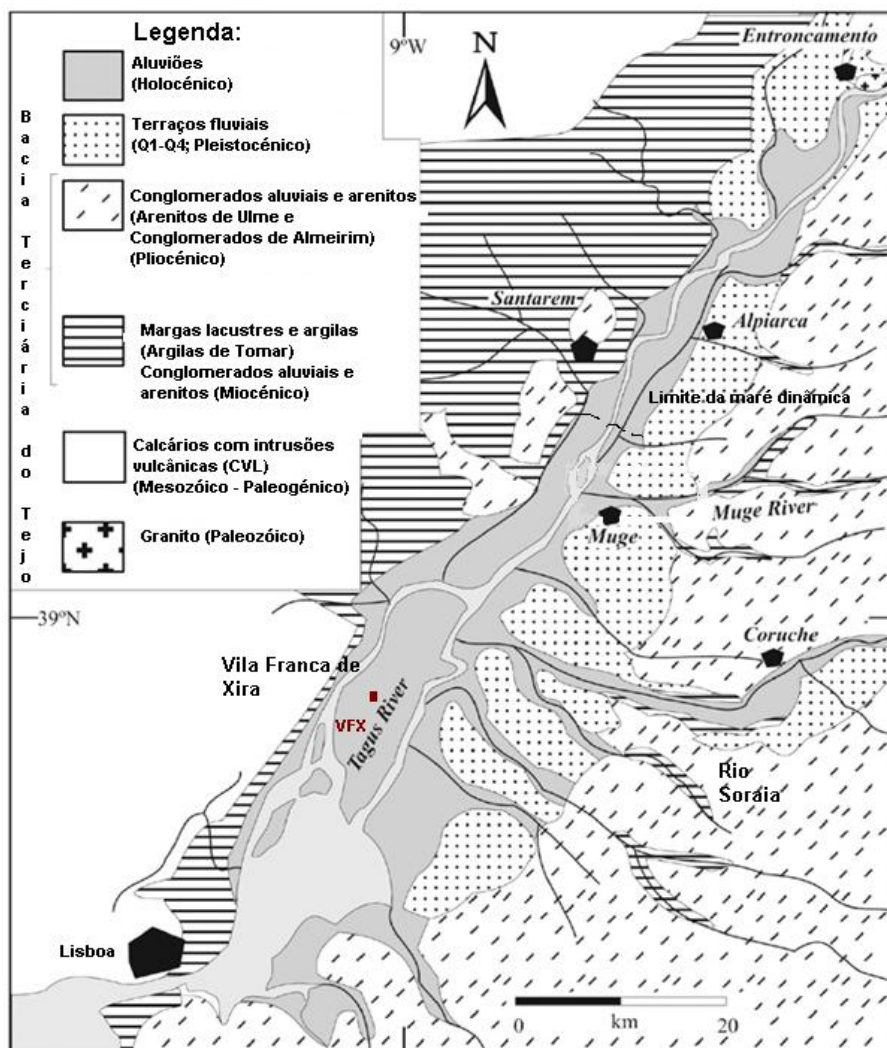


Figura 2.2 – Carta geológica simplificada da região do Vale do Baixo Tejo (Adapt. de Van der Schriek *et al.*, 2007a, Fig. 3). É indicada, pelo símbolo a castanho, a localização da sondagem estudada VFX (Mouchão dos Cães – Queijeria, 38°56'24" N; 8°56'19" W) assim como o limite da maré dinâmica no estuário do rio Tejo (linha tracejada a preto imediatamente a norte de Muge).

As escadarias de terraços fluviais registam eventos de incisão fluvial, alargamento do vale e possível agradação sedimentar, constituindo, nas áreas continentais, importantes arquivos da evolução morfo-sedimentar, tectónica, eustática e climática (Martins e Cunha, 2009). O estado de arte dos depósitos de terraço fluvial pleistocénicos, assim como a sua classificação, cronologia, estratigrafia e correlação geomorfológica, são apresentados por Van der Schriek *et al.* (2007a) e também por Martins *et al.* (2009).

A primeira abordagem sistemática aos terraços fluviais do rio Tejo obedeceu a uma classificação morfo-estratigráfica, discriminando, em função da sua altitude,

diferentes patamares que foram designados, do topo para a base, por Q1, Q2, Q3 e Q4 (Breuil e Zbyszewsky, 1942, 1945, 1946). A cronologia deste sistema de classificação baseou-se na esquemática das glaciações alpinas e foi aplicado pelos antigos Serviços Geológicos de Portugal na cartografia geológica (à escala 1/50 000) dos depósitos fluviais do Quaternário. Posteriormente, dois níveis de terraços foram adicionados à classificação inicial, totalizando seis terraços edificadas durante as fases inter-glaciares (Barbosa e Barra, 2000). De acordo com estes autores, reconhecem-se, em função da altitude, os seguintes níveis de terraços: Q1(90-80m), Q2a(70-60m), Q2b(50-45m), Q3(40-30m), Q4a(20-15m) e Q4b(10-5m). Recentemente, Martins *et al.* (2009) distinguiram seis níveis de terraços no Baixo Tejo, designando-os, do mais antigo para o mais recente, por T1 a T6. As idades atribuídas as esses terraços são: T3 - idade mínima de ~300 ka, T4 - ~107 a 222 ka, T5 - 42 a 99 ka e T6 - 31 a 61 ka (Cunha e Martins, 2008 a,b; Martins *et al.*, 2009; Martins e Cunha, 2009). A técnica de datação utilizada para datar os quatro terraços fluviais inferiores foi a luminescência estimulada por luz infravermelha (IRSL). Os dois terraços superiores (T1 e T2) ainda não foram datados porque se encontram fora do limite datável por esta técnica (Martins e Cunha, 2009). O T1 é um nível não identificado na cartografia geológica 1/50 000, o T2 corresponde aproximadamente ao Q1, o T3 ao Q2, o T4 ao Q3, o T5 ao Q4ab e o T6 ao Q4b (Martins e Cunha, 2009). Esta nomenclatura (T1 a T5) já tinha sido previamente proposta por Cunha *et al.* (2005) no estudo de uma sequência de terraços fluviais nas proximidades de Entroncamento e Vila Velha de Ródão.

2.2.3. As variações globais do nível do mar e a evolução Pleisto Holocénica no VBT

A oscilação do nível médio do mar (n.m.m.) em termos globais é regulada pela evolução do sistema litosfera-oceano-criosfera, função das variações climáticas, e afecta amplamente os sistemas costeiros.

Ao longo dos últimos anos, várias curvas de variação do nível do mar foram elaboradas em diferentes regiões do mundo, abrangendo zonas costeiras e oceânicas. Lambeck *et al.* (2002) compilaram estes dados para estimar a variabilidade do nível do mar global nos últimos ~45 cal ka BP (ka= 1000 anos) e respectivas variações no volume de gelo (Figura 2.3, pp. 17). A terminologia cal ka BP significa 1000 anos calendário antes do presente, considerando-se 1950 como o presente (Ver Secção 4).

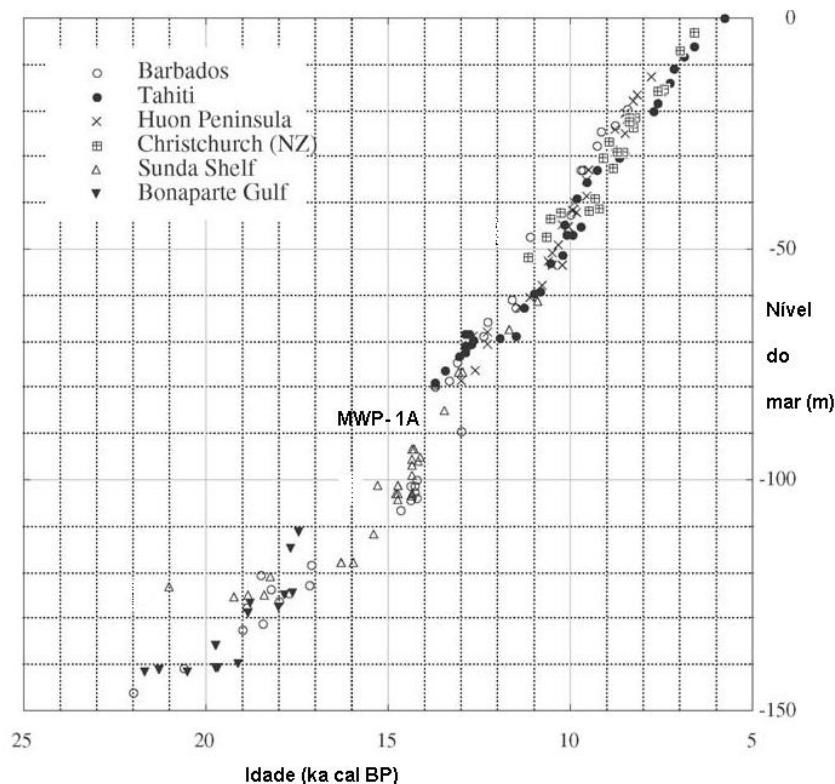


Figura 2.3 – Variação do nível do mar global (adaptado de Lambeck *et al.*, 2002).

Durante o Último Máximo Glaciar (UMG) (23 - 19 cal ka BP), o nível do mar global estaria cerca de 120-130 m abaixo do nível actual (Bard *et al.*, 2010). O início da deglaciação (19 – 16 cal ka BP), caracterizada por uma fusão lenta dos gelos a nível global, provocou um aumento gradual do n.m.m. (~ 3,3 mm/ano); entre 16 e 12,5 cal ka BP, esta subida foi bastante mais rápida (16,7 mm/ano - Lambeck *et al.*, 2002). Há ca. de 14 cal ka BP, um hiato marca o evento designado por “meltwater pulse 1A – MWP-1A” (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990a; Lambeck *et al.*, 2002) que representa um período de rápida subida do n.m.m. (vários metros por século) (Bard *et al.*, 2010). Entre ~12,5 – 11,5 cal ka BP, verifica-se uma desaceleração na subida do n.m.m. que corresponde ao *Younger Dryas*. Uma nova subida gradual (~ 15,2 mm/ano) ocorre de 11,5 a 8,5 cal ka BP, aproximando-se do seu valor actual há cerca de cal 7 ka BP (Lambeck *et al.*, 2002).

A complexidade do estudo das variações do n.m.m. é, no entanto, amplificada pela dificuldade na compilação de dados locais e regionais (Bard *et al.*, 2010) e ainda pelos diferentes factores que contribuem para as diferenças verificadas entre os distintos registos (*e.g.* tectonismo, glacioisostasia, perturbações deformacionais, gravitacionais e rotacionais no n.m.m. provocadas pelas transferência de massa no sistema gelo-oceano (Peltier, 2004 referido por Clark *et al.*, 2009), etc.).

A evolução da linha de costa da margem Ibérica ocidental foi estudada por Dias *et al.* (2000), que propuseram uma curva de variação do nível do mar regional desde os

últimos 20 ka até à actualidade. Este estudo indica que a subida do nível médio do mar, observada desde o UMG até ao Holocénico médio, teve um papel importante na modelação da morfologia costeira. Mais recentemente, baseando-se em 20 datações por AMS ^{14}C provenientes do VBT, Vis *et al.* (2008) elaboraram nova reconstrução do n.m.m. para os últimos ~12 cal ka BP, sugerindo uma rápida transgressão marinha até ~ 7 ka cal BP nesta região.

As condições paleoambientais do VBT, relacionadas com o input terrígeno e as variações do n.m.m., verificadas ao longo de ~20 cal ka BP foram reconstruídas por diversos autores (Azevêdo e Gonçalves, 2009; Azevêdo *et al.*, 2007, 2006; Vis *et al.*, 2010a,b, 2009, 2008; Van der Schriek *et al.*, 2008, 2007 a, b). A evolução paleogeográfica da região é largamente influenciada pela aumento do n.m.m. (ao criar espaço para acomodação de sedimentos), topografia do vale fluvial herdada do Pleistocénico e input sedimentar relacionado com processos fluviais e tidais. De ~12 a 7 cal ka BP, o VBT foi inundado pela transgressão holocénica (Vis *et al.* 2008,2009), e ter-se-ão estabelecido ambientes estuarinos em Vila Franca de Xira há ~11,5 cal ka BP (Vis *et al.*, 2008); ~11 cal ka BP no vale do Baixo Muge (Van der Schriek *et al.*, 2008, 2007b) e ca. de 4,9 – 9,5 cal ka BP em Santarém – Entre Valas (Azevêdo e Gonçalves, 2009). Um prodelta marinho pouco profundo ter-se-á desenvolvido até perto de Vila Franca de Xira há cerca de 10,2 – 9,78 cal ka BP (Vis *et al.*, 2008; 2009). O máximo de influência tidal terá ocorrido há aproximadamente ~7,8 – 7,5 cal ka BP em Muge (Van der Schriek *et al.*, 2008, 2007b). A estabilização do n.m.m. há cerca de 7 cal ka BP favoreceu o acarreio sedimentar e subsequente progradação dos ambientes fluviais detectada em Santarém – Entre Valas (Azevêdo e Gonçalves, 2009, Azevêdo *et al.*, 2006), Muge (Van der Schriek *et al.*, 2008, 2007b) e Vila Franca de Xira (Vis *et al.*, 2008,2009). O vale foi progressivamente preenchido e formou-se um prodelta marinho no offshore. Apenas no Holocénico tardio, a acção antrópica (desflorestação, agricultura) na bacia hidrográfica do Tejo terá influenciado o input terrígeno e a descarga fluvial (Van der Schriek *et al.*, 2007 a, Vis *et al.*, 2009, Rodrigues *et al.*, 2009).

2.3. CLIMA

O regime de precipitação da Península Ibérica caracteriza-se por apresentar elevada variabilidade inter-anual, variabilidade que se expressa igualmente na quantidade e na distribuição da precipitação ao longo do ano (Fiúza, 1984; Trigo e DaCamara, 2000). Concentrada principalmente entre Novembro e Abril, a época das chuvas é condicionada por um modo de circulação atmosférica de larga escala, designado por Oscilação do Atlântico Norte (NAO – North Atlantic Oscillation). Esta oscilação relaciona-se com uma alternância da intensidade dos centros de baixas e altas

pressões, localizados sobre a Islândia e os Açores, respectivamente. A fase positiva (negativa) da NAO ocorre quando os centros de baixa pressão da Islândia (Icelandic Low) e de alta pressão dos Açores (Açores High) são simultaneamente fortes (fracos) (e.g. Serreze *et al.*, 1997), favorecendo a intensificação (abrandamento) dos ventos zonais de Oeste na fase positiva (NAO⁺) (fase negativa - NAO⁻) (Trigo *et al.*, 2002).

A intensificação da precipitação no Norte da Europa ocorre durante as fases positivas da NAO, enquanto que no Mediterrâneo e no sul da Europa se verificam condições de seca (Hurrell, 1995; Hurrell e Van Loon, 1997; Hurrell *et al.*, 2003; Hurrell e Dickson, 2004). Durante as fases negativas da NAO, regista-se um aumento da precipitação na Península Ibérica e no Mediterrâneo (Hurrell e Dickson, 2004; Lamb e Pepler, 1987). Deste modo, a descarga fluvial do rio Tejo é, em grande medida, influenciada pela fase da NAO (e.g. Trigo *et al.*, 2002), verificando-se uma correlação entre a fase negativa ou baixos índices da NAO e os valores elevados do caudal do Tejo (e.g. Abrantes *et al.*, 2005a; Lebreiro *et al.*, 2006; Trigo *et al.*, 2004).

Em Portugal continental, o vale do Tejo marca a transição entre o Norte, temperado e húmido, e o Sul, quente e seco. Esta região apresenta características climáticas mediterrânicas (evidenciando forte contraste sazonal), embora seja influenciada pelo clima atlântico (clima temperado e húmido ao longo de todo o ano). O Verão é quente e seco, com temperaturas médias entre 18 e 25 °C. Durante o Inverno, as temperaturas médias, geralmente, não descem abaixo dos 8 °C (Bettencourt e Ramos, 2003). Na BHT a temperatura média anual é de 14,9 °C (oscilando entre 8,9 °C nas Penhas Douradas e 16,3 °C em Lisboa - INAG, 2009, 1999). O valor de precipitação média anual sobre a bacia do rio Tejo é de aproximadamente 700 mm, oscilando entre os 650 mm na bacia média espanhola, 900 mm (em média) nas bacias dos afluentes Zêzere e Ocreza e 600 mm em algumas zonas essencialmente localizadas a Sul do rio Tejo e no interior da Beira Baixa (Bettencourt e Ramos, 2003; INAG, 2009). No que respeita à distribuição média mensal da precipitação, verifica-se que segue o padrão climático de Portugal Continental, caracterizado por acentuada irregularidade sazonal com cerca de 75% da precipitação ocorrendo na estação húmida e somente 25% na estação seca (INAG, 2009). Os ventos predominantes sopram do quadrante Norte, especialmente nos meses de Verão; no Inverno verifica-se ainda a ocorrência de ventos fortes dos quadrantes W, S e SW. A intensidade média anual é fraca a moderada (8 – 13 km/h), ocorrendo, normalmente, os maiores valores registados no Verão (Julho a Agosto), associados ao regime de nortada, ultrapassando frequentemente os 40 km/h (Bettencourt e Ramos, 2003).

As cheias no rio Tejo resultam principalmente de longos ou intensos períodos de precipitação associados a fases de NAO⁻, quando o centro de baixa pressão sub-polar

(Icelandic Low) se desloca para latitudes mais baixas, e os ventos zonais de Oeste transportam ar húmido sobre a Ibéria ocidental (e.g. Trigo *et al.*, 2004).

2.4. CARACTERIZAÇÃO (FÍSICA E HIDRODINÂMICA) DO ESTUÁRIO DO RIO TEJO

O estuário do rio Tejo localiza-se perto de Lisboa (38°44'N; 9°08'W), constituindo o maior estuário português e um dos maiores da Europa. Abrangendo uma área de ca. de 320 km² (onde ~110 km² são áreas intertidais), o estuário é composto por um canal estreito e profundo junto à saída e por uma baía interior de pequena profundidade. O canal de saída, que permite a entrada de água oceânica, tem cerca de 15 km de comprimento e 2 km de largura (Cabrita e Moita, 1995; Pina *et al.*, 2003). A montante, um estreito e único canal marca a entrada do rio Tejo (Vale e Sundby, 1987). A Tabela 2.1 sumariza as principais características físicas do estuário.

Tabela 2.1 - Principais características físicas do estuário do rio Tejo (adapt. de Gameiro *et al.*, 2007).

Área total ^{a)}	320 km ²
Profundidade média	10,6 m (Bettencourt <i>et al.</i> , 1980)
Amplitude média de maré ^{b)}	2,4 m
Volume subtidal do estuário	19 x 10 ⁸ m ³ (Drena, 1979 in Vale e Sundby, 1987)
Volume médio da maré	7,5 x 10 ⁸ m ³ (Lemos, 1972)
Tempo médio de residência de água doce	8 dias para Q=813 m ³ /s 26 dias para Q=145 m ³ /s
Descarga fluvial média no estuário ^{c)}	397,7 m ³ /s
SPM (valor médio anual) ^{d)}	4 x 10 ⁵ t (Vale e Sundby, 1987)

a) Considerando V. F. de Xira como limite a montante.

b) Valor médio determinado na foz (0,9 m durante as marés mortas e 4,1 m nas marés vivas).

c) A série histórica de dados (1972/1990) do caudal do rio Tejo apresenta um valor médio de 356,2 m³/s em Santarém (Ómnias), equivalente a ~397,7 m³/s no estuário (Bettencourt e Ramos, 2003).

d) SPM = Matéria particulada em suspensão.

O estuário do Tejo pode ser considerado bem misturado durante as marés vivas, contudo a estratificação parcial da coluna de água ocorre durante as marés mortas (Vale e Sundby, 1987). Para descargas fluviais <100m³/s e >1000 m³/s, esta classificação pode exceder-se a situações de “cunha salina” e “verticalmente homogéneo”, respectivamente (Bettencourt e Ramos, 2003). A distribuição espacial da salinidade média no estuário do rio Tejo, elaborada a partir do sistema de modelação MOHID (<http://maretec.mohid.com/>), é apresentada na Figura 2.4 (pp. 21). De um modo geral, o gradiente longitudinal de salinidade é mais elevado no sector superior do estuário (Bettencourt e Ramos, 2003; Cabrita e Moita, 1995). Valores médios de salinidade para o domínio superior e médio do estuário ilustram um gradiente longitudinal entre 15 e 24 respectivamente (Gameiro *et al.*, 2007). Os autores mostram ainda que a salinidade obedece a um padrão sazonal, com

os valores de menor salinidade obtidos durante a estação húmida e maior descarga fluvial.

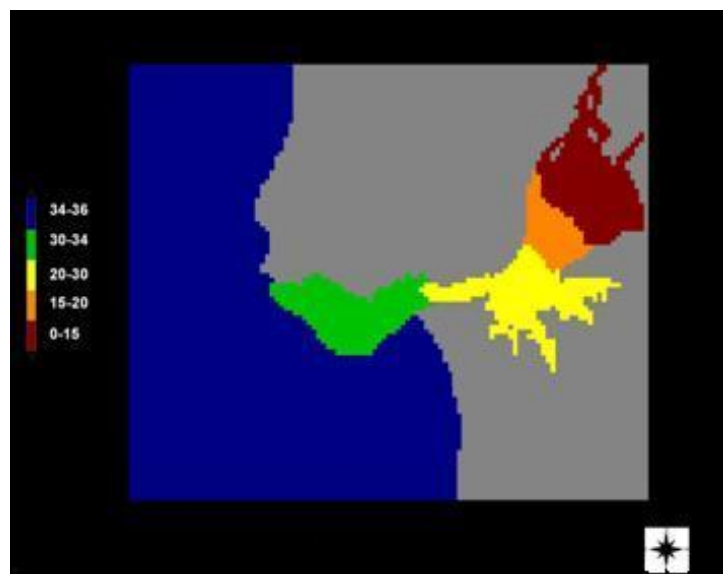


Figura 2.4 – Distribuição da salinidade média no estuário do rio Tejo (adapt. de MARETEC (2005) – Tagus Estuary: http://maretec.mohid.com/PortugueseEstuaries/Tagus/OSPAR/Tagus_OSPAR.htm, último acesso: 09/03/2010).

Um padrão de variação sazonal é também exibido pela temperatura das águas superficiais, verificando-se valores médios de 12,8 ° C no Inverno e de 22,9 °C no Verão (Gameiro *et al.*, 2007- série de dados proveniente de campanha de monitorização com 7 anos de duração). A maior variabilidade nos valores de temperatura das águas ribeirinhas/estuarinas (13 – 24 °C) relativamente à água do mar (15 – 17 ° C) da costa adjacente foi evidenciada por Cabrita e Moita (1995). A distribuição espacial da temperatura média da água do rio Tejo e da água do mar (SST), durante os meses de Verão (Julho, Agosto e Setembro) e de Inverno (Outubro, Novembro e Dezembro), é apresentada na Figura 2.5 (pp. 22).

Em termos de influência de maré trata-se de um estuário mesotidal, cujas condições de circulação são principalmente controladas pela maré. Em condições hidrológicas médias, a intrusão salina faz-se sentir até Vila Franca de Xira e a onda de maré propaga-se até Muge, a cerca de 50 km e 80 km da foz, respectivamente (Freire *et al.*, 2007). Pequenas ondas de vento com elevada frequência são responsáveis pelo aumento da turbidez, em zonas pouco profundas, a montante do estuário (Williams, 2004); contudo, o vento assume uma importância menor no controlo da circulação estuarina (MARETEC, 2005 – Tagus estuary: <http://maretec.mohid.com/PortugueseEstuaries/Tagus/Tagus.htm>; último acesso: 09/03/2010). O regime de marés é de tipo semi-diurno (*e.g.* Fortunato *et al.*, 1997). A

amplitude de maré varia entre 1 e 4 m (e.g. Brotas e Catarino, 1995), resultando em velocidades de escoamento até 2m/s no “corredor do estuário” (MARETEC, 2001: Limite de jusante do estuário do Tejo – INAG/IST: http://www.inag.pt/estuarios/Inicio/frame_page.htm; último acesso 09/03/2010).

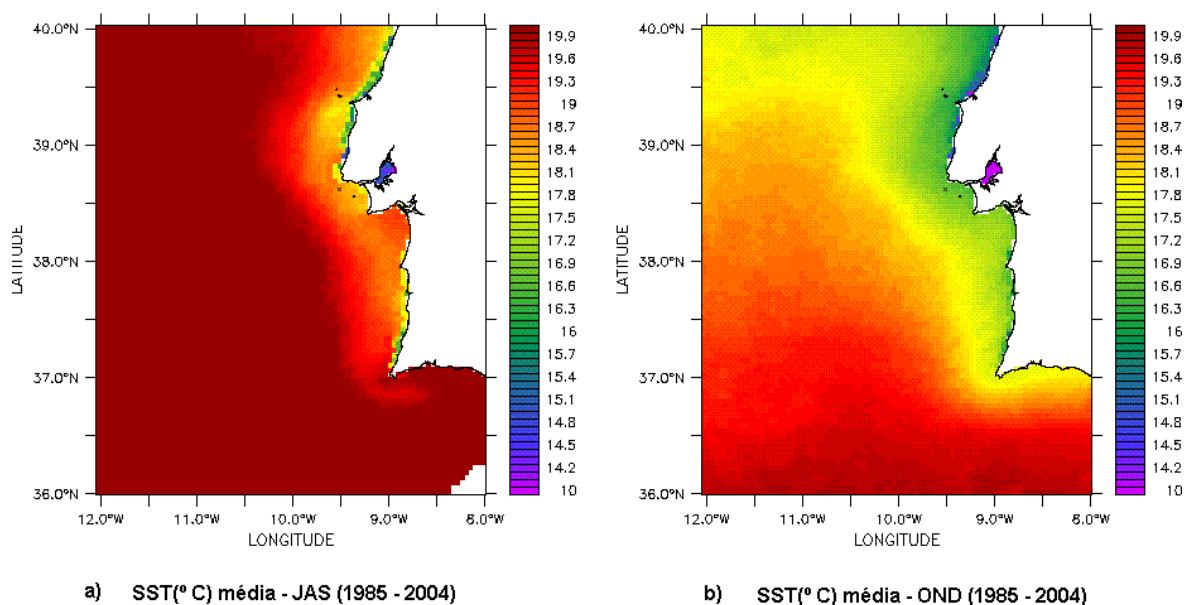


Figura 2.5 – Variação sazonal da temperatura média (° C) da água do rio Tejo e da água do mar (SST) durante o Verão (a) e o Inverno (b). JAS = Julho, Agosto e Setembro; OND = Outubro, Novembro e Dezembro. Cortesia de Paulo Oliveira (IPIMAR). Série temporal analisada compreendida entre 1985 a 2004.

A circulação hidrodinâmica, junto à embocadura, mostra que a água do estuário é renovada a partir da água localizada junto à costa, a qual entra no estuário junto ao fundo durante a enchente. Essa água mistura-se com a água do corredor do estuário, voltando parte dela a sair na vazante seguinte. Esta mistura é responsável pelos gradientes de salinidade baixos bem como pelas propriedades da água próximas das da água do mar (MARETEC 2001: Limite de jusante do estuário do Tejo – INAG/IST: http://www.inag.pt/estuarios/Inicio/frame_page.htm; último acesso 09/03/2010).

A costa Atlântica adjacente é dominada pelo sistema de circulação superficial, designado por Sistema de Correntes de Portugal (PSC – Portugal Current System), composto por uma corrente lenta, que se desloca ao longo do oceano, em direcção ao equador (Corrente de Portugal), e uma corrente rápida, que reverte sazonalmente o seu sentido, e que se desloca ao largo da costa (e.g. Álvarez – Salgado *et al.*, 2003). De Abril/Maio a Setembro, esta região é influenciada por afloramento costeiro (ou afloramento costeiro) sazonal, associado a ventos fortes e persistentes do quadrante Norte a Noroeste (e.g. Fiúza, 1983; 1984; Fiúza *et al.*, 1998) prevalecendo a circulação superficial ao largo da costa em direcção a Sul (Fiúza *et al.*, 1998). As águas frias, menos

salinas e ricas em nutrientes, afloradas à superfície junto ao Cabo da Roca, formam um filamento que se prolonga em direcção a oeste e a sul do mesmo Cabo, fazendo com que a Baía de Lisboa constitua uma zona de sombra do afloramento costeiro nesta região (e.g. Silva *et al.*, 2008; 2009). As águas fonte do afloramento provêm do nível da *Eastern North Atlantic Central Water*, massa de água subsuperficial geralmente presente abaixo dos 100 m, que pode ter características de origem subtropical (*ENACWst*) ou subpolar (*ENACWsp*) (Fiúza, 1984), encontrando-se a área em estudo sob a influência da *ENACWst* (Ríos *et al.*, 1992; Fiúza *et al.*, 1998). A *ENACWsp*, mais fria, densa e rica em nutrientes, sobrepõe-se à *ENACWst* e flui em direcção a sul; forma-se a norte da Península Ibérica (46° N) e a sua área de influência estende-se até 30-35 ° N (Fiúza, 1984; Fiúza *et al.*, 1998 e referências citadas).

Durante o Outono e Inverno, predominam ventos do quadrante Sul e Oeste, a circulação superficial é predominantemente em direcção a Norte (Contracorrente Costeira de Portugal) transportando água relativamente quente e salina (e.g., Frouin *et al.*, 1990; Peliz *et al.*, 2005; Fiúza *et al.*, 1998; Relvas *et al.*, 2007), e produzindo fenómenos de convergência costeira (*downwelling*).

Os ciclos afloramento costeiro/*downwelling* influenciam a estratificação da coluna de água e a disponibilidade de nutrientes, condicionando a dinâmica fitoplanctónica nas zonas costeiras temperadas.

Os sedimentos presentes no estuário apresentam origem predominantemente fluvial (ainda que possam ocorrer depósitos de origem marinha na proximidade da embocadura), resultando, na sua maioria, da erosão causada pelo rio Tejo e seus afluentes. Predominam os siltes e areias argilosas; a areia encontra-se presente nos estreitos canais fluviais junto a Vila Franca de Xira e ao largo (*offshore*) de Lisboa (e.g. Vis *et al.*, 2010a). Praias estuarinas desenvolvem-se na margem esquerda entre Alcochete e Alfeite (Freitas *et al.*, 2007).

2.5. PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA, MICROFITOBENTOS E DINÂMICA DAS COMUNIDADES FITOPLANCTÓNICAS NO ESTUÁRIO DO TEJO E NA ÁREA COSTEIRA ADJACENTE

O estuário do rio Tejo, similarmente a outros estuários, constitui uma zona de elevada produtividade biológica e caracteriza-se por flutuações extremas de factores abióticos, designadamente salinidade, temperatura, correntes e turbidez. Estes factores, associados à alternância de períodos de imersão e emersão e à grande mobilidade dos sedimentos, produzem um ambiente físico e químico difícil para a fauna e a flora, condicionando a biodiversidade. Os elevados níveis de produtividade primária registados

nos estuários devem-se essencialmente à actividade fotossintética das microalgas, quer através das formas planctónicas presentes na coluna de água (fitoplâncton) ou de formas bênticas presentes nos sedimentos das planícies intertidais (microfitobentos).

2.6. A PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA NO ESTUÁRIO DO TEJO

No estuário do Tejo existem quatro tipos de produtores primários: as plantas de sapal (Halófitas), as macrófitas, os microfitobentos e o fitoplâncton (Brotas, 2002). Para o estuário do Tejo (Baía do Seixal), o valor médio anual da produtividade primária do fitoplâncton foi estimado em $26 \text{ gCm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ (Cabeçadas *et al.*, 1999). Para os microfitobentos, a produção primária média anual estimada foi de 47 e $178 \text{ gCm}^{-2}\text{ano}^{-1}$, o que significa um valor médio de $113 \text{ gCm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ determinado entre as duas estações, resultando numa produtividade primária anual para o estuário de $11 \times 10^9 \text{ g C ano}^{-1}$ (Brotas e Catarino, 1995). Serôdio e Catarino (2000) obtiveram um valor médio de $155,8 \text{ gCm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ para a produtividade primária dos microfitobentos, o que corresponde ao valor médio anual de $4265,1 \text{ tCano}^{-1}$ para a área intertidal do estuário (Figura 2.6, pp. 25). A utilização de diferentes metodologias para medir a fotossíntese dos microfitobentos assim como a utilização de diferentes métodos para extrapolar as taxas de produção de horas para anos, dificulta a comparação entre as estimativas obtidas pelos diferentes modelos (Serôdio e Catarino, 2000).

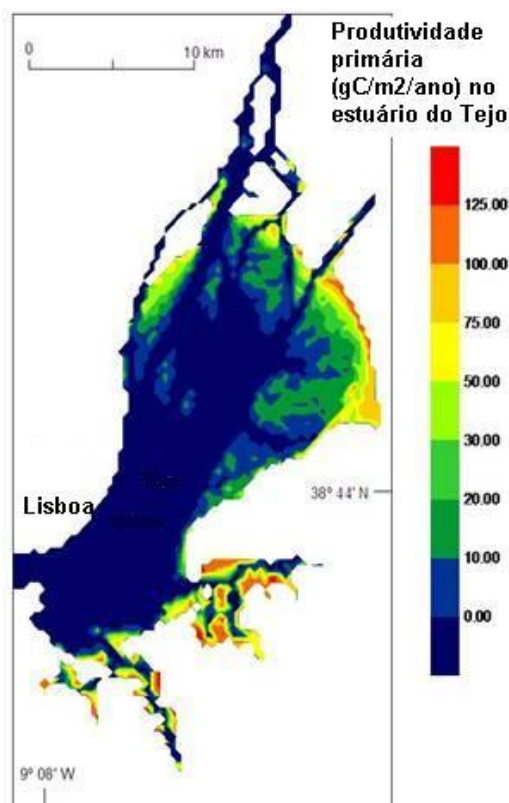


Figura 2.6 – Distribuição espacial da produtividade primária anual, produzida por microfítobentos, no estuário do Tejo. Adapt. de Serôdio (s.a.) - Estuarine primary productivity: estimation of photosynthetic rates by intertidal benthic microalgae using in vivo chlorophyll fluorometry. In: http://la.cesam.ua.pt/highlights/2007/EMM_v1_JoaoSerdio.htm; última consulta: 26/03/2010).

2.7. O FITOPLÂNCTON E OS MICROFITOBENTOS NO ESTUÁRIO DO TEJO

O fitoplâncton (fracção fotoautotrófica do plâncton) é composto por vários grupos de microalgas, destacando-se, entre eles, as diatomáceas (Bacillariophyceae), os dinoflagelados (Dinophyceae) e os coccolitoforídeos (Prymnesiophyceae/ Haptophyceae).

A estrutura (composição e diversidade) e a sucessão das comunidades fitoplanctónicas são controladas por factores físicos (e.g. temperatura, salinidade, turbulência, grau de mistura das massas de água), químicos (e.g. nutrientes) e biológicos (e.g. predação, competição). A comunidade fitoplanctónica, ao ser influenciada e ao influenciar os referidos factores, está em constante mudança, observada quer ao nível da composição taxonómica, quer ao nível da abundância e relativa dominância de diferentes espécies e grupos de microalgas. A disponibilidade de luz na zona fótica, a temperatura, a salinidade, os nutrientes, entre outros, são factores que controlam o crescimento do fitoplâncton. Outros agentes, como a predação, regulam directamente a biomassa da comunidade fitoplanctónica.

Nos sistemas estuarinos, a dinâmica do fitoplâncton é regulada principalmente pela interacção entre a energia tidal e o input de água doce. O efeito da salinidade na

estrutura das comunidades planctónicas estuarinas é considerável, verificando-se, geralmente, uma diminuição na diversidade de espécies com o aumento da distância em direcção a montante (Perkins, 1974). As populações fitoplanctónicas estuarinas podem ser consideradas (1) autóctones (os “residentes” permanentes, bem estabelecidos dentro do ecossistema), (2) temporariamente autóctones (introduzidas a partir de uma área exterior – rio ou mar, capazes de proliferação limitada) e (3) alóctones (introduzidas através da acção da maré ou transportadas pelo rio, sem capacidade para se propagar e com potencial de sobrevivência limitado) (Perkins, 1974).

São vários os trabalhos que se debruçaram sobre o estudo das comunidades fitoplanctónicas no estuário do Tejo, incluindo a caracterização da estrutura destas comunidades (e.g. Sousa e Silva *et al.*, 1969; Moita e Vilarinho, 1999; Oliveira *et al.*, 2003) assim como a sua relação com parâmetros ambientais (e.g. Gameiro *et al.*, 2004, 2007; Brogueira *et al.*, 2007; Cabrita e Moita, 1995).

As diatomáceas (Bacillariophyceae) são, em condições normais, o grupo fitoplanctónico dominante no estuário do Tejo (Gameiro *et al.*, 2010, 2007, 2004; Brogueira *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2003), constituindo comunidades distintas, caracterizadas por espécies marinhas, estuarinas e de água doce, acompanhando o gradiente de salinidade ao longo do estuário (Oliveira *et al.*, 2003; Brogueira *et al.*, 2007). O estuário inferior/médio caracteriza-se pela presença de espécies marinhas e estuarinas (*Thalassionema nitzschioides*, *Guinardia delicatula*, *Asterionellopsis glacialis*, *Nitzschia longissima*). O estuário médio apresenta uma mistura de espécies marinhas, salobras e de água doce (*Melosira moniliformes*, *Chaetoceros subtilis*, *T. nitzschioides*, *C. socialis*, *Stephanodiscus hantzschii*). No estuário superior, de domínio fluvial, predominam espécies de água doce (*S. hantzschii*, *Cyclotella meneghiniana*, *Aulocoseira distans*) (Brogueira *et al.*, 2007). Num ano seco e no estuário superior, Gameiro *et al.* (2004) observaram que três das espécies mais abundantes foram diatomáceas (*Skeletonema costatum*, *Thalassiosira minima* e *Detonula pumila*), sendo responsáveis pela maioria dos picos de clorofila *a* observados. As espécies dominantes de diatomáceas e outros grupos fitoplanctónicos (Cryptophyceae, Chlorophyceae e Dinophyceae) detectados no estuário ao longo de sucessivas campanhas são sistematizados na Tabela A.1. (Anexo 1).

Contrastando com os estudos abundantes sobre o fitoplâncton e a sua relação com as condições ambientais no estuário do Tejo, os estudos que procedem à caracterização taxonómica do microfitobentos são escassos (Ribeiro *et al.*, 2003; Brotas e Catarino, 1995). Microfitobentos é o termo que designa as algas unicelulares que vivem sobre um substrato inerte em ambiente aquático, mais precisamente na interface água-sedimento. Esta comunidade encontra-se sujeita a uma distribuição temporal, sofrendo a influência de várias escalas de tempo justapostas: o ritmo semi-diário das marés, o ciclo

dia/noite, o ciclo quinzenal das marés vivas/marés mortas, e as estações do ano (Brotas, 2002).

A comunidade do microfítobentos no estuário de Tejo é constituída essencialmente por diatomáceas pennales epipélicas, cianobactérias e euglenófitas (e.g. Ribeiro *et al.*, 2003; Cartaxana *et al.*, 2006).

As espécies dominantes de diatomáceas são *Cylindrotheca signata*, *Gyrosigma fasciola*, *Gyrosigma limosum*, *Navicula gregraria*, *Stauropora amphioxys* e *Tryblionella gracilis* (Ribeiro *et al.*, 2003). Os géneros *Navicula* e *Nitzschia* (*Navicula cryptocephala*, *N. peregrina*, *Nitzschia closterium*, *N. formosa*, *N. navicularis* e *N. sigma*) surgiram como os mais abundantes e ubíquos no estuário médio e inferior (Brotas e Catarino, 1995). Apesar de as espécies epipélicas de diatomáceas dominarem os microfítobentos, também as espécies *Cyclotella meneghiniana*, *Cylindrotheca closterium* e *Entomoneis alata* foram observados por Ribeiro *et al.* (2003), e reportadas também por Sousa e Silva *et al.* (1969).

2.8. FITOPLÂNCTON NA COSTA ADJACENTE AO ESTUÁRIO DO TEJO

Na Baía de Lisboa, área costeira adjacente ao estuário do Tejo, as diferenças inter-anuais observadas na comunidade fitoplanctónica variam de acordo com a duração e a intensidade dos eventos de afloramento costeiro/*downwelling*, diferentes regimes de precipitação e caudais do rio Tejo associados e disponibilidade de nutrientes (Silva *et al.*, 2009). A produtividade primária é mais elevada durante o Verão e a Primavera, verificando-se menores concentrações de clorofila *a* durante o Inverno. As diatomáceas, os coccolitofórideos e os dinoflagelados são os grupos fitoplanctónicos dominantes. Os diferentes grupos predominam de acordo com as suas preferências abióticas (turbulência, temperatura, nutrientes, etc.) mostrando um padrão sazonal típico das zonas temperadas (Silva *et al.*, 2009; Moita, 2001).

As diatomáceas representam a fonte mais abundante de biomassa fitoplanctónica (Silva *et al.*, 2009) e predominam durante a Primavera e Verão, associadas a eventos de afloramento costeiro e à disponibilidade de sílica (Moita, 2001; Silva *et al.*, 2009). As associações de diatomáceas são dominadas por *Chaetoceros spp.*, *Thalassiosira spp.*, *Pseudo-nitzschia spp.*, *Skeletonema costatum*, *Asterionelopsis glacialis*, *Guinardia striata*, *Guinardia delicatula*, *Leptocylindrus danicus*, *Cylindrotheca closterium*, *Eucampia zoodiacus*, *Hemiaulus sinensis*, *Lauderia annulata*, *Detonula pumila* e *Thalassionema nitzschioides* (Moita, 2001; Silva *et al.*, 2009). “*Blooms*” de pequenas diatomáceas *Thalassiosira spp.* ocorreram *offshore*, associadas à estratificação de coluna de água,

enquanto que a espécie *Detonula pumila* predominaram na zona de mistura ao longo da costa (Cabeçadas *et al.*, 1999).

Os coccolitoforídeos correspondem ao segundo grupo fitoplantónico mais abundante e ocorrem ao longo de todo o ano. Surgem como o grupo mais tolerante, preferindo condições intermédias de turbulência e nutrientes. Prosperam numa variedade assinalável de condições oceanográficas que variam entre os eventos de afloramento costeiro (máxima turbulência) favoráveis às diatomáceas (Primavera - Verão) e a estratificação termal máxima da coluna de água favorável aos dinoflagelados (Verão), continuando o seu desenvolvimento durante o Outono e Inverno (Silva *et al.*, 2009). As espécies *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa oceanica* encontram-se associadas a eventos de afloramento costeiro intensos, embora surjam sob condições de menor turbulência e a maiores distâncias da costa (Moita, 2001). No Inverno, o género *Calcidiscus* (positivamente correlacionada com as águas frias) domina a comunidade fitoplantónica (Silva *et al.*, 2008, 2009).

Os dinoflagelados são o grupo menos abundante (Silva *et al.*, 2009). Os dinoflagelados em geral e a comunidade constituída pelos géneros *Ceratium*, *Dinophysis*, *Protoperdinium*, *Prorocentrum*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium* e pela diatomácea *Proboscia alata* indicam condições de estratificação da coluna de água e são, conseqüentemente, mais abundantes durante o Verão. Esta comunidade encontra-se associada a fases de relaxamento do afloramento costeiro e sobrepõem-se à comunidade que caracteriza os eventos de afloramento costeiro assim que as condições de turbulência diminuem de intensidade (Moita, 2001).

Apenas 1-5 % das diatomáceas são preservadas nos sedimentos marinhos ou estuarinos, verificando-se, contudo, que os padrões de distribuição das espécies em áreas produtivas são idênticos no plâncton presente na coluna de água e preservado nos sedimentos (Abrantes e Moita, 1999), sendo possível utilizar as diatomáceas preservadas no registo sedimentar para retirar informação de natureza paleoecológica (*e.g.* Abrantes, 2007).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho de investigação insere-se no domínio do Programa de Investigação em Geologia Marinha – INGMAR, base da investigação da Unidade de Geologia Marinha (UGM) do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG, I.P.), em particular na área de trabalho do grupo de Paleoceanografia, Paleoclimatologia e Ambiente. O trabalho foi, maioritariamente, desenvolvido nesta instituição de acordo com as metodologias aplicadas nos seus laboratórios e recorrendo aos meios técnicos e humanos nela existentes.

Neste capítulo procede-se à descrição do material estudado e das metodologias utilizadas na realização do presente trabalho.

3.1. MATERIAL

Tendo por objectivo reconstruir as condições paleoambientais e paleoclimáticas no estuário do rio Tejo, ao longo do Pleistocénico tardio e Holocénico (~14000 cal anos BP), estudou-se uma sondagem recolhida na zona de Vila Franca de Xira (Mouchão dos Cães – Queijeria, 38°56′24″N; 8°56′19″W, 2 m de altitude – Figura 3.1, pp. 30). De modo a investigar a interacção entre o rio – estuário – oceano, o registo sedimentar de VFX foi comparado com os dados já publicados da sondagem D13882 (38°38.07′N; 9°27.25′, Rodrigues *et al.* 2009, 2010 – Figura 3.1., pp. 30) recuperada, a 88 m de profundidade, no prodelta do Tejo.

3.1.1. Perfil sedimentológico e caracterização das unidades de fácies sedimentares da sondagem VFX

A sondagem VFX consiste numa sucessão de material silto-argiloso, de cor castanha (5 YR 4/1 – 5 YR 2/1), cinzento (5 Y 3/2) a cinzento-escuro (N2), alternando com areia muito fina a cascalho de cor castanha amarelada (10 YR 5/4) e alaranjada (10 YR 6/6). São frequentes os bioclastos (conchas e fragmentos de conchas de bivalves, braquiópodes e gastrópodes) bem como restos vegetais (fragmentos de raízes e caules de plantas). A matéria orgânica é abundante, principalmente nos níveis lodosos, sugerindo elevada produtividade biológica. A bioturbação é visível e generalizada ao longo de toda a sondagem. Observou-se a presença de pirite (FeS₂) nos níveis mais profundos. A caracterização e interpretação sedimentológica da sondagem estudada foram realizadas por Vis *et al.* (2008, 2009). O perfil sedimentológico da sondagem assim como a caracterização das fácies sedimentares e ambientes deposicionais são apresentados nas Figura 3.2. (pp 32) e Tabela A.2. (Anexo 1).

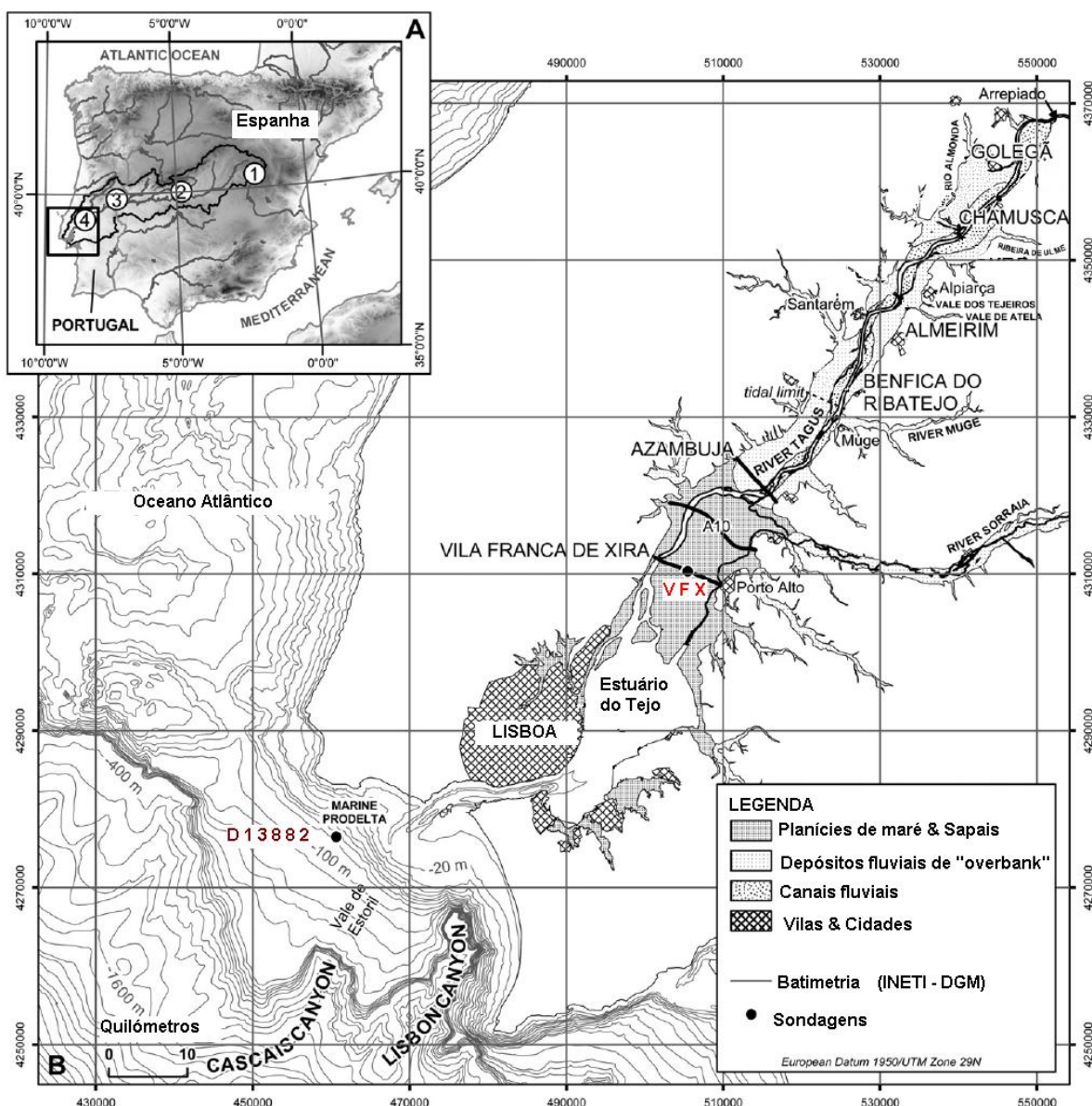


Figura 3.1 – Localização geográfica das sondagens VFX (este trabalho) e D13882 (Rodrigues *et al.*, 2009, 2010). Adapt. de Vis *et al.* (2008).

A sondagem, designada por VFX (Vis *et al.*, 2008; 2009), atingiu 52,76 m de profundidade, e recuperou 35,81 m de sedimento. A percentagem de recuperação foi variável ao longo da sondagem, correspondendo os valores mais elevados de recuperação aos níveis de sedimentos argilosos (ca. de 100%) e os valores mais baixos a materiais arenosos (ca. de 20%). A sondagem foi realizada, durante a baixa-mar, entre 12 a 31 de Janeiro de 2006 pela Divisão de Sondagens do LNEG, I.P.

3.1.2. Amostragem e plano de amostragem

A amostragem da sondagem VFX foi realizada no Laboratório de Sedimentologia e Micropaléontologia da UGM-LNEG, I.P. O sedimento foi seccionado, sempre que

possível, centímetro a centímetro, de modo a garantir a maior resolução possível (Figura 3.3, pp. 33). As fatias de sedimento seccionadas foram posteriormente subdivididas em duas partes: a parte central do testemunho (ca. 3 cm³) foi reservada para análise de biomarcadores moleculares e química elementar e a restante porção de sedimento (aproximadamente 35 – 55 cm³) utilizou-se para a análise de microfósseis siliciosos e textura. Para a análise de biomarcadores moleculares e química elementar foi seleccionada a porção de sedimento que não estava em contacto com o plástico do liner, de modo a garantir a não contaminação da mesma. As subamostras foram acondicionadas em papel de alumínio, guardadas num saco devidamente identificado e conservadas à temperatura de -20°C.

O plano de amostragem foi elaborado, com base num modelo de idades de *Vis et al.* (2008), e de modo a permitir uma resolução de ±80 anos entre 1100 e 4000 cm de profundidade (3500 – 10500 anos ¹⁴C), e de ±160 anos acima e abaixo deste intervalo. Uma diferença que se deve ao facto de a taxa de sedimentação (expressa em cm/ano) não ser constante ao longo da sondagem (Ver secção Cronologia). Assim, foram seleccionadas 74 a 89 amostras para análise textural, de microfósseis siliciosos, de biomarcadores moleculares e de química elementar. A Tabela 3.1 sistematiza o número de amostras, o espaçamento entre elas (em cm) nos intervalos de profundidade indicados e o tipo de análise(s) a que foram sujeitas.

Tabela 3.1 - Síntese do plano de amostragem utilizado na sondagem de VFX.

Tipo de análise	Resolução espacial (cm) nos intervalos de profundidade (m) indicados	Número total de amostras analisadas
Microfósseis siliciosos Análise Textural	55 cm no intervalo + 2,00 m a -9,00 m (n.m.m) 30 cm no intervalo -9,00 m a -19,94 m (n.m.m.) 20 cm no intervalo -19,94 m a -26,46 m (n.m.m.) 64 cm no intervalo -26,46m a -35,13 m (n.m.m.)	74
Biomarcadores moleculares Química elementar	45 cm no intervalo -35,18 m a -38,00 m (n.m.m) 45 cm no intervalo -38,00 m a -48,00 m (n.m.m.)	89
Fluorescência de raio-X (XRF)	2 cm ao longo da sondagem	Aquisição contínua

Nota: A negrito estão indicados os intervalos de profundidade onde apenas foram seleccionadas amostras para análise de biomarcadores moleculares e química elementar.

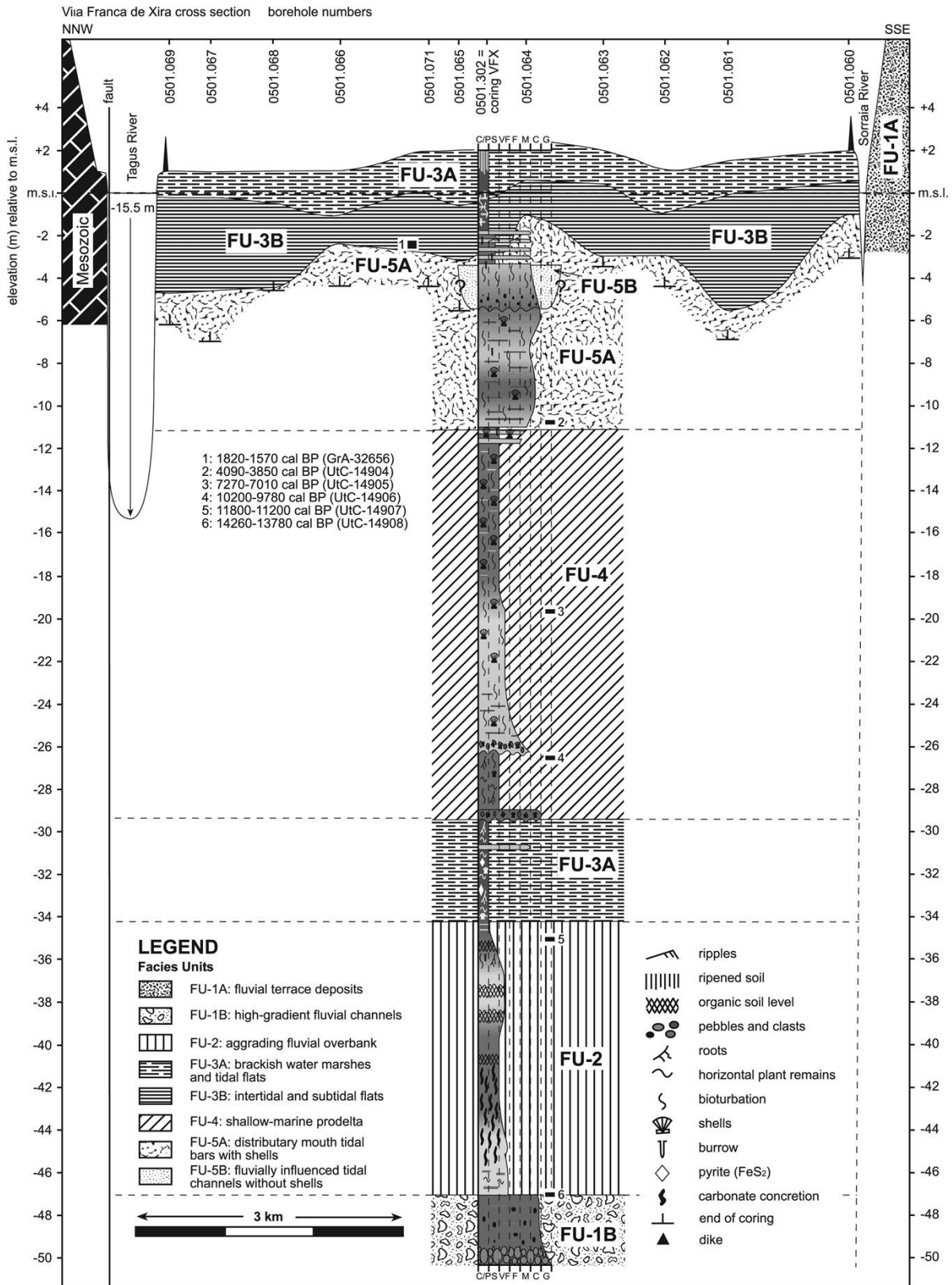


Figura 3.2 – Corte geológico de Vila Franca de Xira in *Vis et al.* (2008), p. 1870), onde: Coring VFX = sondagem VFX; elevation (m) relative to m.s.l. = altitude/profundidade (m) relativamente ao nível médio do mar (n.m.m.); Mesozoic = Mesozóico; fault = falha geológica; Tagus River = rio Tejo; Sorraia River = rio Sorraia; legend = legenda; Facies units = unidades de fácies sedimentar descritas na Tabela A.1 (em Anexo); FU-1A: Depósitos de terraço fluvial, FU-1B: Canais fluviais com elevado gradiente, FU-2: Galgamento ou inundação de margem fluvial progradante, FU-3A : Sapal de águas salobras ou planície de maré, FU-3B: Planícies intertidais e subtidais, FU-4:

Prodelta marinho pouco profundo, FU-5A : Bancos distributários de boca de maré com conchas, FU-5B: Canais de maré com influência fluvial sem conchas; ripples = ripples; ripened soil = solo desenvolvido; organic soil level = nível de solo orgânico; pebbles and clasts = pebbles e clastos; roots = raízes; horizontal plant remains = restos vegetais dispostos horizontalmente; bioturbation = bioturbação; burrow = marca da acção de organismos bênticos; pyrite = pirite; carbonate concretion = concreção carbonatada; end of coring = fim de sondagem; dike = dique. Litologia: C/P = argila ou peat; S = silte; VF = areia muito fina; F = areia fina; m = areia média; C = areia grosseira e G = cascalho.

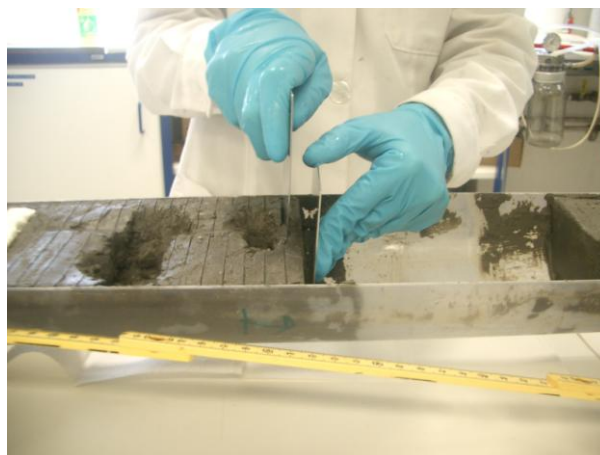


Figura 3.3 – Amostragem da sondagem de VFX.

3.2. MÉTODOS

Os métodos para a análise dos sedimentos utilizados neste trabalho foram os seguintes: análise granulométrica, análise de microfósseis siliciosos, análise química elementar, análise elementar por fluorescência de Raio-X (XRF) e análise de biomarcadores moleculares.

3.2.1. Análise granulométrica

A análise granulométrica dos sedimentos foi efectuada no LSM da UGM usando um analisador da marca Coulter modelo LS230 (Figura 3.4, pp. 34). Este equipamento, cujo princípio de funcionamento se baseia no método de difracção laser, permite determinar o tamanho de partículas com diâmetro entre 0,04 μm e 2 mm. O Coulter LS230 é automatizado e controlado por um software adequado que possibilita o processamento dos dados e permite a obtenção da curva de distribuição granulométrica e os vários parâmetros estatísticos necessários para a caracterização de cada amostra (Rodrigues, 2001). É possível, deste modo, conhecer o conteúdo em argila (fracção <4 μm), silte (4 μm <S> 63 μm) e areia (63 μm <A> 2 mm) presente na amostra. A fracção

grosseira da amostra (partículas sedimentares com mais de 2 mm de diâmetro) é separada por peneiração ou crivagem.



Figura 3.4 – Analisador de partículas por difracção a laser Coulter LS 230 ® presente no LSM da UGM – LNEG, I.P.

De modo a conhecer a distribuição das diferentes classes granulométricas (argila, silte, areia e areão) presentes no sedimento é necessário proceder à preparação das amostras. Neste trabalho, a metodologia utilizada foi uma adaptação da metodologia praticada no LSM da UGM (Rodrigues, 2001) e encontra-se descrita no Anexo 2 (Procedimento 1). Resumidamente, foram colhidos e liofilizados *ca.* de 10 – 12 g de sedimento, nos quais se procedeu à separação das partículas sedimentares superiores a 2 mm por crivagem. A remoção da matéria orgânica foi realizada na fracção menor que 2 mm através de oxidação com Peróxido de Hidrogénio básico (água oxigenada H₂O₂ 130 vol. com amónia). Seguidamente, o sedimento foi lavado, para remover vestígios de H₂O₂ e homogeneizado, através de um agitador mecânico vertical, para assegurar a representatividade da subamostra a utilizar para a análise no Coulter LS 230.

De forma a garantir a qualidade dos dados (reproducibilidade e exactidão), realizaram-se, no mínimo, 3 ensaios para cada amostra bem como ensaios de amostra padrão. Como resultados aceitáveis são seleccionados os ensaios cujas médias (tamanho médio do grão) são mais próximas, e, entre estes, o primeiro ensaio realizado. Ensaio granulométricos realizados em diferentes amostras de sedimentos mostraram a perda dos maiores diâmetros em ensaios consecutivos (Rodrigues, 2001). O mesmo se verificou durante a realização deste trabalho, especialmente em amostras mais grosseiras. Entre os ensaios que apresentam a média mais próxima, selecciona-se o primeiro de modo a garantir que a amostra se encontre, em termos de distribuição granulométrica, mais próxima do seu estado inicial.

Conhecendo a percentagem de argila, silte e areia (valores dados obtidos com Coulter LS 230), podemos corrigir o valor da percentagem de cada fracção granulométrica presente na amostra. Esta correcção é elaborada a partir de uma relação

entre o peso inicial da amostra e o peso da fracção mais grosseira. Posteriormente, procede-se ao cálculo do valor, em percentagem, da fracção fina (FF) correspondente ao somatório das fracções do silte e da argila (< 63 µm) e da fracção grosseira (FG) (> 63 µm) correspondente ao somatório das fracções da areia e do cascalho (gravel).

3.2.2. Análise de microfósseis siliciosos

Para a análise de microfósseis siliciosos é necessário proceder ao tratamento laboratorial prévio da amostra, preparação de lâminas delgadas para observação microscópica e identificação e quantificação (utilizando um microscópio) dos taxa ou grupos ecológicos mais importantes, de forma a determinar a sua abundância em #valvas / g de sedimento.

3.2.2.1. Tratamento laboratorial e preparação das lâminas para observação microscópica.

A preparação laboratorial das amostras para análise de microfósseis siliciosos (diatomáceas e fitólitos) foi efectuada de acordo com a metodologia utilizada no Laboratório de Sedimentologia e Micropaleontologia da Unidade de Geologia Marinha do LNEG.

Procedimento laboratorial para limpeza da amostra

Esta metodologia, descrita em Abrantes *et al.* (2005b), consiste na limpeza da amostra a analisar através da eliminação da matéria orgânica, dos carbonatos e das argilas, para permitir a correcta observação microscópica e quantificação dos microfósseis siliciosos. Resumidamente, pesam-se *ca.* de 2 – 2,5 g de sedimento húmido a que se adiciona uma solução de Hexametáfosfato de Sódio (Calgon 0,033 M) para dispersar as argilas. A matéria orgânica e os carbonatos são removidos através da adição de H₂O₂ a 30% e HCl a 10 %, respectivamente (Figura 3.5, pp. 36). O sedimento tratado é depois lavado com água destilada para remover as argilas em suspensão. Uma descrição do procedimento laboratorial utilizado para o tratamento de sedimentos para análise de microfósseis siliciosos encontra-se no Anexo 2 (Procedimento 2).

Após o sedimento limpo preparam-se as lâminas para observação microscópica através da sedimentação de um volume conhecido da solução que resulta da limpeza do sedimento.

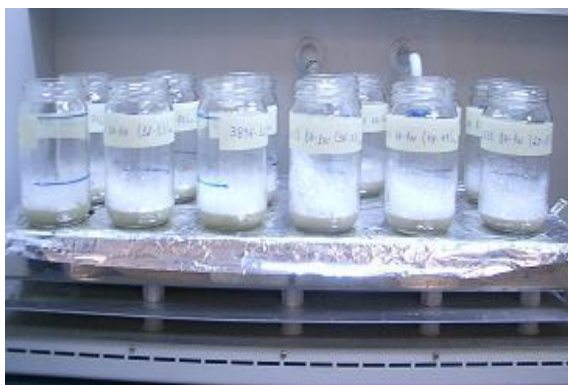


Figura 3.5 – A matéria orgânica presente no sedimento é oxidada com H_2O_2 a 30%. Após reacção à temperatura ambiente, as amostras de sedimento são colocadas na placa de aquecimento até que a reacção termine. Procede-se do mesmo modo durante a remoção de carbonatos utilizando HCl a 10%.

Preparação das lâminas para observação microscópica.

Para a preparação das lâminas, um volume conhecido de amostra é colocado a evaporar num prato do tipo “Battarbee” (*“Battarbee plate”* ou *“Battarbee circular evaporation tray”* - Battarbee, 1973; Figura 3.6, pp. 36). O prato de evaporação de Battarbee tem um diâmetro conhecido e quatro depressões para lamelas com 20 mm de diâmetro. Pretende-se, com este método, simular as condições de deposição dos microrganismos siliciosos em qualquer que seja o seu meio deposicional (fundo do oceano, lago, rio ou estuário). Posteriormente, o prato permanece num local não perturbado, para permitir a deposição aleatória das partículas nas lamelas. Quando a evaporação está completa e as lamelas secas, estas são removidas e fixadas com adesivo Permout® em lâminas para observação microscópica.



Figura 3.6 – Um volume conhecido de amostra é colocado a evaporar num prato de evaporação de Battarbee.

Para cada amostra analisada deve também ser realizado um esfregaço. Um esfregaço consiste numa fina camada de sedimento (sem tratamento prévio) fixado sobre uma lâmina por forma a permitir a observação microscópica da composição do sedimento. Ao facultar informação acerca do estado inicial do sedimento, funciona como amostra de controlo do(s) tratamento(s) laboratorial(ais) (i.e., verificar, por exemplo, se o

método de limpeza utilizado foi muito agressivo para os microfósseis, promovendo a sua dissolução ou quebra).

3.2.2.2. Quantificação de microfósseis siliciosos e determinação de abundâncias absolutas.

As lâminas e esfregaços são observados utilizando um microscópio de Contraste de Interferência Diferencial (DIC) da Nikon® equipado com uma ocular micrométrica com resolução mínima de 1 µm e objectiva de imersão com ampliação de 100X.

Cada amostra é quantificada, de acordo com o protocolo de contagem proposto por Schrader e Gersonde (1978) e Abrantes (1988a), utilizando uma ampliação de 1000X. Para efeitos de contagem consideraram-se as diatomáceas marinhas, salobras e de água doce separadas em cêntricas e pennales, esporos de *Chaetoceros* spp., *Leptocylindrus* spp., fragmentos de diatomáceas cêntricas, pennales e fitólitos. Pretende-se com esta subdivisão caracterizar o meio ambiental e deposicional em função da salinidade, permitindo assim reconhecer uma maior influência marinha ou fluvial.

Os taxa de diatomáceas foram identificados de acordo com as descrições de Cumming *et al.* (Cumming *et al.*, 1995), Gasse (Gasse, 1986), Hartley *et al.* (Hartley e tal., 1996), Hasle e Syvertsen (Hasle, e Syvertsen, 1996), Husted (Hustedt, 1977), Peragallo e Peragallo (Peragallo e Peragallo, 1897), Krammer e Lange-Bertalot (Krammer e Lange-Bertalot, 1986; Krammer e Lange-Bertalot, 1988), Round *et al.* (Round *et al.*, 1990) entres outros autores que acompanham as descrições dos diferente taxa com informação sobre a sua ecologia. Os fitólitos foram identificados de acordo com a classificação de Twiss *et al.* (1969).

Para cada amostra foram quantificadas 3 lamelas e o total das contagens para cada grupo considerado foi utilizado para determinar as respectivas abundâncias. Abundâncias que são estimativas quantitativas baseadas na contagem dos diferentes grupos de microrganismos siliciosos presentes em 100 campos de visão em cada lamela observada, tal como ilustrado na Figura 3.7 (pp. 38).

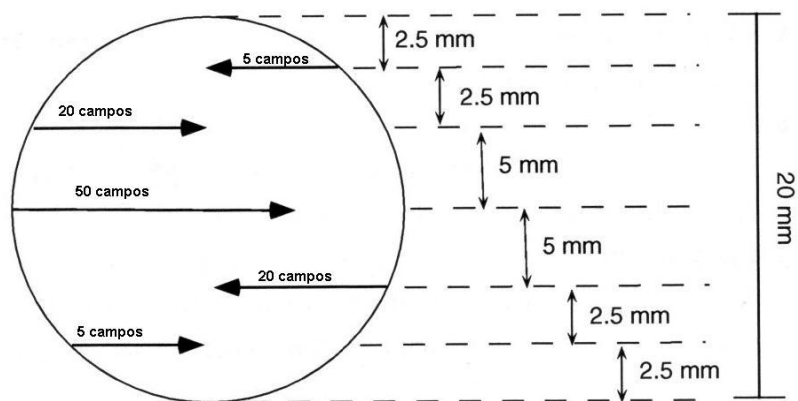


Figura 3.7 – Representação da distribuição na lamela dos 100 campos de visão observados para a estimação quantitativa dos diferentes grupos de microrganismos siliciosos. Adaptado de Abrantes *et al.* (2005 b).

Com este método de contagem e conhecendo a área do campo de visão de cada microscópio, o número absoluto de valvas de diatomáceas por grama de sedimento pode ser calculado do seguinte modo:

$$\text{No. Valvas/g} = ((N*(S/s))*(V/v)) / W,$$

onde **N** é o total de valvas contadas em 100 campos de visão em 3 lamelas de cada amostra, **S** é a área do prato de Battarbee, **s** é a área das lamelas contabilizados (área de cada lamela X 3, neste caso), **V** é o volume de solução no copo, **v** é o volume de solução colocada a evaporar, **W** é o peso do sedimento a tratar e **(S/s)** é uma constante para cada microscópio (Abrantes *et al.*, 2005 b).

O mesmo se aplica para a concentração ou abundância absoluta dos fitólitos. Neste caso, o valor da abundância absoluta corresponde ao número de fitólitos presente em cada grama de sedimento (número de fitólitos/g), onde **N** corresponde ao total do fitólitos contabilizados em 100 campos de visão em 3 lamelas de cada amostra.

3.2.3. Análise química elementar

A determinação analítica dos elementos C, H e N foi efectuada de acordo com a metodologia praticada no LSM da UGM – LNEG, I.P, utilizando um analisador elementar CHNS-932 da LECO ®. Para a determinação do conteúdo em C orgânico foram analisados três replicados de 2 mg de sedimento liofilizado e homogeneizado. Após calcinação na mufla (a 550 °C), para eliminar o Carbono orgânico ($C_{org.}$), procedeu-se a nova análise do conteúdo de C contido em Carbono inorgânico ($C_{inorg.}$). O teor em C_{org} (expresso em % de peso) é determinado a partir da diferença entre o teor de C_{total} e $C_{inorg.}$. A precisão do método é de 0,03 (% peso). O conteúdo em $CaCO_3$ presente no sedimento é determinado de acordo com a seguinte equação: $CaCO_3$ (% de peso) = C_{inorg} X 8,322.

3.2.4. Análise elementar por fluorescência de raio – X (XRF)

A análise elementar por fluorescência de raio - X (XRF) é uma técnica não destrutiva, que permite a análise relativamente rápida e com elevada resolução de alguns dos elementos químicos presentes nos sedimentos. A utilização desta técnica permitiu determinar variações na concentração relativa de 12 elementos químicos compreendidos entre o Al e o Co (Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Co) ao longo da sondagem de VFX.

Foi utilizado um equipamento de Fluorescência de Raio-X (XRF Core Scanner da Avaatech® - ACS) pertencente ao The Royal Netherlands Institute for Sea Research (NIOZ) e operacional desde 2002 (Figura 3.8). A técnica de XRF de aquisição contínua foi inicialmente desenvolvida no NIOZ em 1998 (Richter *et al.*, 2006), e os mais recentes desenvolvimentos do novo equipamento ACS assim como a descrição técnica do sistema são apresentados em Richter *et al.* (2006).



Figura 3.8 – Equipamento de Fluorescência de Raio-X de aquisição contínua (XRF Core Scanner da Avaatech® - ACS) do NIOZ (<http://www.nioz.nl/>).

As medições por XRF foram realizadas na metade de trabalho (working half) dos testemunhos de sondagem. De forma a providenciar uma superfície plana e lisa essencial a uma correcta aquisição dos dados, torna-se necessário limpar e alisar a superfície do sedimento. Depois de preparado, o sedimento é coberto com um filme fino (4 μm) de Ultralene para prevenir a contaminação do prisma de medição. Os testemunhos de sondagem devem atingir a temperatura ambiente, antes de se proceder à sua preparação e análise por XRF por forma a evitar o desenvolvimento de uma camada fina de água por debaixo do filme de Ultralene que pode prejudicar a medição.

Apesar desta técnica permitir a determinação rápida das concentrações relativas de elementos químicos presentes em sedimentos com elevada resolução, esta metodologia apresenta algumas limitações relacionadas com as características do sedimento que podem gerar sinais com ruído. É possível que o conteúdo em água da amostra e/ou condições menos favoráveis de medição, tais como a rugosidade da

superfície em sedimentos arenosos grosseiros e/ou com fragmentos de conchas, por exemplo, possam afectar o limite de detecção de alguns elementos, em especial os elementos mais leves (Al, Si) (Thomas O. Richter, comunicação pessoal).

Para este trabalho, os testemunhos foram analisadas com uma resolução de 2 cm. Quando necessário, o plano de análise foi ajustado para evitar perturbações ou falhas na recuperação de sedimento. Todas as medições foram realizadas com um tempo de contagem de 30 segundos. A aquisição da concentração, em cps, dos elementos Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe e Co foi levada a cabo usando uma voltagem de 10kV. Um padrão foi medido uma ou duas vezes por dia como forma de calibração.

Os dados em bruto foram processados com software WinAxill PC XRF Analysis (<http://www.avaatech.com/>). Este software aplica modelos matemáticos para converter a energia em picos dos elementos identificados em concentração elementar em unidades de contagem por 30 segundos (cps).

Durante o processamento dos dados, os pontos que correspondiam a descontinuidades no sedimento (pequenas fracturas, buracos e gaps) foram identificados e eliminados. Valores anormais de concentração foram analisados e, quando necessário, a superfície do sedimento foi inspeccionada visualmente para verificação da qualidade do material analisado. Os limites de detecção de alguns elementos analisados são apresentados na Tabela 3.2 e foram também considerados. Os limites de detecção dos elementos não apresentados na Tabela 3.2 deverão ser idênticos para os elementos com peso atómico similar (Thomas O. Richter, comunicação pessoal).

Tabela 3.2 - Limites de detecção do equipamento de aquisição contínua ACS (adaptado de Richter *et al.*, 2006).

Elemento	Peso Atómico	Linha K α (keV)	Limite de detecção (ppm)
Mg	24	1.25	20000
Al	27	1.49	2000
Si	28	1.74	1000
P	31	2.01	500
S	32	2.31	500
K	39	3.31	400
Ca	40	3.69	200
Ti	48	4.51	500
Mn	55	5.89	100
Fe	56	6.40	45
Sr	88	14.14	5
Zr	91	15.74	20
Ba	137	32.19	40
Pb	207	10.84 (linha α)	10

3.2.5. Método analítico para determinação de biomarcadores moleculares (C_{37} alquenonas e n-alcenos) em sedimentos

Para a determinação e purificação de biomarcadores moleculares o método utilizado foi o aplicado no Laboratório de Biogeoquímica (LB) da UGM – LNEG, I.P. Esta metodologia, desenvolvida e otimizada por Villanueva (1996), Villanueva e Grimalt, (1997), Villanueva *et al.*, (1997), encontra-se descrita em Rodrigues (2003). O procedimento analítico descrito é um dos métodos utilizados para determinação do índice U_{37}^K e a sua precisão analítica é de 0,5 °C (Villanueva *et al.*, 1997) quando a concentração total de alquenonas C_{37} analisadas é superior a 5-10 ng (Villanueva e Grimalt, 1997).

Este procedimento, de acordo com Rodrigues (2003), segue as etapas de seguida indicadas:

1. Armazenamento da amostra (- 20° C);
2. Liofilização (eliminação da humidade) da amostra;
3. Homogeneização e pesagem da amostra (ca de 2 – 2,5 g);
4. Adição de padrão interno (os n-alcenos de 36 e 40 átomos de carbono hexatriacontano (C_{36}) e tetracontano (C_{40}), respectivamente, e o álcool nonadecanol-1-ol com 19 átomos de carbono ($C_{19}OH$));
5. Extração da fase lipídica (com diclorometano);
6. Purificação do extracto (saponificação com potassa metanólica a 6%) e recuperação com n-hexano;
7. Derivatização com BSTFA;
8. Análise por cromatografia gasosa.

A descrição pormenorizada da metodologia encontra-se no Anexo 2 (Procedimento 3).

Cromatografia de gases

A cromatografia de gás (GC) utiliza-se para separar compostos que se encontram em misturas complexas, possibilitando a identificação e quantificação de cada componente. Neste tipo de cromatografia, a fase móvel corresponde a um gás inerte, que funciona como gás de arraste e que transporta a fase estacionária (líquido) ao longo de um suporte sólido apropriado – coluna cromatográfica. Os princípios básicos da técnica envolvem a volatilização da amostra no injector, separação dos componentes da mistura numa coluna especialmente preparada e detecção de cada componente pelo detector.

Condições cromatográficas de análise

A técnica utilizada para análise foi a cromatografia gasosa com detector de ionização de chama (GC-FID). O equipamento utilizado foi um cromatógrafo Varian modelo 3400 equipado com septo e programador de temperatura (septum programmable injector – SPI), injetor automático modelo CP – 8410 e autoamostrador modelo CP – 8400 (Figura 3.9). O injetor foi programado para temperaturas que variam entre 90 e 310 °C como exemplificado pela Figura 3.10. A injeção foram realizadas em modo “on column”.



Figura 3.9 – Cromatógrafo Varian modelo 3400 presente no Laboratório de Biogeoquímica da UGM – LNEG, I.P.

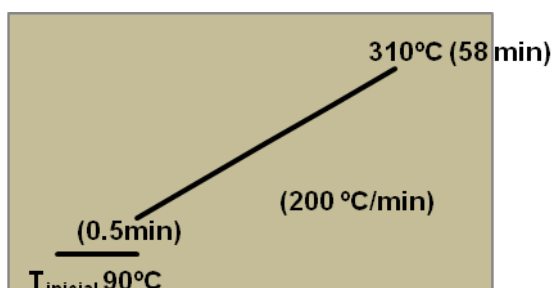


Figura 3.10 – Rampa de temperatura do injetor.

Foi utilizada uma coluna capilar WCOT (wall coated open tubular) de sílica fundida CPSIL-5CB com 50 m de comprimento X 0,32 mm de diâmetro interno X 0,12 µm de espessura de filme, sendo a fase estacionária composta por 100 % de dimetilpolisiloxano. A coluna capilar encontra-se associada a uma pré-coluna composta por sílica fundida, com diâmetro interno de 0,32 mm e com comprimento aproximado de 5m. O gás de transporte ou de arraste foi o H₂.

A rampa de aquecimento do forno (coluna) é apresentada na Figura 3.11 e totaliza o tempo de separação dos compostos em 63,83 minutos.

O detector foi mantido a 320 ° C, recebendo fluxo de H₂ de 35 mL/min, fluxo de ar reconstituído de 300 mL/min e fluxo de N₂ de 30 mL/min.

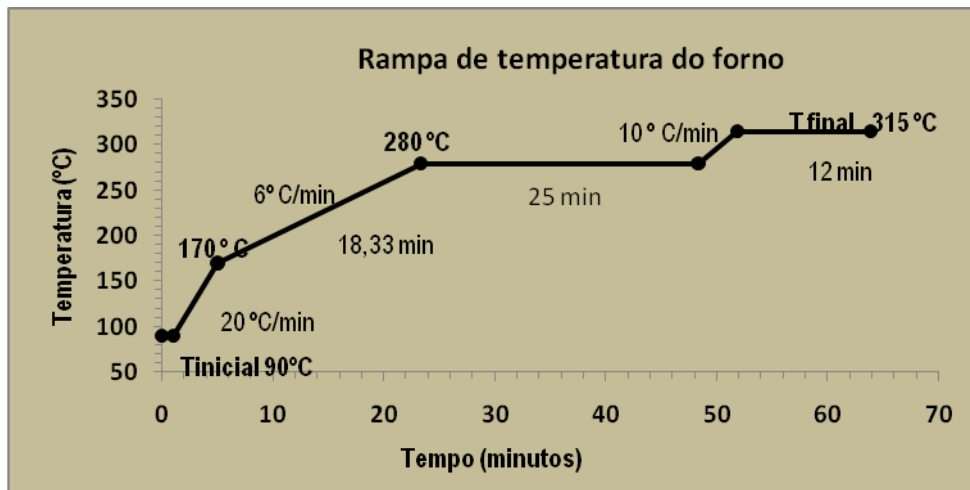


Figura 3.11 – Rampa de temperatura do forno (coluna).

O sinal eléctrico do detector é registado através da interface informática Galaxie Workstation ® e os dados obtidos são apresentados na forma de um cromatograma (Figura 3.12). A identificação dos compostos foi realizada por comparação com os tempos de retenção dos padrões internos adicionados. Para assegurar uma quantificação uniforme, procedeu-se à integração manual da área dos picos de interesse. Posteriormente, para calcular a concentração dos diferentes compostos, os valores das áreas de cada pico foram transferidos para uma folha de cálculo. As concentrações dos biomarcadores são determinadas usando como referência o padrão interno n-hexatriacontano (C₃₆), recorrendo à seguinte fórmula:

$$[\text{Biomarcador}] \text{ (ng/g)} = \left(\frac{\text{Área Biomarcador}}{\text{Área C}_{36}} \right) \times \left(\frac{\text{ng C}_{36}}{\text{Peso Sed seco}} \right)$$

onde ng C₃₆ é a concentração do padrão n-hexatriacontano e PesoSed seco corresponde ao peso seco da amostra analisada.

Controlo de processo analítico

O controlo do processo analítico realizou-se através da determinação da % de recuperação do padrão interno adicionado a cada amostra. Para isso, em cada série de amostras analisadas, procedeu-se à injeção de um vial contendo 10 µL de padrão interno (mesma quantidade adicionada às amostras) e 50 µL de sililante BSTFA. A % de recuperação foi calculado de acordo com:

$$\% \text{ Recuperação} = 100 \times ((A_m \times Q_p) / A_p) / Q_m$$

Onde Am é a área do padrão adicionado; Ap é a área do padrão, Qp é a concentração do padrão e Qm é a concentração do padrão adicionado à amostra.

Em cada série de amostras analisadas, para controlo de eventual contaminação e perdas de material durante o procedimento analítico, preparou-se um branco. O branco segue todos os procedimentos laboratoriais de uma amostra para análise.

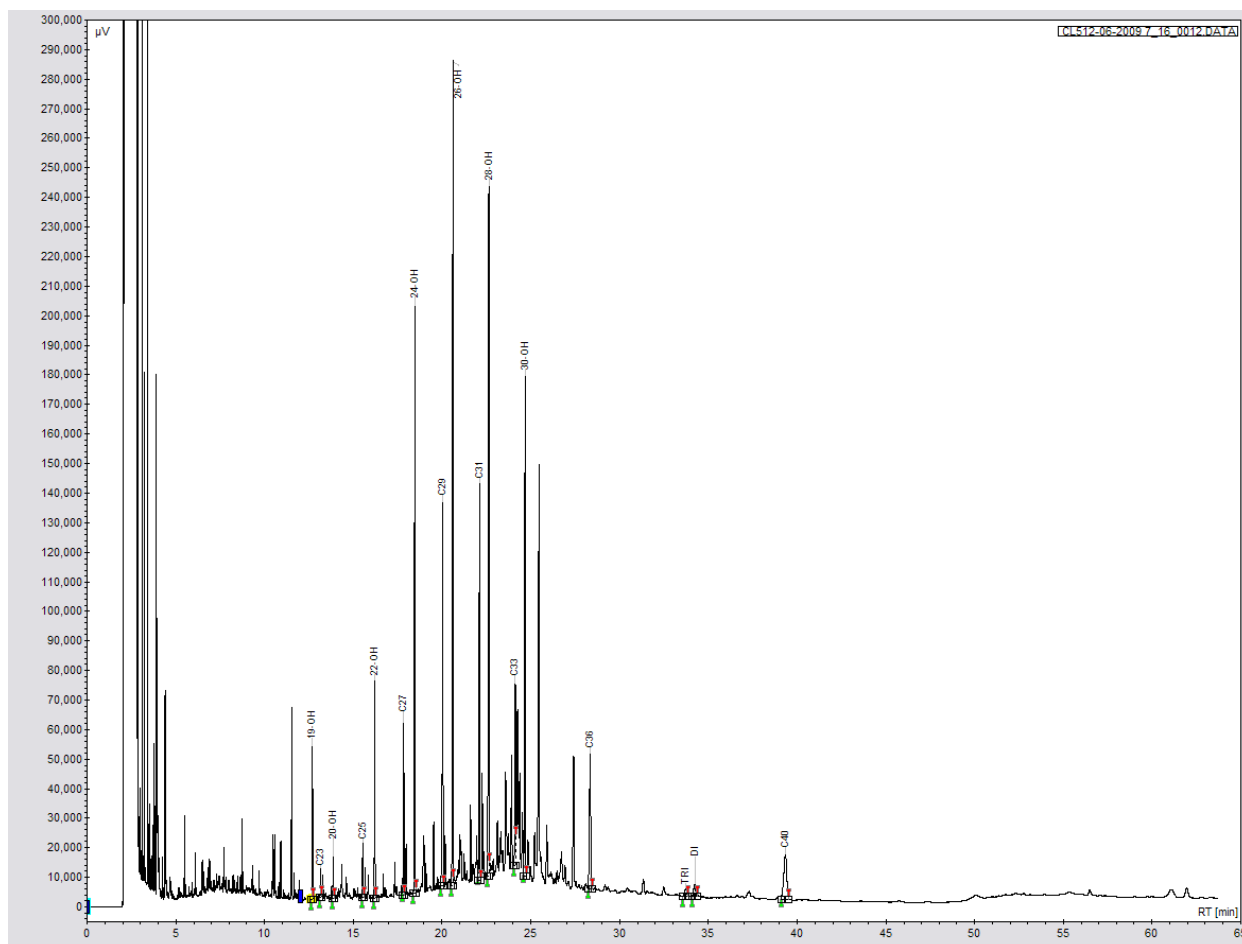


Figura 3.12 – Cromatograma representativo da sequência sedimentar de VFX recuperada no estuário do Tejo.

Determinação da temperatura da água do mar (Sea Surface Temperature - SST)

A temperatura da água do mar (SST) foi calculada a partir da calibração global definida por Müller *et al.* (1998): $SST = (U_{37}^{K'} - 0,044) / 0,033$, onde o índice $U_{37}^{K'}$, proposto por Prahl e Wakeham (1987), foi determinado com base na relação entre a abundância relativa das alquenonas C_{37} com duas e três insaturações (ligações duplas de carbono):

$$U_{37}^{K'} = \frac{[C_{37:2}]}{[C_{37:2}] + [C_{37:3}]}$$

4. CRONOLOGIA

A cronologia absoluta é uma ferramenta necessária e indispensável para a datação e correlação de eventos geológicos, constituindo a base de qualquer reconstrução paleoambiental, paleoclimática e/ou paleoecológica. As datações radiométricas, ao fornecerem idades absolutas para determinados níveis da sequência sedimentar em estudo, possibilitam o estabelecimento de um modelo de idades para a sequência sedimentar.

O método de datação utilizado neste trabalho foi a Espectrometria de Aceleração de Massas (AMS) de ^{14}C . As datações com ^{14}C baseiam-se na lei do decaimento radioactivo e a técnica de AMS consiste na contagem de iões de carbono recorrendo à medição de espectrometria de massas (Hughen, 2007). Esta técnica constitui o melhor método de datação para o Quaternário mais recente e apresenta elevada sensibilidade, sendo possível obter uma datação a partir de pequenas quantidades de carbono (ca. 0,3 mg).

O ^{14}C é produzido pela radiação cósmica e é introduzido no ciclo do carbono na forma de $^{14}\text{CO}_2$. Considerando que a concentração de carbono na atmosfera é constante ao longo do tempo, a relação entre o isótopo ^{14}C pai e isótopos filhos (^{13}C e ^{12}C) possibilita a determinação da idade da amostra a datar. Existem duas formas de o carbono incorporar os elementos que pretendemos datar: (1) o CO_2 é fixado pelas plantas através da fotossíntese, possibilitando a datação de restos vegetais preservados, e (2) o CO_2 é dissolvido na água do mar para formar carbono inorgânico dissolvido (DIC) que pode ser datado directamente ou incorporado nos carbonatos marinhos (conchas, etc.) (Hughen, 2007). Qualquer material que contenha carbono, quer se trate de amostras biológicas ou artefactos arqueológicos, tem potencial para ser datado.

O modelo de idades desta sondagem foi construído com base em seis níveis datados por AMS ^{14}C (Tabela 4.1, pp. 47). Duas amostras de material biogénico carbonatado (conchas carbonatadas de moluscos) foram datadas pelo Leibniz-Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research da Universidade Christian Albrechts em Kiel (Alemanha). Uma das idades obtidas não foi considerada na elaboração do modelo de idades (ver Tabela 4.1), ou seja, a datação da amostra “UGM – 2469” foi rejeitada porque apresentava uma idade ^{14}C consideravelmente mais recente que os níveis sedimentares contíguos à sua posição estratigráfica. Cinco amostras correspondentes a restos vegetais bem preservados foram datadas no laboratório R. J. van de Graaff da Universidade de Utrecht (Holanda) (Vis *et al.*, 2008). As idades facultadas pelas conchas carbonatadas foram corrigidas para o efeito reservatório de 400

anos, de acordo com o determinado para área do prodelta do Tejo por Abrantes *et al.* (2005a).

As idades ^{14}C convencionais (anos ^{14}C BP) foram calibradas para idades calendário (cal anos BP) utilizando o programa CALIB Rev 5.0.2 (Stuiver e Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2005) e a base de dados de calibração Intcal04.14 c (Reimer *et al.*, 2004). Os resultados são apresentados em idades calendário de ^{14}C antes do presente (cal anos BP). A designação BP significa Before Present (antes do presente), sendo o presente considerado como o ano 1950 AD (AD = Anno Domini, ie, depois de Cristo). O CALIB Rev 5.0.2 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>) converte as idades radiogénicas ^{14}C para idades calendário calibradas através de curvas de calibração (IntCal04, Marine04 e SHCal04), procedendo ao cálculo da distribuição de probabilidade da idade verdadeira da amostra. É necessário proceder à calibração das idades provenientes de datações por AMS ^{14}C porque esta técnica assume que a actividade específica de ^{14}C no CO_2 atmosférico tem sido constante, e de Vries (1958), seguido por outros autores, mostrou que a concentração de ^{14}C na atmosfera variou ao longo do tempo (*e.g.* Stuiver *et al.*, 2005).

O modelo de idades elaborado para este estudo é apresentado na Figura 4.1 (pp. 48) e relaciona a idade média de ocorrência (Tabela 4.1, pp. 47) e a profundidade da amostra datada. No elaboração deste modelo considerou-se que o topo da sondagem corresponde a – 56 anos BP, ou seja, a diferença entre 1950 e o ano da recuperação da sondagem (2006). As equações indicadas na Figura 4.1 representam a relação idade/profundidade para cada um dos modelos matemáticos que melhor se ajustaram à serie de dados. Foram considerados três modelos de interpolação linear que definiram, para cada sector da sondagem, as respectivas taxas de sedimentação (TS), expressas em cm/ano. O software AnalySeries (Paillard *et al.*, 1996) foi utilizado para calcular a idade de cada nível amostrado.

Tabela 4.1 - Resultados da datação de amostras provenientes da sondagem de VFX pelo método AMS ¹⁴C.

Código laboratorial	Designação da amostra	Profundidade do intervalo de amostragem (cm)	Profundidade da amostra (cm)	Tipo de amostra	Idade ¹⁴ C BP ± 1σ	Curva de calibração do Calib Rev 5.0.2	Idade Cal. BP 1σ	Anos	Idade Cal. BP 2σ	Anos	Idade média de ocorrência (med. Prob.)	Referência
KIA - 39393	UGM 987	987-988	987,5	Turritella *	3765 +/- 35	intcal04.14c	3565-3641		3553-3692		3607	Este trabalho
UtC - 14904	VFDEXIRA 1	1281	1281	Macrofósseis botânicos terrestres	3647 +/- 41*	intcal04.14c	3900 - 3991		3860 - 4087		3967	Vis <i>et al.</i> (2008)
UtC - 14905	VFDEXIRA 2	2192-2196	2194	Macrofósseis botânicos terrestres	6247 +/- 46*	intcal04.14c	7156 - 7256		7145 - 7266		7181	Vis <i>et al.</i> (2008)
KIA - 39394	UGM 2469	2469-2470	2496,5	Concha molusco * de	3920 +/- 30	intcal04.14c	3724 - 3796		3701-3875		3785	Este trabalho
UtC - 14906	VFDEXIRA 3	2842-2848	2846	Macrofósseis botânicos terrestres	8900 +/- 50*	intcal04.14c	9922 - 10072		9886 - 10196		10029	Vis <i>et al.</i> (2008)
UtC - 14907	VFDEXIRA 4	3710-3716	3713	Macrofósseis botânicos terrestres	9990 +/- 70*	intcal04.14c	11221 - 11399		11199 - 11511		11329	Vis <i>et al.</i> (2008)
UtC - 14908	VFDEXIRA 5	4919-4925	4922	Macrofósseis botânicos terrestres	12160 +/- 90*	intcal04.14c	13906 - 14123		13783 - 14252		14019	Vis <i>et al.</i> (2008)

* As idades foram corrigidas para o efeito reservatório de 400 anos de acordo com Abrantes *et al.*, (2005a).

As idades indicadas para 1σ e 2σ são as que apresentam maior probabilidade de ocorrência.

A profundidade em itálico não foi considerada na elaboração do modelo de idades.

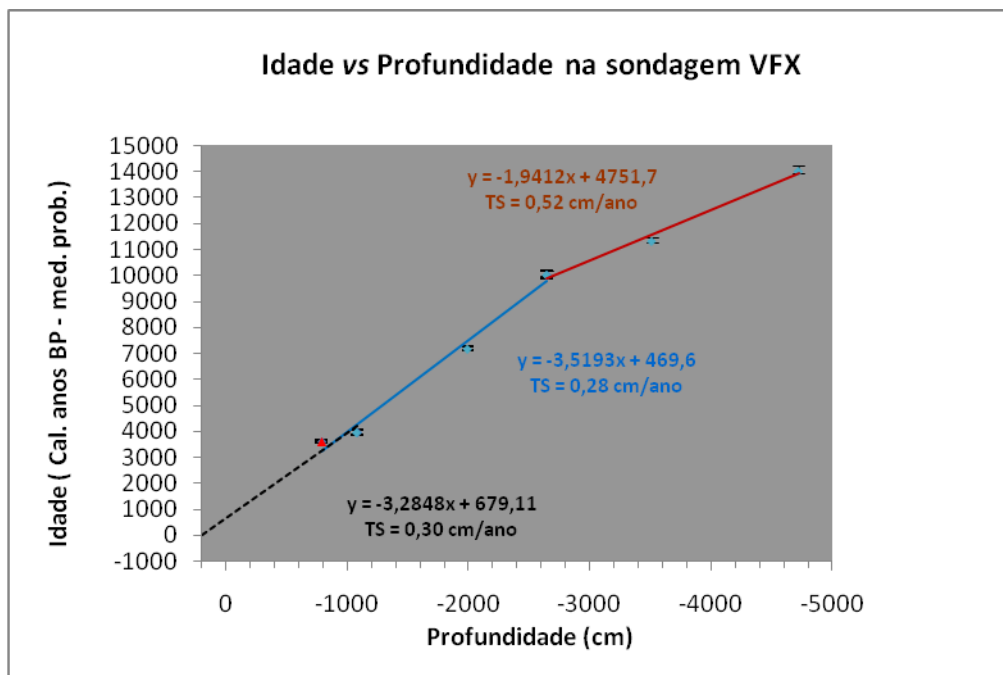


Figura 4.1 – Modelo de idades da sondagem VFX elaborado com base nas datações por AMS ^{14}C indicadas na Tabela 4.1. (idade média de ocorrência). O triângulo vermelho corresponde à datação realizada neste estudo e os losângulos azuis às datações realizadas por Vis *et al.* (2008). As barras de erro verticais correspondem à diferença entre a idade média de ocorrência e o valor máximo e mínimo do 2σ (Tabela 4.1).

A partir da análise do gráfico apresentado na Figura 4.1, idade vs. profundidade para a sondagem VFX, observa-se que a taxa de sedimentação teve uma alteração significativa aos ~10 cal ka BP. Os valores mais elevados da taxa de sedimentação (0,52 cm/ano) ocorrem entre ~10 – 14 cal ka BP. Entre ~3,6 – 10 cal ka BP a taxa de sedimentação é estimada em 0,28 cm/ano, aproximadamente metade do valor encontrado para o intervalo 14-10 cal ka BP. Desde ~3,6 ka cal BP até à actualidade, a taxa de sedimentação estimada é de 0,30 cm/ano. Uma taxa praticamente igual à verificada a partir dos 10 ka cal BP, contudo, é de assinalar que, devido à ausência de datações na zona superior da sequência, a taxa determinada para este intervalo de tempo deve ser considerada apenas como indicativa.

Com base no modelo de idades definido, a sequência sedimentar de VFX representa os últimos 14 ka cal BP, período para o qual é possível reconstruir as condições paleoambientais e paleoclimáticas no estuário do Tejo.

5. RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos para a sequência sedimentar VFX através da aplicação das metodologias descritas no capítulo 3. Procedeu-se à caracterização dos sedimentos com base na análise granulométrica, conteúdo em Carbono Orgânico (C_{org} ou TOC) e percentagem em Carbonato de Cálcio (% $CaCO_3$), análise elementar por fluorescência de raio-X (XRF), análise de microfósseis siliciosos (diatomáceas e fitólitos) e biomarcadores moleculares (alquenonas C_{37} , n-alcanos e n-alcanóis). As profundidades são indicadas em referência ao nível médio do mar (n.m.m.) determinado no marégrafo de Cascais e apresentam valores positivos e negativos. Assim quando se lê -1212 cm de profundidade significa que o nível sedimentar se situa a -1212 cm abaixo do n.m.m. A descrição dos resultados é realizada da base para o topo da sondagem de forma a melhor explicar as variações paleoambientais e paleogeográficas impostas pela transgressão holocénica.

5.1. CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA DA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX

A análise granulométrica possibilita a caracterização do ambiente paleodeposicional, facultando informação acerca da génese, transporte e deposição das partículas sedimentares. Deste modo, a análise textural é um instrumento fundamental para a caracterização de depósitos sedimentares e da dinâmica sedimentar que os originou.

Verifica-se, em muitos casos, uma clara relação entre o tamanho médio do grão e a energia das correntes de fundo no momento em que as partículas sedimentares são depositadas, ou seja, o tamanho médio das partículas sedimentares é proporcional à energia do meio presente no momento da sua deposição. Deste modo, o tamanho médio do grão serve como um bom indicador da dinâmica nos ambientes deposicionais. Os sedimentos mais finos sugerem condições de baixa energia do meio enquanto que os sedimentos grosseiros sugerem condições de elevada energia. O diagrama de Hjulström (Figura 5.1, pp. 50) estabelece a relação entre a velocidade de corrente média e o diâmetro do grão e mostra o comportamento de uma dada partícula sedimentar em diferentes contextos de dinâmica sedimentar.

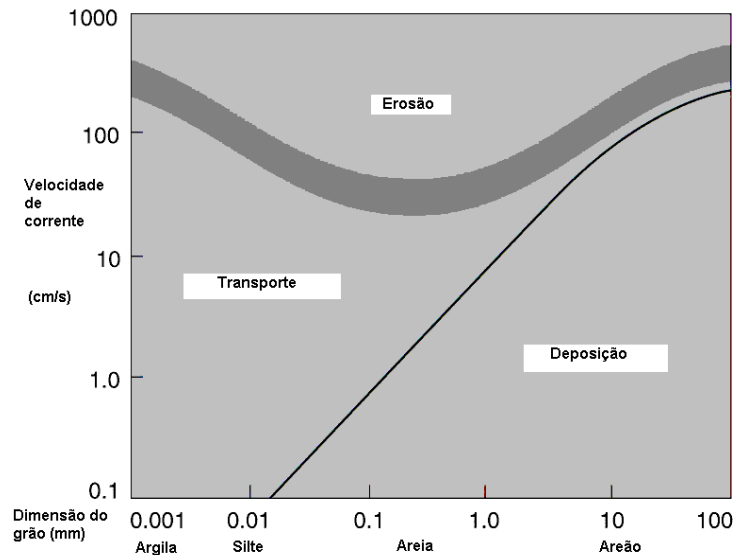


Figura 5.1 – O Diagrama de Hjulström mostra a velocidade de corrente média necessária para a erosão, transporte e deposição de partículas sedimentares com diferentes dimensões. A curva do topo indica que são necessárias correntes mais rápidas para erodir argilas e silte, areia grossa e areão (gravel), do que para erodir areia fina a média. A curva inferior mostra que uma vez que uma partícula se encontra em movimento, a velocidade de corrente necessária para transportá-la varia diretamente com a sua dimensão. A deposição de um grão com um dado diâmetro ocorre quando a velocidade de corrente é inferior ao valor crítico definido no diagrama pela linha inferior (adapt. de Pinet, 2000).

O conteúdo, expresso em percentagem (%), em argila, silte, areia e areão, o valor médio do grão para a fracção menor que 2 mm ($Fr < 2\text{mm}$) e o total da fracção fina ($Fr < 63\ \mu\text{m}$) para a sequência sedimentar de VFX são apresentados na Figura 5.2 (pp. 51) e na tabela A.3 (Anexo 3).

A sequência sedimentar de VFX caracteriza-se pela alternância de materiais silto-argilosos com materiais arenosos, correspondendo estes últimos a ambientes deposicionais de maior energia. O teor em argila e silte, expressos pela fracção fina, registam uma variação similar ao longo da sondagem e apresentam valores mínimos nos níveis -2956 cm, -2605 cm a -2415 cm e -1050 cm a -332 cm. Concomitantemente, estes intervalos de profundidade correspondem ao enriquecimento em areia dos sedimentos, apresentando teores superiores a 60 %. A distribuição do valor médio do grão da fracção menor que 2 mm, que varia entre 11,20 μm e 703,30 μm , acompanha esta tendência. Valores superiores a 250 μm (areia média) ocorrem às profundidades de -2956 cm e -988 cm a -332 cm, assinalando níveis que se caracterizam pelo predomínio de materiais mais grosseiros. A fracção do areão ou gravel, constituído por grãos quartzosos e/ou bioclastos (fragmentos de conchas e restos vegetais), nem sempre está representada nos sedimentos analisados mas apresenta um máximo aos -612 cm. O registo da distribuição granulométrica obtido para a sequência sedimentar estudada é equivalente

às fácies sedimentares determinadas por Vis *et al.* (2008; 2009) (ver Figura 3.2, pp. 32 e Tabela A.2, Anexos 1).

Distribuição granulométrica na sequência sedimentar de VFX

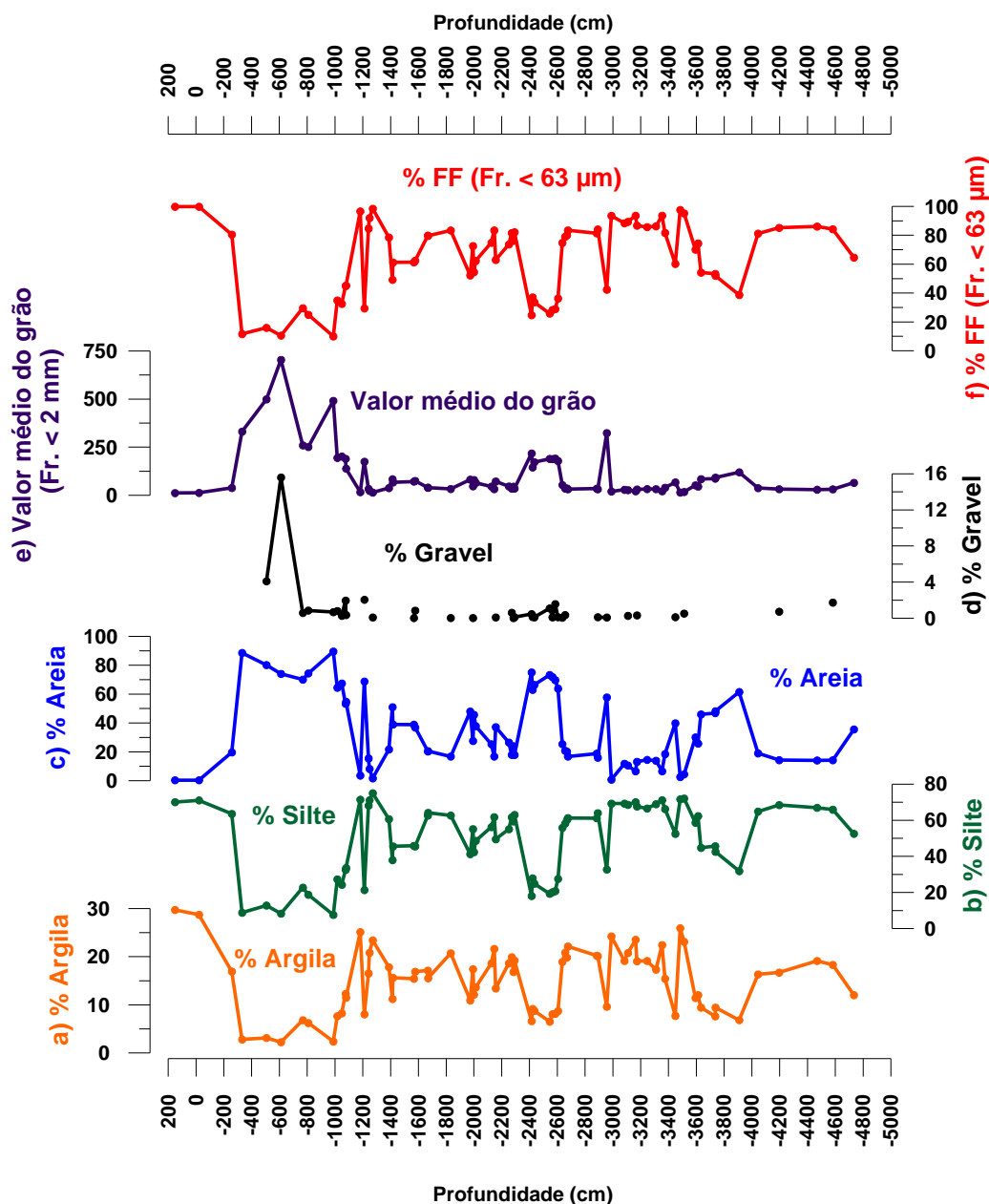


Figura 5.2 – Composição granulométrica dos sedimentos ao longo da sequência sedimentar de VFX em função da profundidade. Os parâmetros granulométricos apresentados correspondem ao teor, expresso em %, de argila (a), silte (b), areia (c), areão ou gravel (d) nos sedimentos, ao valor médio do grão para a fração menor que 2 mm (e) e à % da fração fina (FF) (Fr. <63 µm) (f).

5.2. REGISTO DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL E CARBONATO DE CÁLCIO NA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX

O conteúdo em Carbono Orgânico Total (TOC ou C_{org}) dos sedimentos, é considerado um indicador da produtividade primária exportada (e.g. Wefer *et al.*, 1999; Bendle *et al.*, 2009) e é afectado pela diagénese dos sedimentos (e.g. Müller e Mathesius, 1999; Lamb *et al.*, 2006).

Na sequência sedimentar de VFX o conteúdo em Carbono Orgânico Total (TOC ou C_{org}) e Carbonato de Cálcio (% wt $CaCO_3$) foi determinado por análise química elementar (Figura 5.3, pp. 53 e Tabela A.4, Anexo 3). Os teores de C_{org} variam entre 0,07 wt % e 4,34 wt %, com um valor médio de 1,32 wt % (Figura 5.3. a). Os valores mais elevados ocorrem no intervalo de profundidade correspondente a -3518 cm a -3484 cm e, de acordo com Vis *et al.* (2008), são coincidentes com um nível de solo orgânico. Os valores mais baixos correspondem ao intervalo onde predominam sedimentos mais grosseiros (-617 cm a -369 cm), sugerindo ambientes com elevada energia do meio e biologicamente pouco produtivos ou de onde os sedimentos finos, ricos em C_{org} , foram erodidos.

O conteúdo em $CaCO_3$ de um sedimento, é também considerado como um indicador de produtividade marinha (e.g. Wefer *et al.*, 1999). Concentrações mais elevadas de $CaCO_3$ encontram-se geralmente associadas a ambientes predominantemente marinhos, no entanto, a % de $CaCO_3$ nos sedimentos pode ser igualmente afectada pela presença de bioclastos carbonatados (e.g. conchas) de origem não marinha e pela intensa meteorização de afloramentos rochosos de natureza calcária. Os sedimentos estudados apresentam valores percentuais de $CaCO_3$ muito baixos (0,03 wt% - 9,32 wt %). Este parâmetro apresenta uma tendência decrescente, em grosso modo, desde a base até aproximadamente -612 cm e crescente desde -612 cm até ao topo da sondagem (Figura 5.3. b). Os valores mais elevados ocorrem na base da sondagem (-4734 cm a -3594 cm) e no intervalo correspondente a -2891 cm a -2413 cm de profundidade. O intervalo de profundidade -2891 a -2413 cm apresenta valores médios de % $CaCO_3$ iguais a 2,66 wt %, caracteriza-se pela abundância de bioclastos carbonatados e corresponde à instalação de prodelta marinho na região do vale Tejo (Vis *et al.*, 2008). Nos níveis sedimentares compreendidos entre -4734 cm a -3594 cm, os teores mais elevados de % $CaCO_3$ parecem estar relacionados com a presença de concreções carbonatadas, especialmente frequentes entre aproximadamente -4700 cm e -4100 cm (Vis *et al.*, 2008). A ocorrência de pirite, evidenciando condições redutoras, poderá explicar os baixos teores de $CaCO_3$ (%) observados no intervalo de profundidade -3375 a -2965 cm. De acordo com Vis *et al.* (2008), este nível sedimentar corresponde ao desenvolvimento de ambientes de sapal com águas salobras.

Distribuição do teor em C_{org} e $CaCO_3$ na sequência sedimentar de VFX

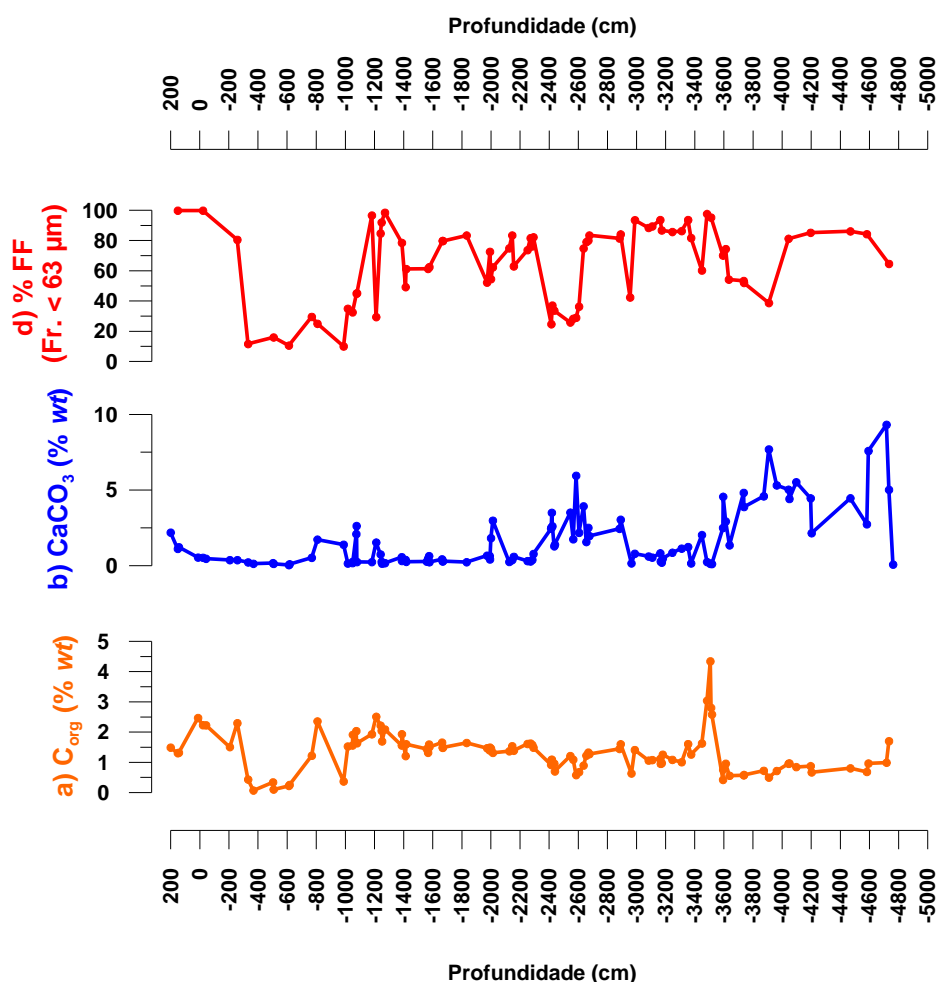


Figura 5.3 – Distribuição em função da profundidade do teor, expresso em porcentagem em peso (% wt), em Carbono Orgânico Total (C_{org}) (a), Carbonato de Cálcio ($CaCO_3$) (b) e comparação com a distribuição da porcentagem da fração fina (Fr <63 μm) (c) na sequência sedimentar de VFX.

5.3. REGISTO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS FE, CA E TI (OBTIDOS POR XRF) NA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX

A análise elementar por fluorescência de raio-X (XRF) possibilitou a determinação da concentração (expressa em XRF counts per second – XRF cps) dos elementos químicos Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe e Co Fe, Ca e Ti. Neste trabalho são apenas mostrados os resultados do Fe, Ca e Ti (Figura 5.4, pp. 55 e Tabela A. 5 - Anexo 3). Para melhor evidenciar as principais variações no registo sedimentar destes elementos químicos foi determinado, para cada um deles, o ponto médio do conjunto de cada três valores consecutivos (Figura 5.4, pp. 55).

O Fe e o Ti são marcadores do aporte terrígeno (e.g. Itambi *et al.* 2009; Kwiecien *et al.*, 2009; Lebreiro *et al.*, 2006), encontrando-se directamente relacionados com a componente siliciclástica e especialmente com os minerais argilosos (Arz *et al.*, 1998) resultantes da erosão dos solos e das rochas continentais (e.g. Abrantes *et al.*, 2009). O Ca pode ter origem autigénica ou biogénica (e.g. Bahr *et al.*, 2005). Como componente da calcite e aragonite, o Ca reflecte o conteúdo em carbonatos marinhos nos sedimentos (Arz *et al.*, 1998; Richter *et al.*, 2006), embora também se possa relacionar com a presença de material carbonatado de origem biogénica proveniente de ambientes marinhos e salobros (e.g. conchas, carapaças de foraminíferos, coccolitoforídeos, etc.) ou de origem terrestre (e.g. caracóis terrestres) e/ou à presença de concreções carbonatadas.

Na sequência sedimentar estudada, o registo do conteúdo em Fe e Ti apresenta comportamento idêntico (Figura 5.4 a. e d.), sugerindo uma origem comum. Um maior enriquecimento dos sedimentos nestes elementos químicos é detectado nos intervalos de profundidade compreendidos entre aproximadamente -3500 cm a -3100 cm e -300 cm a -200 cm, em simultâneo com a ocorrência de sedimentos silto-argilosos e à presença de pirite no segundo nível sedimentar mencionado (Vis *et al.*, 2008). De facto, a variação do conteúdo em Fe e Ti ao longo da sequência sedimentar tende a acompanhar o registo da fracção fina ($Fr < 63 \mu m$) (Figura 5.2. d, pp. 51), mas apresentando um comportamento antagónico à distribuição do Ca ao longo do registo sedimentar (Figura 5.4. b). Os teores em Ca correlacionam-se com o conteúdo em % $CaCO_3$ e associam-se a baixos teores de Fe e Ti (Figura 5.3 d, pp. 53). Contudo, valores elevados de Ca (XRF) encontram-se entre ca. de 200 e 0 cm, ou seja, sedimentos argilosos com intercalação de lentículas de areia fina a média. Não foram observados conchas ou outros fragmentos carbonatos, mas o sedimento apresenta bioturbação. Um desenvolvimento em paleoambientes de planícies intertidais e subtidais foi atribuído a este intervalo (Vis *et al.*, 2008).

Distribuição dos elementos químicos Fe, Ca e Ti (obtidos por XRF) na sequência sedimentar de VFX

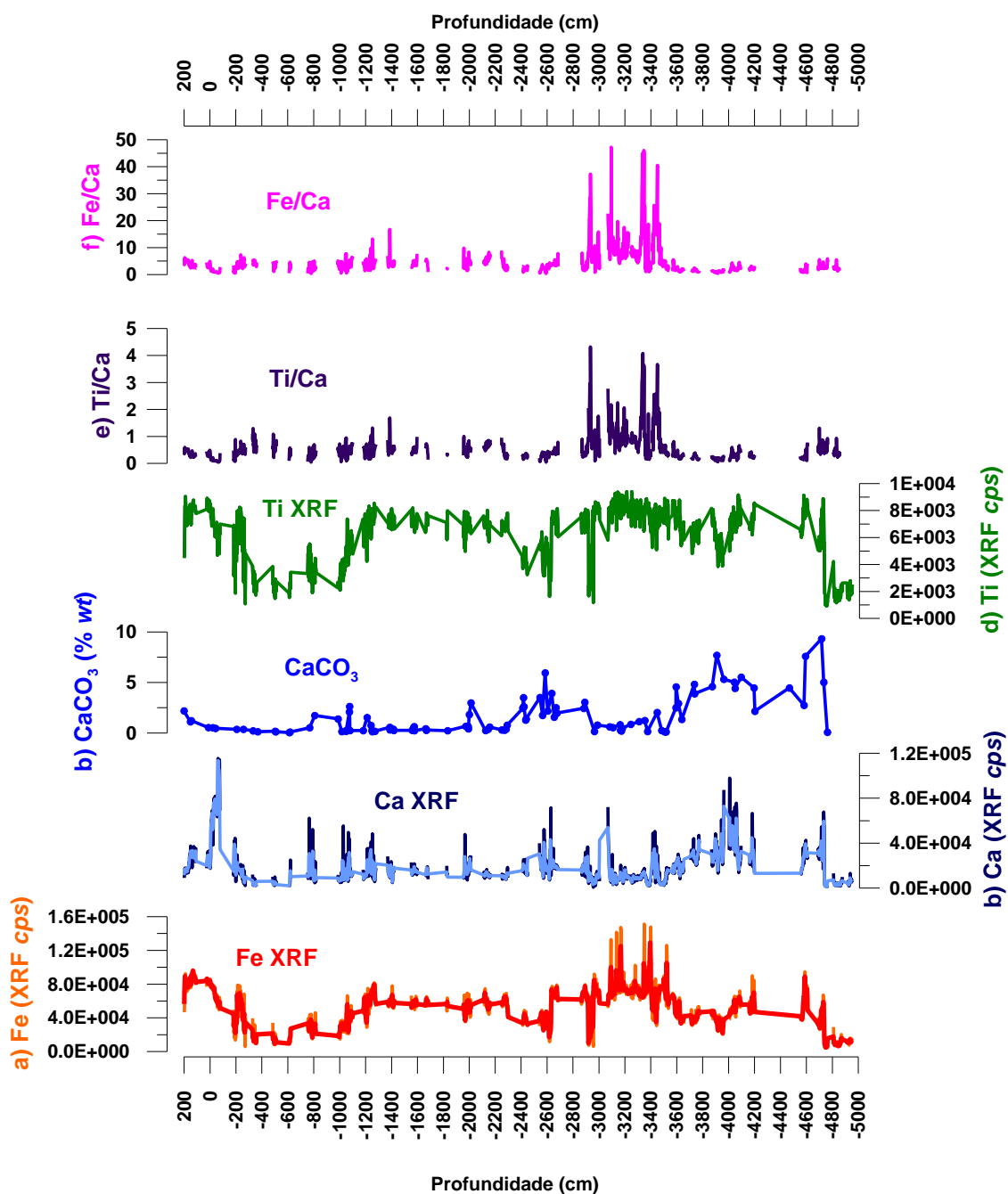


Figura 5.4 – Distribuição, em função da profundidade, dos elementos químicos Fe (a), Ca (b) e Ti (d) obtidos por XRF e expressos em XRF Counts per Second (XRF cps), da percentagem de CaCO_3 (wt %) (b) e das razões Ca/Ti (e) e Fe/Ca (f). Para melhor evidenciar a variação do registo do Fe, Ca e Ti foram determinados, para cada um dos elementos, o ponto médio de cada 3 pontos, indicados a vermelho, azul claro e verde, respectivamente.

As razões Fe/Ca e Ti/Ca apresentam um comportamento idêntico ao dos elementos químicos Fe e Ti no registo sedimentar. As razões Fe/Ca e Ti/Ca podem ser utilizadas como marcadores da composição do material (terrígeno ou carbonatado)

presente nos sedimentos (e.g. Kwiecien *et al.*, 2009; Bahr *et al.*, 2005), representando os valores mais elevados uma maior contribuição da componente siliclástica (e.g. Toucanne *et al.*, 2009). Valores mais elevados destas razões ocorrem nos níveis sedimentares compreendidos entre -3500 cm a -2900 cm que são simultâneos aos de menor conteúdo em CaCO₃. No restante registo sedimentar, as razões Fe/Ca e Ti/Ca apresentam valores constantes.

5.4. ANÁLISE DE BIOMARCADORES MOLECULARES (C₃₇ ALQUENONAS, N-ALCANOS C₂₃ – C₃₃ E N-ALCAN-1-OIS C₂₀ – C₃₀)

Foram identificados e quantificados os n-alcenos de cadeia ímpar de 23 a 33 átomos de carbono (*n*-alcenos C₂₃ – C₃₃), *n*-alcan-1-ol com número par de 20 a 30 átomos de carbono (*n*-alcan-1-óis C₂₀ – C₃₀) de origem terrestre e as C₃₇ alquenonas de origem marinha.

A sequência sedimentar estudada caracteriza-se pelo predomínio de compostos de origem terrestre. As C₃₇ alquenonas nem sempre foram detectadas neste registo sedimentar e, quando presentes, encontram-se em concentrações muito baixas (inferiores a 120 ng/g de sedimento seco). Além de facultarem informação acerca da produtividade primária, as C₃₇ alquenonas podem ser utilizadas como paleotermómetros (através do índice de insaturação U^K₃₇ ou da sua versão simplificada U^{K'}₃₇), indicando a temperatura da água onde e quando os organismos que as biossintetizaram se desenvolveram (e.g. Herbert, 2003). Uma vez que os compostos moleculares de interesse fazem parte da matéria orgânica, os valores das concentrações foram corrigidos para o conteúdo em C_{org}, de modo a eliminar possíveis efeitos de atenuação do sinal biogeoquímico provocados pela granulometria do sedimento. Ambos os valores são apresentados na Figura 5.5 (pp. 58) e permitem uma visão mais clara da evolução do registo dos biomarcadores moleculares estudados.

5.4.1. O registo das concentrações de n-alcenos C₂₃ – C₃₃, n-alcan-1-óis C₂₀ – C₃₀ e C₃₇ alquenonas

A análise do registo de biomarcadores mostra que os compostos moleculares lipídicos de origem terrestre (Eglinton e Hamilton, 1967) - n-alcenos C₂₃ – C₃₃ e n-alcan-1-óis C₂₀ – C₃₀, são predominantes na sequência sedimentar de VFX. Estes compostos apresentam padrões de variação idênticos, com máximos e mínimos sincrónicos, sugerindo uma origem comum (Figura 5.5 a., b.). A concentração dos n-alcan-1-óis é

superior à dos n-alcenos ao longo de todo o registo, variando entre $2,94 \times 10^4$ – $1,50 \times 10^6$ ng/g C_{org} e $2,69 \times 10^4$ – $5,31 \times 10^5$ ng/g C_{org} , respectivamente. O máximo observado tanto nos n-alcenos como nos n-alcen-1-óis ocorre à profundidade -3484 cm e é simultâneo a um máximo de C_{org} (ver Secção 5.2). Um outro máximo, com maior expressão nos n-alcenos, ocorre aproximadamente à profundidade -2900 cm. A distribuição dos valores de concentração de n-alcenos e n-alcen-1-óis normalizados para o C_{org} (ng/g C_{org}) tendem a mimetizar o padrão seguido pelos valores de concentração apresentados em função do peso seco do sedimento (ng/g sedimento seco), à excepção do intervalo compreendido entre ca. de -1000 a -400 cm, correspondente a um nível rico em sedimentos mais grosseiros (ver Figura 5.2, pp.51 e Secção 5.1).

Registo de biomarcadores moleculares na sequência sedimentar de VFX

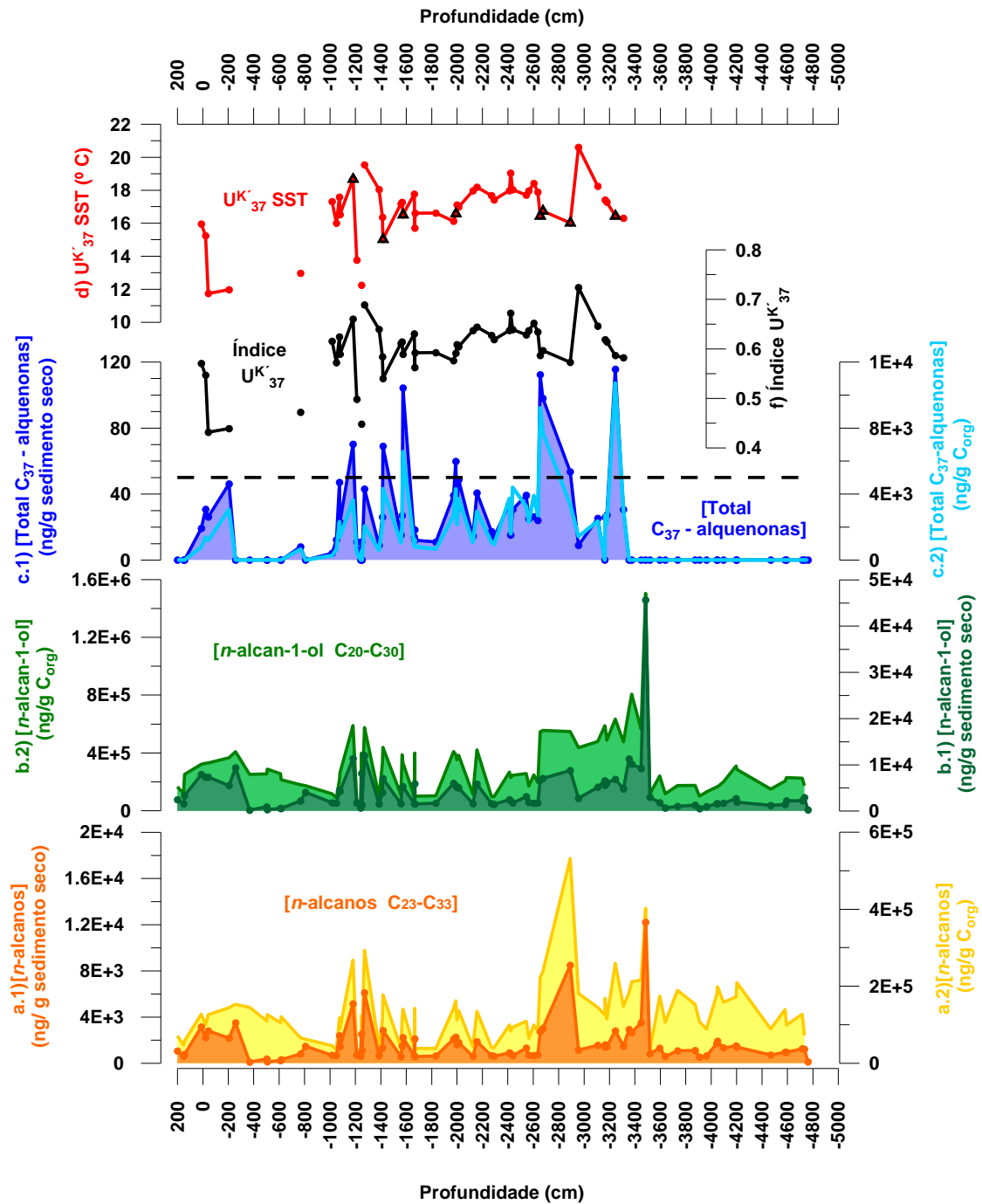


Figura 5.5 – Registo de biomarcadores moleculares na sequência sedimentar de VFX. São apresentados os valores de concentração de n- alcanos $C_{23} - C_{33}$ (a.1, a.2), n-alkan-1-óis $C_{20} - C_{30}$ (b.1, b.2) e C_{37} alquenonas (c.1, c.2), expressos em ng/ g de sedimento seco e em ng/ g C_{org} (concentrações normalizadas para o conteúdo total em carbono orgânico - TOC / C_{org}). A temperatura da água estimada a partir do índice U^{K}_{37} ($U^{K}_{37} - SST$) (d). Considera-se que uma determinação fiável da SST ($^{\circ}C$) só é possível para concentrações de C_{37} alquenonas superior a 50 ng/g (Villanueva e Grimalt, 1997), limite que está marcado a tracejado (c.1). Os triângulos indicam os valores de SST ($^{\circ}C$) considerados fiáveis (d). O índice U^{K}_{37} é apresentado em (f). Nota: $E+n = 10^n$.

Neste registo sedimentar foram igualmente identificadas as alquenonas C₃₇, di e tri insaturada. A alquenona C₃₇ tetra insaturada não foi detectada. A concentração do total de alquenonas C₃₇ é apresentada na Figura 5.5 c. (pp. 58) e toma valores muito baixos (< 120 ng/g sedimento seco ou < 1,07 x 10⁴ ng/g C_{org}). Não foram detectadas alquenonas nos intervalos de profundidade compreendidos entre a base da sondagem e -3354 cm, -3163 cm, -1252 cm, -808 cm, -617 cm a -258 cm e desde 143 cm até ao topo. Máximos na concentração de alquenonas C₃₇ ocorrem a ca. de -3200 cm, -2700 cm, -2000 cm, -1600 cm, -1400 cm, -1200 cm e -200 cm e tendem a acompanhar o registo de n-alcanos e n-alcan-1-óis até à profundidade de aproximadamente -3000 cm (-2956 cm). A partir deste nível sedimentar verifica-se uma diferença de fase entre ambos os registos, com máximos de concentrações de alquenonas a corresponderem a mínimos dos compostos moleculares de origem terrestre.

Rápidas oscilações na concentração dos compostos moleculares identificados e quantificados neste registo sedimentar são observadas entre ca. de -1700 cm a -1000 cm de profundidade. As variações na concentração dos compostos moleculares oscilam entre valores mínimos e máximos de 0,97 x 10⁴ e 22,74 x 10⁴ ng/g C_{org} para n-alcanos, 2,74 x 10⁴ e 50,06 x 10⁴ ng/g C_{org} para n-alcan-1-óis e 3,73 x 10² e 57,20 x 10² ng/g C_{org} para as C₃₇ alquenonas, respectivamente.

5.4.2. A determinação da temperatura da superfície do mar (SST)

Um dos objectivos deste estudo é a determinação da temperatura da água do estuário do rio Tejo durante o Holocénico. O índice de insaturação das alquenonas U^K₃₇ (Prahl e Wakeham, 1987) (Figura 5.4 f., pp. 55) foi utilizado como um proxie da média anual da SST, e a temperatura da camada de mistura (Eglinton e Eglinton, 2008) foi calculada através da expressão $SST = (U^{K}_{37} - 0,044) / 0,033$ definida por Müller *et al.* (1998) e considerada como uma calibração válida para todo o oceano compreendido entre os 60°N e os 60°S. As temperaturas estimadas a partir do índice U^K₃₇ variam entre 12 °C e 21 °C e reflectem, grosso modo, uma tendência decrescente ao longo do registo estudado. Os valores máximos ocorrem às profundidades ~ -1200 cm, -2422 cm e -2956 cm e os mínimos aos -43 cm, -1212 cm, -1249 cm e -2841 cm (Figura 5.5 d., pp. 58).

A temperatura média é de 17 °C (desvio padrão (σ) igual a 2 °C), verificando-se oscilações de ~ 2 °C às profundidades de -2956 cm, -1664 cm, -1418 cm, -1387 cm, -1272 cm e -1080 cm. Oscilações na ordem de 4-5 °C observam-se às profundidades de -2891 cm, -1182 cm e -22cm. O registo da temperatura não é contínuo uma vez que apenas é possível reconstruir as condições paleotérmicas da superfície da água do mar

aquando da presença dos organismos que produzem alquenonas, ou seja em ambientes marinhos e/ou tidais.

De acordo com Villanueva e Grimalt (1997), devido ao efeito de adsorção irreversível nas paredes da coluna capilar, apenas concentrações superiores a 50 ng/g sedimento seco possibilitam uma estimativa fiável da SST (° C). Os valores fiáveis de SST são indicados na Figura 5.5 d. (pp. 58) (triângulos pretos), observando-se o valor máximo (19 ° C) à profundidade -1182 cm e o valor mínimo (15 °C) à profundidade -1418 cm. Os restantes valores, rondam os 16 °C, e permanecem constantes ao longo do registo. Os valores fiáveis de SST ocorrem entre ca. de -1200 cm a - 3300 cm de profundidade, ou seja, nos sedimentos depositados em ambiente de prodelta marinho pouco profundo e de sapal de águas salobras com influência tidal (Vis *et al.*, 2008, 2009).

5.5. ANÁLISE DO REGISTO DE MICROFÓSSEIS SILICIOSOS (DIATOMÁCEAS E FITÓLITOS) NA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR DE VFX

As diatomáceas preservadas nos sedimentos apresentam uma distribuição geográfica relacionada com as suas preferências ecológicas, o que as torna bons indicadores paleoecológicos e paleoambientais. Elevadas abundâncias de uma dada espécie registam-se em sedimentos subjacentes à superfície da coluna de água onde ocorrem um conjunto de condições ambientais óptimas ao desenvolvimento dessa espécie, que assim atinge valores de produção máximos. A quantidade de diatomáceas preservadas nos sedimentos pode ser elevada ou baixa, indicando condições favoráveis ou desfavoráveis ao seu desenvolvimento e/ou preservação, respectivamente. Contudo, é de assinalar que cada ambiente possui características únicas que afectam a dinâmica das diferentes comunidades de espécies presentes nesse ecossistema e que a realidade ecológica que se pretende construir é assaz complexa. Dada esta complexidade, torna-se necessário aferir a validade dos indicadores biológicos (diatomáceas e fitólitos, neste caso) com outros indicadores independentes.

A abundância e as associações de diatomáceas são utilizadas na reconstrução das condições de produtividade primária no oceano (*e.g.* Wefer *et al.*, 1999). Em regiões costeiras o maior input de nutrientes no meio resulta em valores elevados de produtividade primária. O aumento da disponibilidade de nutrientes pode estar associado ao maior input fluvial ou a eventos de afloramento costeiro. Neste sentido, é necessário avaliar o registo de microfósseis siliciosos preservados nos sedimentos, não só em termos de abundância total (# valvas ou organismos/g de sedimento) mas também distinguindo a contribuição de grupos de espécies que se sabem estarem relacionados

com condições marinhas ou salobras (perspectivando um maior domínio marinho ou prevalência de ambientes tidais) ou com condições palustres e/ou fluviais, como indicado por uma maior abundância de espécies de água doce e fitólitos (sugerindo maior input terrígeno e maior influência fluvial).

Os fitólitos são partículas microscópicas de sílica (ca. de 5 – 100 μm de dimensão) (Carter, 2007) que precipitam nos tecidos das plantas (e.g. Barboni *et al.*, 1999) e se encontram preservados em solos e sedimentos (Figura 5.6, pp. 61). Estas partículas são uma parte integrante das gramíneas (Poaceae) e muitas outras famílias de plantas (e.g. Neumann *et al.*, 2009; Twiss *et al.*, 1969) e apresentam formas características que permitem não só a sua classificação como a inferência da sua proveniência/origem (e.g. Lu *et al.*, 2007; Abrantes, 2003). Considerando que a sua abundância nos solos é função da abundância das plantas em que se formam, as quais são sensíveis às variáveis ambientais, a sua ocorrência em solos, sedimentos marinhos e costeiros tem sido frequentemente utilizada como fonte de informação para reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas (e.g. Alexandre *et al.*, 1997; Barboni *et al.*, 1999; Abrantes, 2003; Lu e Liu, 2003, Lu *et al.*, 2006, 2007; Neumann *et al.*, 2009). A sua presença em sedimentos marinhos indica um maior input terrígeno quer por via fluvial quer por via eólica (e.g. Jansen *et al.*, 1989; Abrantes, 2003; Gil *et al.*, 2006, 2007).

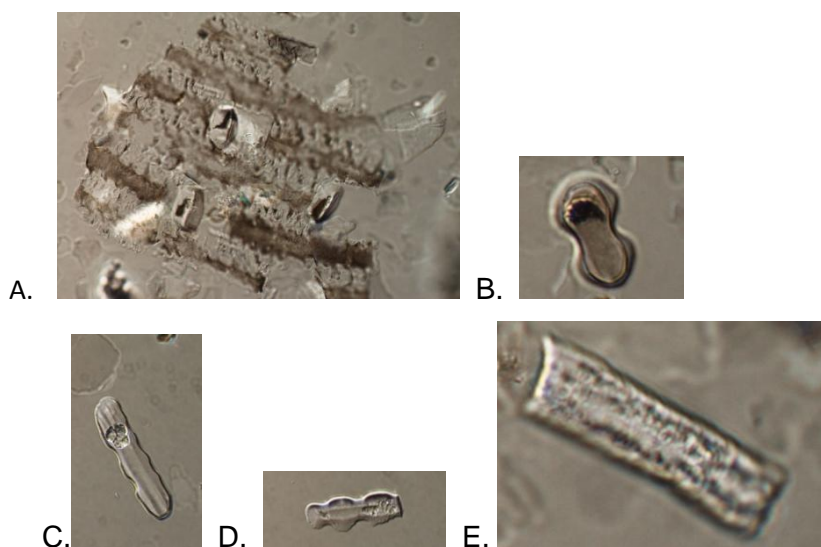


Figura 5.6 – Exemplares de fitólitos presentes na sondagem de VFX. Estão representadas as classes do tipo “festucoid” (A) (diâmetro = 10 μm), “panicoid” (B) (comprimento = 17 μm), (C) (comprimento = 43 μm) e (D) (comprimento = 30 μm) e “elongate” (E) (comprimento = 30 μm) de acordo com a classificação de Twiss *et al.* (1969). Ampliação = 10 x 100.

Neste trabalho, a análise de microrganismos siliciosos, designadamente diatomáceas e fitólitos foi também utilizada como base para a reconstrução das condições paleoambientais e paleoclimáticas do registo sedimentar de VFX. Procedeu-se

à contabilização de taxa de diatomáceas de água doce, salobras e marinhas e ao total de fitólitos presentes nos sedimentos de forma a conhecer as variações ambientais no local ao longo do Holocénico (Figura 5.7, pp. 64). Uma vez que o tamanho médio destes microfósseis está contido na fracção inferior a 63 μm , os valores de abundância dos microrganismos contabilizados foram corrigidos para o conteúdo de fracção fina do sedimento em cada nível.

A abundância de diatomáceas e de fitólitos (expressa em número de valvas ou número de fitólitos por grama de sedimento, respectivamente) (Figura 5.7), varia ao longo do registo sedimentar estudado, evidenciando níveis onde a sua ocorrência é escassa ou rara ($< 8,82 \times 10^5$; -1017 cm a -330 cm e -2605 cm a -2292 cm) ou mesmo inexistente (a partir desde a base da sondagem até -3594 cm). Os valores de abundância de diatomáceas diminuem com o aumento da granulometria dos sedimentos (Figura 5.6 h, pp. 61), sugerindo que a maior energia do meio, caracterizado pelo grande aporte de material siliciclástico de maiores dimensões, não terá sido favorável ao desenvolvimento e/ou à deposição/preservação destes microrganismos. Contudo, a escassez de diatomáceas nem sempre é acompanhada por valores baixos de abundância dos fitólitos, que atingem valores na ordem de $1,00 \times 10^6$ e $1,50 \times 10^6$ fitólitos/g a ca. de -2400 cm e -800 cm de profundidade, respectivamente. A abundância dos fitólitos (Figura 5.6 g) neste registo sedimentar apresenta valores compreendidos entre 0 e $4,80 \times 10^6$ fitólitos/g. Os valores de abundância máximos ocorrem aproximadamente às profundidades de -3600 cm, -1600 cm, -1400 cm e -1100 cm; os valores mínimos verificam-se nos níveis sedimentares correspondentes a ca. de -3100 cm, -2700 a -2500 cm, -2000 cm e -600 a -300 cm de profundidade.

O registo do total de diatomáceas (Figura 5.7 a) apresenta valores que oscilam entre 0 e $2,06 \times 10^7$ valvas/g. Ao longo dos níveis sedimentares compreendidos entre aproximadamente -3600 cm a -2600 cm, observa-se, de grosso modo, uma diminuição da abundância do total de diatomáceas, registando-se valores máximos a ca. de -3400 cm e mínimos a ca. de -3100cm. Não foram observadas diatomáceas desde a base da sondagem até -3594 cm de profundidade. Entre ca. de -2300 cm a -1000 cm observam-se oscilações do total de diatomáceas com valores compreendidos entre $0,07 \times 10^7$ e $1,29 \times 10^7$ valvas/g. Uma ligeira diminuição da abundância de diatomáceas observa-se desde aproximadamente -300 cm até ao topo da sondagem.

As diatomáceas de água doce estão relacionadas com valores de salinidade baixos e com uma maior influência fluvial. Na sequência sedimentar estudada apresentam valores de abundância compreendidos entre 0 a $0,18 \times 10^7$ valvas/g (Figura 5.7 b), com máximos às profundidades de -3500cm, -2200 cm, -1500 cm, -1400 cm, -1200 cm e -250 cm.

As diatomáceas de água salobra encontram-se geralmente presentes em meios salobros com valores de salinidade intermédios e sob influência da maré (e.g. sapal). Neste registo, apresentam abundâncias compreendidas entre 0 a $0,53 \times 10^7$ valvas/g (Figura 5.4 c, pp. 55) e valores máximos às profundidades de -3500 cm, -3400 cm, -1500 cm, -1400 cm, -1200 cm e -1100 cm. O registo das diatomáceas salobras tende a mimetizar o registo das diatomáceas de água doce, à excepção dos intervalos de profundidade compreendidos entre -3300 a -3100 cm e -1200 a -1000 cm.

As diatomáceas de água salgada vivem em meios com salinidade mais elevada e com clara influência marinha. Os valores do total de diatomáceas marinhas (incluindo esporos de *Chaetoceros* spp. e *Leptocylindrus* spp.) variam entre 0 a $1,90 \times 10^7$ valvas/g (Figura 5.7 d, pp. 64) e ocorrem principalmente nos intervalos compreendidos entre -3600 a -2600 cm e -2300 a -2600 cm de profundidade. Valores máximos de abundância observam-se às profundidades de -3500 cm, -2100 cm, -1800 cm, -1600 cm e -1500 cm.

Os esporos de *Chaetoceros* spp. e *Leptocylindrus* spp. preservados nos sedimentos estão associados a períodos de produtividade primária elevada e, na costa Portuguesa, marcam os eventos de afloramento costeiro (e.g. Abrantes e Sancetta, 1985; Abrantes, 1988a). Nesta sequência são particularmente abundantes entre -2300 e -1100 cm (Figura 5.7 e), e registam o valor máximo ($0,14 \times 10^7$) à profundidade aproximada de -1500 cm.

Registo de microfósseis siliciosos na sequência sedimentar de VFX

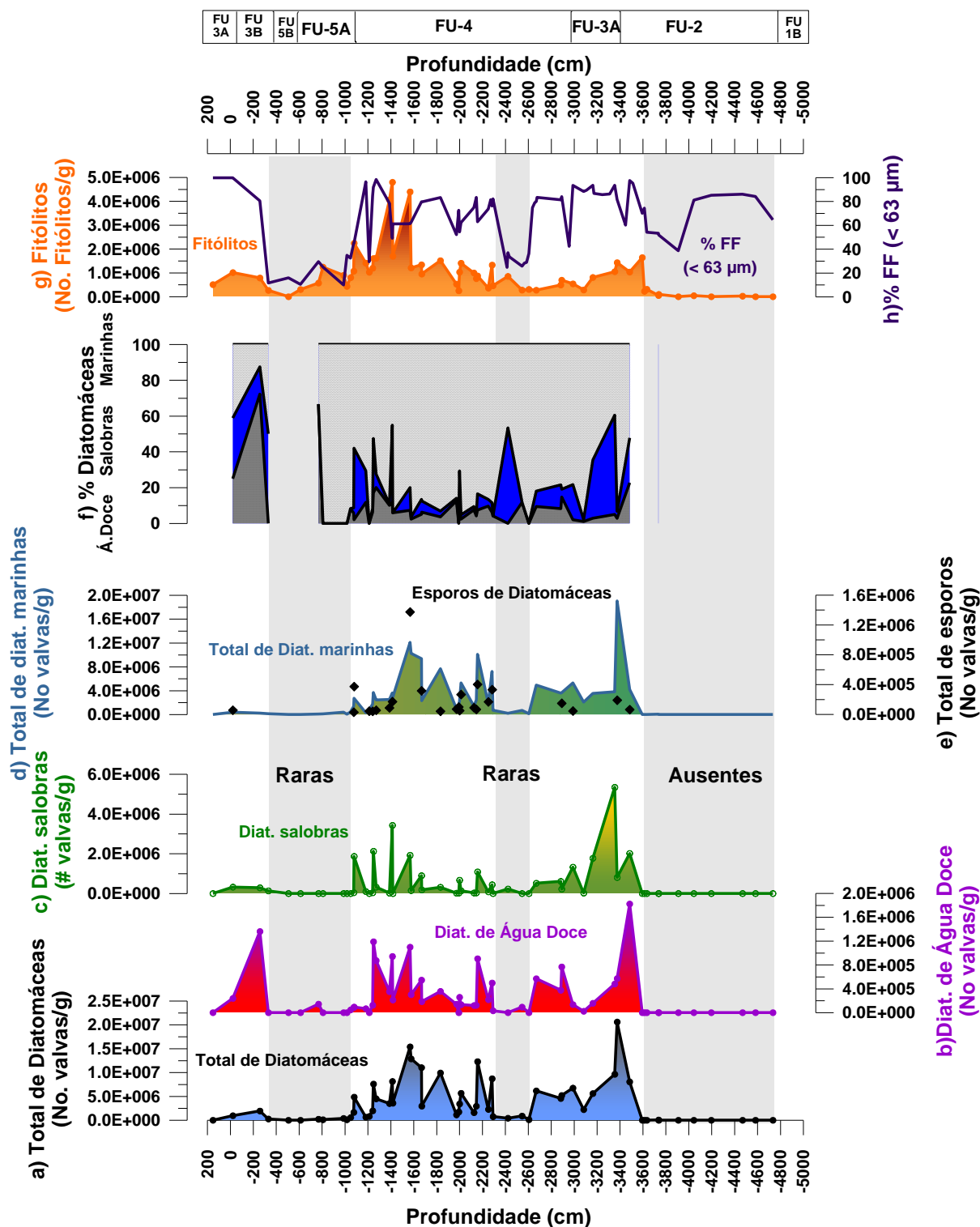


Figura 5.7 – Distribuição, em função da profundidade, da abundância de diatomáceas e fitólitos na sequência sedimentar de VFX. São apresentadas as abundâncias do total de diatomáceas (a), diatomáceas de água doce (b), salobras (c), marinhas (incluindo esporos) (d), esporos (incluindo *Chaetoceros* spp. e *Leptocylindrus* spp.) (e) e fitólitos (g). Os valores de abundância apresentados encontram-se corrigidos para a fracção fina do sedimento (FF < 63 µm) (h) e são expressas em número de valvas/g. A distribuição percentual dos diferentes grupos ecológicos de diatomáceas é

apresentada em (f), onde a percentagem de diatomáceas de água doce, salobras e marinhas são representadas a sombreado escuro, azul-escuro e sombreado claro, respectivamente. Os rectângulos cinzentos marcam eventos onde o registo sedimentar de microorganismos siliciosos, particularmente diatomáceas, é escasso ou ausente. Fácies sedimentares a partir de Vis *et al.* (2008), onde FU-1B: Depósitos de canal fluvial com elevado gradiente; FU-2: Depósitos fluviais de overbank; FU-3A: Planícies tidais e sapais; FU-3B: Planícies intertidais e subtidais; FU-4: Prodelta marinho pouco profundo; FU-5A: Bancos distributários de boca de maré com conchas; FU-5B: Canais de maré com influência fluvial sem conchas.

A variação percentual dos três grupos ecológicos considerados (diatomáceas de água doce, salobra e marinha – Figura 5.7 f) permite ter uma visão integradora das modificações paleoambientais ocorridas durante o período da deglaciação (Terminação T1) e o Holocénico no vale do Baixo Tejo, dando indicações sobre o início e amplitude da transgressão marinha.

As diatomáceas marinhas são dominantes (>50 %) ao longo intervalo de profundidade compreendido entre -3500 cm e -800 cm de profundidade, constituindo a quase totalidade do registo de diatomáceas observado a ~ -3400 cm, -3000 cm, -1200 cm e -1000 cm a -800 cm. A elevada percentagem de ocorrência de diatomáceas marinhas sugere influência marinha e/ou tidal entre ca. de -3500 cm a -1000 cm de profundidade. Estes depósitos são síncronos à instalação de ambientes de sapal, de planícies tidais e do prodelta marinho pouco profundo que assinalam a inundação do vale do Baixo Tejo durante a transgressão holoc nica (Vis *et al.*, 2008; 2009). A maior prevalência de diatomáceas de água salobra, traduzida por um aumento percentual destes taxa, é concomitante ao desenvolvimento de ambiente de sapal e de planícies tidais entre -3354 cm e -2442 cm.

Entre -400 cm e 0 cm de profundidade, observa-se uma contribui o sensivelmente equitativa de diatomáceas de águas doce, salobra e marinha num período que de acordo com Vis *et al.* (2008, 2009) terá sido marcado pelo desenvolvimento de planícies subtidais e tidais. Contudo, a cerca de -250 cm e -760 cm de profundidade, verifica-se um máximo na percentagem de taxa característicos de água doce (> 70% e > 60%), respectivamente,.

Nos primeiros +200 cm não se observam diatomáceas. Este intervalo corresponde ao ambiente actual de sapal com forte influência tidal.

Foram identificados cerca de 100 taxa de diatomáceas, incluindo 53 *genera* (ver lista de espécies – Tabela A8, Anexo 3). Em termos de *genera* e espécies, os mais frequentes são *Cyclotella spp.* (incluindo *C. cf. striata/litoralis* e *C. meneghiniana* (Kützing)), *Thalassiosira spp.*, *Cymatosira belgica* (Grunow in van Heurck), *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis cf. bombus* (Ehrenberg) Ehrenberg ex Cleve e *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Grunow ex Husted. Os *genera* *Nitzschia* e *Navicula* estão igualmente representados ao longo do registo estudado, incluindo

espécies de água doce, salobra e marinhas. Como taxa de água doce destaca-se ainda a ocorrência de *Aulocoseira* spp., *Eunotia* sp., *Cymbella* spp., *Fragilaria* spp. e *Gomphonema* spp. Os esporos de *Chaetoceros* spp. predominam principalmente entre aproximadamente -2400 a -1200 cm de profundidade. Na Figura 5.8 (pp. 66) apresentam-se alguns exemplares de diatomáceas observadas na sondagem de VFX.

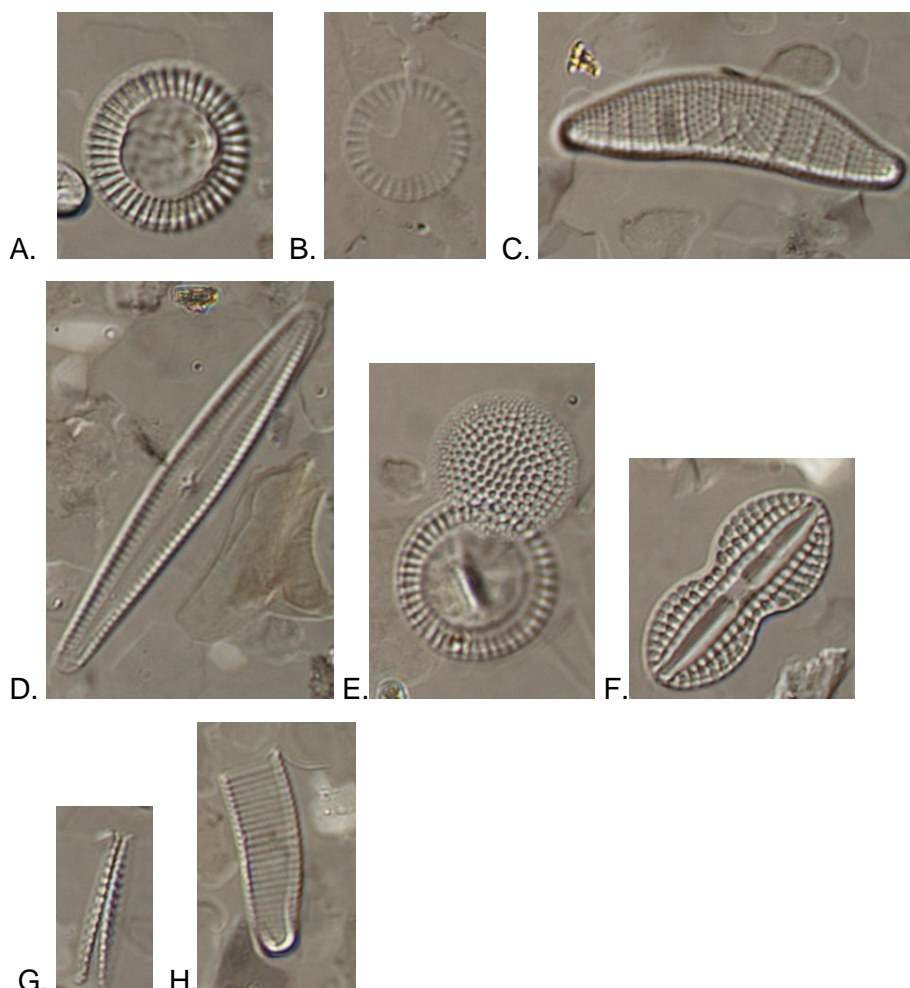


Figura 5.8 – Exemplares de diatomáceas preservadas na sequência sedimentar de VFX. (A) *Cyclotella striata* (Kützing) Grunow in Cleve et Grunow ($\varnothing = 17 \mu\text{m}$); (B) *Cyclotella meneghiniana* (Kützing) ($\varnothing = 13 \mu\text{m}$); (C) *Epithemia adnata* (Kützing) Rabenhorst (comprimento = $40 \mu\text{m}$); (D) *Gomphonema* sp. (comprimento = $50 \mu\text{m}$); (E) *Thalassiosira* sp. ($\varnothing = 18 \mu\text{m}$) (em cima) e *Cyclotella* sp. ($\varnothing = 17 \mu\text{m}$) (em baixo); (F) *Diploneis* cf. *bombus* (Ehrenberg) Ehrenberg ex Cleve (comprimento = $25 \mu\text{m}$); (G) *Cymatosira belgica* (Grunow in van Heurck) (vista em “girdle view”) (comprimento = $20 \mu\text{m}$); (H) Fragmento de *Eunotia* sp. (comprimento = $12 \mu\text{m}$) contabilizado como $\frac{1}{2}$ valva. Ampliação: 10 x 100.

De modo a melhor compreender e aferir a variabilidade paleoecológica no intervalo onde se registam as maiores abundâncias de diatomáceas (aproximadamente -3400 cm a -1000 cm de profundidade), procedeu-se à identificação das espécies/gêneros contabilizados de forma a determinar a sua contribuição relativa para a

associação. Contudo, é de assinalar que este valor é apenas indicativo pois a percentagem das diferentes espécies foi calculada a partir da relação entre o total de espécimes de cada espécie/género e o total de diatomáceas contadas em 300 campos de visão. A distribuição, em função da profundidade, expressa em percentagem (%) das espécies/géneros mais frequentes na sequência sedimentar de VFX é apresentada na Figura 5.9 (pp. 68). Apresenta-se igualmente a distribuição da percentagem de diatomáceas bênticas e planctónicas no registo sedimentar estudado. Os taxa presentes em maior % são *Cyclotella spp.*, *Thalassiosira spp.*, *C. belgica*, *P. sulcata* e *D. cf. bombus*.

Paralia sulcata é uma espécie costeira, provavelmente cosmopolita, que pode existir como forma de fundo (bentónica) mas que se encontra frequentemente no plâncton (Hasle e Syversten, 1997). As suas valvas são fortemente silicificadas (e.g. Abrantes, 1988a,b), pelo que afundam rapidamente e são relativamente resistentes à dissolução, encontrando-se frequentemente bem preservadas nos sedimentos costeiros (e.g. McQuoid e Nordberg, 2003). *Paralia sulcata* varia entre 0 a 25 % e apresenta valores máximos a cerca de -2900cm, -2600 cm a -2300 cm e -1100 cm de profundidade (Figura 5.9 a). Máximos relativos de *P. sulcata* são concomitantes a intervalos caracterizados por sedimentos mais grosseiros e menores abundâncias e/ou menor preservação das diatomáceas (-1100cm, -2300 cm a -2600 cm de profundidade) e podem relacionar-se com a grande resistência desta espécie à dissolução e/ou a um comportamento hidráulico semelhante a partículas de dimensão superior a 63 µm. A maior contribuição desta espécie a ca. de -2900 cm coincide com o desenvolvimento de ambiente de prodelta marinho no Baixo Tejo proposto por Vis *et al.*, (2008; 2009).

O género *Thalassiosira* inclui mais de 100 espécies, encontra-se presente no plâncton e é predominantemente marinho (e.g. Round *et al.*, 1990; Hasle e Syversten, 1997). Contudo, algumas espécies foram igualmente identificadas em estuários (e.g. Belcher e Swale, 1986; Muylaert e Sabbe, 1996) e em ambientes de água doce (e.g. Lowe e Busch, 1975; Hasle, 1978; Rott *et al.*, 2001). Neste trabalho apenas se observaram espécies de *Thalassiosira spp.* marinhas e com afinidade a meios salobros; não se observaram espécies características de ambientes de água doce.

Registo de diatomáceas na seqüência sedimentar de VFX

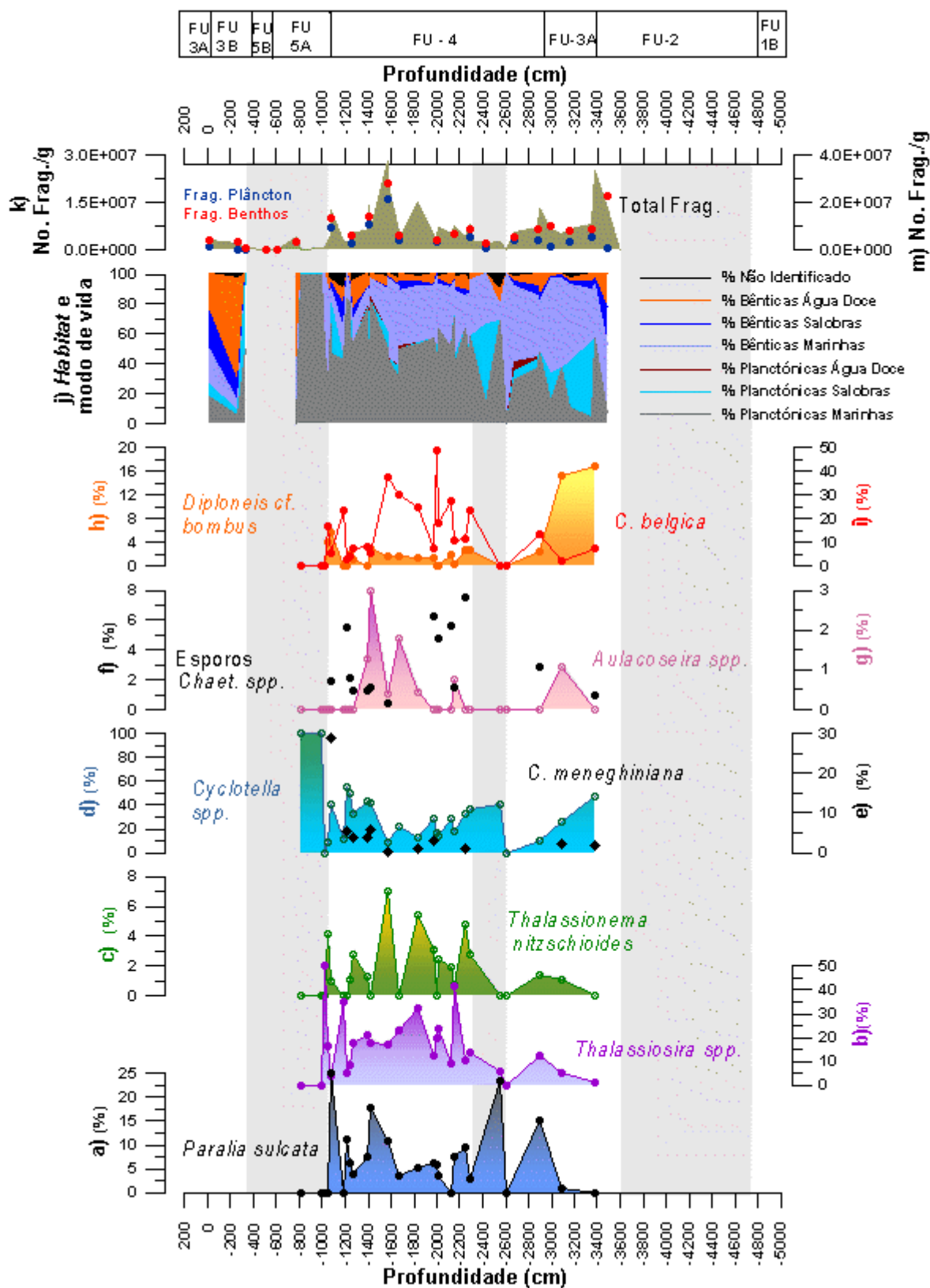


Figura 5.9 – Registo de diatomáceas na seqüência sedimentar de VFX. São apresentadas as distribuições, expressas em percentagem (%), em função da profundidade de *Paralia sulcata* (a), *Thalassiosira spp.* (b), *Thalassionema nitzschioides* (c), *Cyclotella spp.* (d), *Cyclotella*

meneghiniana (losângulos pretos) (e), esporos de *Chaetoceros spp.* (círculos pretos). (f), *Aulacoseira spp.* (g), *Diploneis cf. bombus* (h), *Cymatosira belgica* (i), o habitat e modo de vida dos diferentes grupos ecológicos (j), a abundância do total de fragmentos de diatomáceas (No. Frag./g) (m) e abundância do número de fragmentos de diatomáceas planctônicas e bênticas (k). Notar a diferença de escala no eixo das ordenadas. Os retângulos cinzentos marcam eventos onde o registo sedimentar de microorganismos siliciosos, particularmente diatomáceas, é escasso ou ausente. Fácies sedimentares a partir de Vis *et al.* (2008), onde FU-1B: Depósitos de canal fluvial com elevado gradiente; FU-2: Depósitos fluviais de *overbank*; FU-3A: Planícies tidais e sapais; FU-3B: Planícies intertidais e subtidais; FU-4: Prodelta marinho pouco profundo; FU-5A: Bancos distributários de boca de maré com conchas; FU-5B: Canais de maré com influência fluvial sem conchas.

O género *Thalassiosira spp.* apresenta uma contribuição importante no registo sedimentar estudado (Figura 5.9 b, pp. 68), atingindo 50 % a aproximadamente -1000 cm de profundidade. O predomínio deste género é acompanhado por importantes contribuições de *Thalassionema nitzschioides* (Figura 5.9 c), *Cymatosira belgica* (Figura 5.9 j) e esporos de *Chaetoceros spp.* (Figura 5.9 f – círculos pretos), sugerindo maior influência marinha durante o intervalo de profundidade compreendido aproximadamente entre -2300 cm e -1000cm.

Thalassionema nitzschioides é uma espécie marinha planctónica (Round *et al.*, 1990), cosmopolita (excepto em latitudes elevadas) (Hasle e Syversten, 1997) e um indicador do relaxamento das condições de afloramento costeiro (Blasco *et al.*, 1981). Na porção do registo sedimentar estudado atinge o valor máximo de 7% a ca. de -1600 cm de profundidade. Outros máximos relativos (>5 %) ocorrem a aproximadamente -1900 cm e -2300 cm.

As espécies do género *Cyclotella* são comuns no plâncton de água doce (Round *et al.*, 1990), embora as espécies *C. striata*, *C. stylorum*, *C. litoralis* e *C. meneghiniana* tenham sido frequentemente encontradas no plâncton marinho litoral das zonas temperadas (Hasle e Syversten, 1997). *C. striata/C. stylorum* são consideradas como espécies de águas salobras, frequentes em estuários (Hendey, 1964). Neste registo sedimentar, as espécies de *Cyclotella* mais comuns são *C. striata*, *C. litoralis* e *C. meneghiniana*. O género *Cyclotella* é muito abundante nos sedimentos observados (Figura 5.9 d), atingindo a totalidade das espécies de diatomáceas observadas no intervalo compreendido entre -1000 cm a -800 cm de profundidade. Importantes contribuições (>40%) deste género para as associações observadas ocorrem nos níveis sedimentares correspondentes a ca. de -3400 cm, -2600 cm, -1600 cm, -1400 cm e -1200 cm de profundidade. Estas profundidades estão associados a ambientes de claro domínio marinho e de influência tidal (Vis *et al.*, 2008). *C. meneghiniana* (Figura 5.9 c – losângulos pretos) é uma espécie eurihalina com capacidade para se desenvolver em ambientes de água doce a marinhos (Roubeix e Lancelot, 2008) e manifesta boa tolerância ao aumento da salinidade (Roubeix *et al.*, 2008). Esta espécie pode ocorrer quer no plâncton

estuarino quer nos sedimentos e encontra-se presente na comunidade de microfítobentos no estuário do rio Tejo (Ribeiro *et al.*, 2003). À excepção da profundidade de -1200 cm, onde se regista o valor mais elevado da distribuição em percentagem desta espécie (~30%), a sua contribuição para as associações encontradas nos sedimentos estudados é inferior a 10%, com maior importância no intervalo de profundidade correspondente a ca. de -1500 cm a -1200 cm.

O género *Aulacoseira* pertence ao plâncton de água doce (Round *et al.*, 1990; Vos e de Wolf, 1993) e a sua presença em sedimentos marinhos e/ou estuarinos indica influência fluvial. A distribuição de *Aulacoseira spp.* no registo sedimentar de VFX é escassa (<3%) e apresenta valor máximo (ca. de -1500 cm de profundidade) (Figura 5.9 g) coincidente com a ocorrência de *C. meneghiniana*.

Cymatosira belgica (Figura 5.9 i, pp. 68) apresenta uma importante contribuição na composição das associações de diatomáceas observadas, constituindo ca. de 50 % do registo de diatomáceas encontrado no nível sedimentar localizado aproximadamente a -2000 cm. Valores máximos da distribuição de *C. belgica* coincidem com os níveis mais arenosos a ca. de -2000 cm, -1600 cm e -1200 cm de profundidade. Trata-se de um género marinho bêntico, possivelmente associado a praias arenosas ou a sapais (Round *et al.*, 1990) ou ticoplanctónico marinho (Vos e de Wolf, 1993). As diatomáceas ticoplanctónicas são espécies que se encontram presentes frequentemente na coluna de água mas que apresentam outros modos de vida (bênticos/epifíticos).

Diploneis cf. bombus (Figura 5.9 h) é uma espécie relativamente abundante (> 16 %) a ca. de -3400 a -3100 cm de profundidade. O género *Diploneis* é predominantemente marinho e epipélico (diatomáceas móveis que migram activamente através do sedimento) (Round *et al.*, 1990), podendo associar-se a ambientes salobros e/ou costeiros (e.g. Hendey, 1964; Huang *et al.*, 2009). O habitat de *Diploneis bombus* é descrito por Hartley *et al.* (1996) como marinho a salobro. Esta sequência ocorre em sedimentos silto-argilosos síncronos ao desenvolvimento de ambientes salobros com influência tidal (Vis *et al.*, 2008; 2009).

O *habitat* e o modo de vida dos diferentes grupos ecológicos abordados neste estudo e apresentados na Figura 5.9 j (pp. 68) fornecem indicações preciosas acerca da paleoecologia das comunidades de diatomáceas preservadas nos sedimentos. Contudo, na reconstrução das condições paleoambientais em meios costeiros com forte influência tidal é necessário aferir a contribuição da componente alóctone e autóctone das diatomáceas, de forma a obter uma relação fiável entre os diferentes grupos ecológicos e os ambientes sedimentares correspondentes (e.g. Vos e de Wolf, 1993; Sawai, 2001). As diatomáceas autóctones são espécies que viveram no local onde foram depositadas e facultam informação acerca das condições ambientais locais, enquanto que as

diatomáceas alóctones são espécies transportadas de outros locais por rios ou correntes tidais e fornecem informação dos locais de onde provêm (Vos e de Wolf, 1993). O modo de vida e a tolerância à salinidade das diatomáceas assumem particular importância na interpretação de informação paleoecológica e paleoambiental. É possível relacionar a informação ecológica (modo de vida e tolerância à salinidade) das diatomáceas com o ambiente sedimentar, evidenciando a contribuição das componentes autóctone e alóctone no registo de diatomáceas presentes em depósitos costeiros. As diatomáceas autóctones são espécies que viveram no local onde foram depositadas e facultam informação acerca das condições ambientais locais. Por seu turno, as diatomáceas alóctones são espécies transportadas de outros locais por rios ou correntes tidais e fornecem informação dos locais de onde provêm (*Ob. Cit.*). Contudo, a sua presença indica que as massas de água que as transportaram foram suficientemente persistentes de modo a deixar a sua marca no registo sedimentar.

À excepção do intervalo compreendido entre -400 cm a 0 cm de profundidade, onde prevalecem as diatomáceas bênticas de água doce, no registo sedimentar, compreendido entre aproximadamente -3400 cm a -700 cm de profundidade, predominam as diatomáceas planctónicas e bênticas marinhas e/ou com afinidade salobra.

A fragmentação das valvas das diatomáceas tem sido frequentemente utilizada como um indicador de transporte a longa distância (*e.g.* Vos e de Wolf, 1993; Sawai, 2001 e referências citadas), contudo outros processos (*e.g.* dissolução química, compactação dos sedimentos, diagénese, predação, tratamento das amostras) podem complicar e comprometer esta abordagem ao quebrar as frústulas e/ou valvas (*e.g.* Vos e de Wolf, 1993). A abundância do total de fragmentos é apresentada na Figura 5.5 m (pp. 58), especificando-se a fragmentação das diatomáceas planctónicas (círculos azuis) e bênticas (círculos vermelhos) (Figura 5.9 k, pp. 68), de forma a compreender em que grau as comunidades de diatomáceas presentes no registo sedimentar estudado são afectadas por contribuições alóctones deste grupo. A maior fragmentação das valvas é observada nos níveis sedimentares correspondentes aproximadamente a -3300 cm, -2900 cm, -1800 cm, -1550 cm, -1400 cm a -1100 cm. Importantes valores de fragmentação ($>3,00 \times 10^7$ No Frag./g) correspondem a níveis arenosos, sugerindo que a mesma se deve à elevada energia do meio. De um modo geral, e ao contrário do que seria de esperar, a maior fragmentação é observada nas espécies bênticas, evidenciando que este grupo se encontra mais sujeito a transporte fluvial e/ou tidal, incluindo a acção das correntes de fundo assim como a acção das partículas por elas transportado. A possibilidade de processos como a diagénese e/ou dissolução serem facilitados em níveis arenosos (devido à circulação intersticial de fluidos) ou ainda a ocorrência de

predação são hipóteses que não podem ser descartadas. O efeito de quebra durante a preparação laboratorial das amostras, a acontecer, seria um efeito constante para todos os níveis, e seriam as valvas pouco silicificadas as mais afectadas, e não as valvas de diatomáceas bênticas que se encontram entre as mais silicificadas e robustas.

6. DISCUSSÃO

Os sedimentos depositados em estuários constituem arquivos importantes para a investigação das condições paleoambientais e paleoclimáticas. Contudo, estes sistemas devido à grande sensibilidade a factores naturais e antropogénicos, mostram-se complexos, pelo que a aplicação de indicadores estandardizados é frequentemente dificultada devido à elevada variabilidade espacial de diversos factores ambientais, como, por exemplo, a salinidade e a concentração de nutrientes (e.g. Mercer *et al.*, 2005). Como tal, e dadas as limitações de cada indicador, as reconstituições paleoambientais e paleoclimáticas destes ambientes costeiros apenas são possíveis através da conciliação da informação proveniente de diferentes marcadores biogeoquímicos (e.g. biomarcadores moleculares, C_{org} , razão C/N, $CaCO_3$), biológicos (e.g. microrganismos como diatomáceas, coccolitóforos, foraminíferos e ostracodos) e sedimentológicos (e.g. natureza do sedimento, granulometria, etc.).

A transgressão holocénica teve um papel essencial na modelação da morfologia costeira, especialmente no desenvolvimento dos estuários que resultaram da inundação dos vales dos rios incisos durante os vários períodos glaciares que caracterizam o Pleistocénico. Durante a última fase de transição climática de um período glacial (o último glacial máximo) e o Holocénico, a terminação I, o vale do baixo Tejo sofreu uma transgressão durante o período compreendido entre 12 a 7 cal ka BP (Vis *et al.*, 2008, 2009), à qual se seguiu a progradação fluvial a partir dos 5 cal ka BP e o aumento da sedimentação a partir de ~2 cal ka BP (Vis, 2009).

O principal objectivo deste trabalho consiste em compreender/investigar a interacção entre o sistema fluvial do Tejo (terra – rio) e o oceano, assim como a influência nesse sistema das oscilações climáticas que ocorreram ao longo dos últimos ~ 14000 cal anos BP, em particular das variações do nível do mar. De forma a concretizar este objectivo, fez-se o estudo paleoclimático e paleoambiental de uma sondagem recolhida no vale do Baixo Tejo, junto a Vila Franca de Xira (VFX), com elevada resolução temporal (decadal a secular). O estudo teve por base a análise de diferentes indicadores da temperatura da água do mar (SST estimada a partir do índice U^{K}_{37}), da produtividade biológica (alquenonas C_{37} , diatomáceas, C_{org} , $CaCO_3$, Ca elementar determinado por XRF) e do aporte terrígeno (n-alcanos e n- alcanóis produzidos por plantas terrestres, diatomáceas de água doce, fitólitos, Fe e Ti elementares determinado por XRF, razão Fe/Ca).

O registo dos biomarcadores moleculares e da SST determinados para VFX foram comparados com os dados publicados para o prodelta do Tejo (Rodrigues *et al.*, 2009;

2010), não só para um melhor conhecimento das interações continente – oceano mas ainda das suas relações com as condições climáticas do Atlântico Norte.

O modelo de idades, definido com base em seis datações por AMS ^{14}C , permite estabelecer uma cronologia para este registo sedimentar e, portanto, a sua comparação com outros registos de clima independentemente do seu tipo e localização. Contudo, a fiabilidade deste modelo de idades, acima dos 3,6 cal ka BP deve ser considerado como indicativo devido à ausência de datações na parte superior da sondagem de VFX.

A resolução temporal para cada um dos indicadores ambientais é variável (em função de diferentes espaçamentos de amostragem), e da taxa de sedimentação, ambos variáveis ao longo da sondagem, no entanto permite reconhecer variações de ordem secular a milenar. O período de tempo que cada amostra representa é função da taxa de sedimentação e da espessura da amostra (slice) de sedimento utilizado. A Tabela 6.1 mostra a resolução temporal de cada um dos indicadores paleoambientais e paleoclimáticos utilizados neste estudo.

Tabela 6.1 - Síntese da resolução temporal dos indicadores utilizados neste estudo.

Indicador	Resolução temporal (anos)		
	Mínimo	Máximo	Média
Biomarcadores moleculares	6	563	173
Granulometria	4	563	191
$\text{C}_{\text{org}} / \text{CaCO}_3$	2	606	134
Microfósseis siliciosos	4	875	240
XRF		< 10	

6.1.A TRANSGRESSÃO HOLOCÉNICA E AS VARIAÇÕES NOS PADRÕES DE SEDIMENTAÇÃO NO VALE DO BAIXO TEJO

A curva do n.m.m. elaborada para o Vale do Baixo Tejo por Vis *et al.*, (2008; Figura 6.1 j, pp. 75; Figura 6.3 m, pp. 84) sugere uma rápida subida do n.m.m. (~0,67 cm/ano) entre os 11,5 – 7 cal ka BP, com o máximo transgressivo a ~ 7 cal ka BP e mantendo-se sensivelmente constante até a actualidade. (Vis *et al.* 2008, 2009, Vis, 2009). A rápida subida do n.m.m. registada neste local durante o início do Holocénico acompanha a variação global do n.m.m. reconstruída por Bard *et al.* (1996, 2010) no Tahiti. Na costa sul portuguesa, Boski *et al.* (2008) identificaram igualmente duas fases na transgressão holocénica em sequências sedimentares estuarinas (estuário do Guadiana e Almargem): entre 13 – 7,5 cal ka BP a taxa de subida do nível do mar foi de

0,7 cm/ano, descendo para 0,09 cm/ano entre 7,5 cal ka BP e o presente, enquanto que no estuário do Sado, Psuty e Moreira (2000) referem valores na ordem dos 0,2 cm/ano entre ~7 – 3 ka BP e 0,043 cm/ano entre 3 ka e a actualidade.

A análise das taxas de sedimentação na sondagem de VFX desde ~ 14 cal ka BP (Figura 6.1, pp. 75), evidenciou também a existência de duas fases distintas na dinâmica sedimentar, a primeira, caracterizada por valores mais elevados da taxa de sedimentação (0,52 cm/ano), ocorre no intervalo compreendido entre ca. de 14 - 10 cal ka BP, e a segunda, desde 10 cal ka BP até à actualidade, apresenta valores na ordem dos 0,28 – 0,3 cm/ano. Valores que se mantêm até ao presente, ainda que de carácter unicamente indicativo a partir de 3,6 cal ka BP.

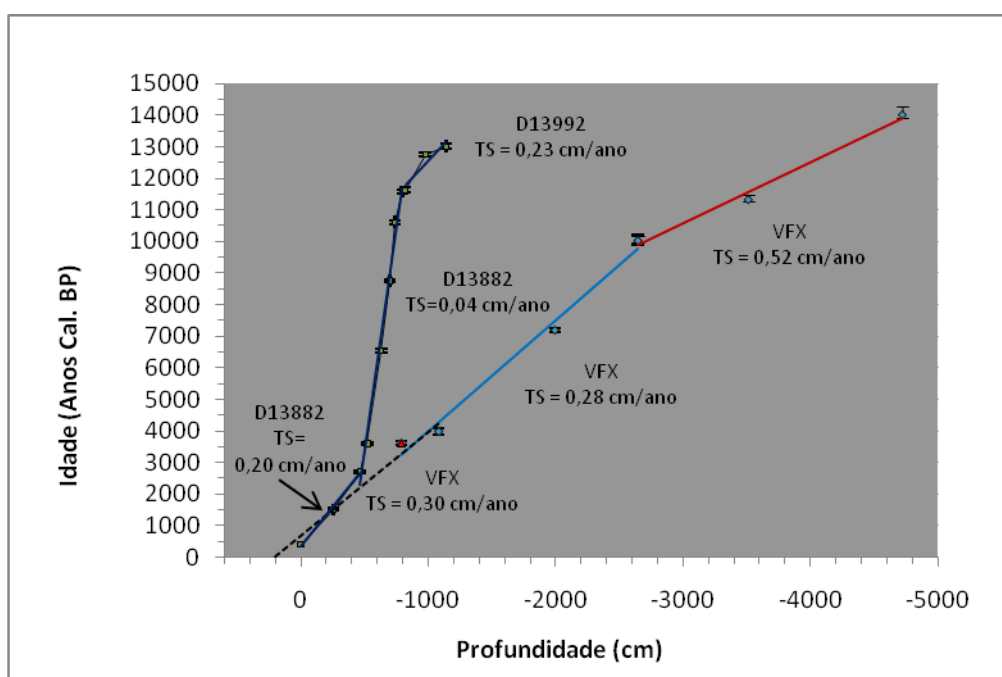


Figura 6.1 – Comparação das taxas de sedimentação na sondagem VFX (estuário do Tejo) e D13882 (prodelta do Tejo, Rodrigues *et al.*, 2009, 2010). Nota: A sondagem VFX foi realizada a 2 m de altitude, pelo que as profundidades abaixo de zero são definidas em relação ao n.m.m. (tomam valores negativos).

A comparação das taxas de sedimentação entre as sondagens VFX e D13882 (Figura 6.1, pp. 75) permite avaliar o fluxo sedimentar entre o vale do Baixo Tejo e a plataforma continental durante o período registado em ambos os locais. No prodelta do Tejo, as taxas de sedimentação são relativamente elevadas entre ~13 – 11,5 cal ka BP (0,23 cm/ano), decrescem consideravelmente entre 11,5 – 2,5 cal ka BP (0,04 cm/ano) e voltam a atingir valores de 0,20 cm/ano (~5 vezes superiores ao valor anterior) por volta de 2,5 cal ka BP. As taxas de sedimentação da sondagem VFX são de cerca de uma ordem de grandeza superiores às determinadas para a sondagem no prodelta,

evidenciando que o vale do Baixo Tejo tem funcionado como uma armadilha de sedimentos ao longo dos últimos ~14 ka.

Em VFX, a primeira fase da dinâmica sedimentar, caracterizada por elevada taxa de sedimentação, contempla a transição *Younger Dryas* (YD)/Holocénico, coincide com importante aporte terrígeno e mostra o efeito da transgressão marinha pós-glaciar na dinâmica sedimentar no Vale do Baixo Tejo. Esta primeira fase sugere que, em resposta à rápida subida do n.m.m. no início do Holocénico e comparativamente ao registo do prodelta (plataforma continental), grande parte do material terrígeno transportado pelo rio passa a ficar retido no vale do Baixo Tejo (ver secção 6.3). A deslocação dos principais depocentros do sistema deposicional do Tejo, desde a Planície Abissal do Tejo (PAT) em direcção à plataforma continental, onde chegam aos 13,5 cal ka BP, e depois para o Vale do Baixo Tejo, a ~12 cal ka BP, em função da rápida subida do n.m.m. registada durante a última deglaciação, é também sugerida por Vis (2009). As elevadas taxas de sedimentação observadas, entre ~14 – 10 cal ka BP, na sondagem VFX são explicadas pela agradação fluvial provocada pela subida do n.m.m. e o favorecimento da retenção de sedimentos no vale do Baixo Tejo. Estas elevadas taxas de sedimentação dizem igualmente respeito a ambientes fluviais com grande capacidade de acumulação de sedimentos, responsáveis pela deposição de aproximadamente 12 m de sedimento em 3,5 ka (entre ~14 – 11,5 cal ka BP) e que antecederam a instalação de ambientes salobros com influência tidal, desenvolvidos entre ~11,5 – 10 cal ka BP, que assinalam, como já foi referido, o início da influência marinha neste local. A expressiva diminuição na taxa de acumulação de sedimentos (~ 6 vezes inferior) observada a ~ 11,5 cal ka BP na sondagem da plataforma continental (D13882), acompanhada pela elevada taxa de sedimentação registada durante esse intervalo de tempo em VFX (0,52 cm/ano), evidencia a migração do depocentro do sistema deposicional (fluvial – marinho) do Tejo em direcção ao continente, e mostra a importância do vale do Baixo Tejo na retenção de sedimentos à medida que o n.m.m. vai subindo durante o Holocénico. Esta deslocação do depocentro encontra-se igualmente registada através da diminuição da acumulação de sedimentos na PAT aos 11,5 ka (Lebreiro *et al.*, 2009). Em VFX, depois de ~ 10 cal ka BP, a taxa de sedimentação diminui drasticamente de 0,52 cm/ano para 0,23 cm/ano, e reflecte a acumulação de sedimentos de natureza fluvial, tidal e marinha num ambiente marinho pouco profundo, como um prodelta, que se terá desenvolvido neste local entre ~10 – 4 cal ka BP (Vis *et al.*, 2008, 2009). Durante este período, a taxa de sedimentação determinada para VFX (0,23 cm/ano) é sete vezes superior à determinada no prodelta (0,04 cm/ano) e revela que o máximo de acumulação de sedimentos do sistema deposicional do Tejo se terá concentrado no vale do Baixo Tejo. A partir de ~2,5 ka, na sondagem D13882, a taxa de sedimentação aumenta consideravelmente (0,04 cm para

0,20 cm/ano), evidenciando a exportação de sedimentos do estuário para a plataforma, em resposta ao preenchimento sedimentar do estuário do Tejo, que terá atingido o máximo de acomodação de sedimentos há ~7 ka, sincronamente ao máximo de inundação registado nesse local (Vis, 2009, Vis *et al.*, 2008, 2009). Na sondagem VFX, os valores ligeiramente mais elevados da taxa de sedimentação verificados a partir dos 3,6 cal ka BP coincidem igualmente com um aumento do aporte terrígeno, assinalado por elevada concentração quer de biomarcadores moleculares terrestres (n-alcanos e n-alcan-1-óis) quer de Fe nos sedimentos tanto da sondagem estuarina (VFX) como no prodelta do Tejo (D13882) (Rodrigues *et al.*, 2009) (Figura 6.3 d, pp. 84). A maior acumulação de sedimentos neste local, a partir de 3,6 ka, pode estar relacionada com modificações no tipo de vegetação, uso do solo e/ou maior descarga fluvial.

A partir de ~5 ka, coincidente com o fim do Período Húmido Africano (deMenocal *et al.*, 2000) e em resposta às condições de maior aridez, verifica-se um predomínio da vegetação herbácea (semi-desértica) e contracção da floresta (e.g. Naughton *et al.*, 2007b; Fletcher *et al.*, 2007). Esta modificação na cobertura vegetal, despoletada por razões climáticas, está também associada a práticas de agricultura, pastoreio e consequente desflorestação de origem antrópica (e.g. Van der Knaap e Van Leeuwen, 1995; Jorge, 1999), e, terá favorecido a erosão dos solos e um maior acarreo sedimentar. Contudo, não é possível dissociar este efeito das condições de maior dinâmica hidro-sedimentar verificadas neste local e que revelam progradação fluvial após a estabilização do n.m.m. (Vis *et al.*, 2008; 2009, ver Secção 6.2.3). O aumento da descarga fluvial do Tejo (relacionada com maior aporte terrígeno) ao longo dos últimos 3 ka foi sugerido por Rodrigues *et al.* (2009). Do mesmo modo, em estudos paleoclimáticos que abrangem os últimos 2 ka, Abrantes *et al.* (2005a) e Lebreiro *et al.* (2006) interpretaram o aumento da sedimentação de sedimentos finos (< 63µm), elevados valores de susceptibilidade magnética e a presença de diatomáceas de água doce nos sedimentos marinhos, recolhidos na desembocadura do rio Tejo, como resultado da intensificação da descarga fluvial durante a Pequena Idade do Gelo (650 – 50 anos cal BP).

6.2. AS CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PALEOCLIMÁTICAS NO VALE DO BAIXO TEJO NOS ÚLTIMOS ~14 CAL KA BP: APLICAÇÃO DE UM ESTUDO “MULTI-PROXY”

6.2.1. O registo da temperatura

Devido ao controlo exercido sobre o clima actual (e.g. evaporação, geração de sistemas de ventos e precipitação associada) pelos gradientes de temperatura nos oceanos contemporâneos, a determinação de paleotemperaturas da água do oceano revela-se de particular interesse para a paleoclimatologia e paleoceanografia (Eglinton e Eglinton, 2008). Por outro lado, as reconstruções das condições paleotérmicas das massas de água costeiras, com evidente influência fluvial e intenso aporte terrígeno, facultam uma visão integradora da relação entre as modificações climáticas e ambientais perceptíveis no oceano aberto e aquelas ocorridas no continente adjacente.

A temperatura das águas superficiais do mar (SST) reconstruída na sondagem VFX foi estimada a partir do índice de insaturação das alquenonas U_{37}^K (ver secção 3.2.5), posteriormente calibrado através da equação da temperatura de Müller *et al.* (1998), e tem um erro associado de 1,5 °C. Este método, amplamente utilizado como um indicador da paleotemperatura em diferentes contextos oceanográficos (e.g., Brassel *et al.*, 1986; Pahl *et al.*, 1993; Villanueva *et al.*, 1998; Pelejero *et al.*, 1999; Calvo *et al.*, 2001; Cacho *et al.*, 1999, 2001, 2002; Marchal *et al.*, 2002; Kim *et al.*, 2004) foi também aplicado para a margem ibérica (Rodrigues *et al.*, 2009, 2010; Martrat *et al.*, 2007; Lebreiro *et al.*, 2006; Abrantes *et al.*, 2005a; Bard *et al.*, 2000; Diz *et al.*, 2003; Paillet e Bard, 2002; Cacho *et al.*, 1999).

Durante a realização deste trabalho não foi possível testar a presença de C_{37} alquenonas em sedimentos actuais do estuário do Tejo e verificar se as temperaturas estimadas a partir do índice U_{37}^K e a equação de calibração utilizada estão dentro dos intervalos de temperatura actuais determinados neste local. Contudo, os valores estimados de SST (12 - 21 °C), particularmente os valores estimados para os níveis sedimentares mais recentes (~16 °C), enquadram-se no intervalo de temperaturas determinadas por Gameiro *et al.* (2007) durante uma campanha de monitorização no estuário do Tejo (12.8 – 22.9 °C) e parecem realistas para este local. De acordo com Villanueva e Grimalt (1997), o valor limite mais baixo para uma estimacção fiável de SST ou seja, que apresente desvios inferiores a 0,5 °C durante o processo analítico, corresponde a uma concentração de C_{37} alquenonas no sedimento igual a 50 ng/g. Apesar das concentrações do total de C_{37} alquenonas registadas em VFX serem frequentemente baixas, situação que se repete em outros estudos realizados em áreas costeiras ou salobras (e.g. Bendle *et al.*, 2009), os valores de temperatura estimados no

registo de VFX, considerando o erro de 1,5 ° C associado à calibração de Müller *et al.* (1998), não se afastam muito daqueles estimados por Rodrigues *et al.* (2009). Pelo que, neste caso, se considera que os valores de SST obtidos revelam as condições térmicas das massas de água superficiais presentes nos ambientes tidais e marinhos pouco profundos que existiram no local da sondagem durante a subida do nível médio do mar pós-glacial (Figura 6.2 c, pp. 83, Figura 6.5 c, pp. 92).

Apesar da ausência ou concentrações baixas de C₃₇ alquenonas entre ~ 4,4 e 1,6 cal ka BP, verifica-se uma tendência decrescente de SST desde o início do Holocénico para o Holocénico tardio que acompanha o registo do prodelta do rio Tejo (Rodrigues *et al.*, 2009 - Figura 6.2 c, pp. 83; Figura 6.5 c, pp. 92). Uma diminuição detectada também em muitos outros registos sedimentares marinhos do Atlântico Norte e do Mediterrâneo ocidental (Marchal *et al.*, 2002). O facto de ser uma tendência no mínimo hemisférica e os máximos de SST coincidirem com os máximos da insolação no solstício de Verão no Hemisfério Norte (Figura 6.2 b - são apresentados os valores da insolação a 60 ° N como ilustração - Berger *et al.*, 1978, Berger e Loutre, 1991), implica que seja um reflexo de um forçamento orbital do clima neste caso do decréscimo da insolação de Verão (e.g. Marchal *et al.*, 2002, Lorenz *et al.*, 2006; Rodrigues *et al.*, 2009).

No continente, a vegetação responde às condições de temperatura e precipitação e os estudos palinológicos mostram que o início do Holocénico ter-se-á caracterizado pela expansão da floresta em resposta a temperaturas atmosféricas mais amenas. Na costa SW portuguesa, no Alentejo, predominavam os pinhais de pinheiro bravo (*Pinus pinaster* – e.g. Mateus e Queiroz, 1993; Queiroz, 1999; García-Amorena *et al.*, 2007) e os bosques de pinheiros (*Pinus*) e carvalhos (*Quercus*) com características mediterrânicas (Lagoa Sto. André – Santos e Sánchez-Goñi, 2003), enquanto que as maiores altitudes eram colonizadas por carvalhos (Charco da Candieira, Serra da Estrela – van der Knaap e van Leeuwen, 1995, 1997). Estudos polínicos realizados em sondagens marinhas recuperadas no NW da Península Ibérica (margem da Galiza – MD99-2331 e MD03-2697, Naughton *et al.*, 2007b) mostram que ao aumento de *Quercus* de folha caduca que ocorreu no início do Holocénico, se seguiu a sua diminuição conjuntamente com *Pinus*, o que assinala o declínio da floresta temperada ao longo dos últimos 5000 anos. Estudos desenvolvidos em sondagens marinhas realizadas na margem SW da Península (SU81 – 18: Turon *et al.*, 2003; SO75-6KL: Boessenkool *et al.*, 2001), ainda que apresentem baixa resolução durante o Holocénico, mostram igualmente um aumento de *Quercus* de folha caduca no Holocénico inicial, seguindo de decréscimo de *Quercus* e *Pinus* e uma maior contribuição de vegetação associada a condições áridas (*Artemisia*, *Ephedra* e *Chenopodiaceae*) a partir de ~5000 anos (Turon *et al.*, 2003). Na costa Sul, no Baixo Vale do Guadiana, a expansão de *Quercus* e vegetação termomediterrânica no início do

Holocénico reflecte condições climáticas mais quentes e maior influência oceânica. A partir de ~5000 anos cal BP, a expansão das herbáceas revela condições climáticas mais secas e actividade humana mais intensa (Fletcher *et al.*, 2007). Este declínio da vegetação arbórea ao longo do Holocénico acompanha a diminuição da SST e da insolação de verão (e.g. Fletcher e Sánchez-Goñi, 2008, Naughton, 2007).

Na sondagem VFX, o valor máximo de SST (21 °C) ocorre a ~10,6 ka cal. BP e o valor mínimo (12 °C) a ~ 0,8 ka cal. BP. Quando comparados com os valores de SST no prodelta do Tejo (sondagem D13882, Rodrigues *et al.*, 2009), verifica-se que VFX apresenta temperaturas mais baixas, sugerindo que as águas provenientes do rio são, em geral, mais frias do que as do oceano adjacente. Esta observação vem ao encontro da explicação proposta por Rodrigues *et al.* (2009, 2010) para os baixos valores de SST registados no prodelta, relativamente a valores verificados em zonas de mar aberto na margem Ibérica, como sendo o reflexo da forte influência continental, ou seja, da acentuada descarga de águas frias do rio Tejo, principalmente durante o Inverno. O contraste térmico entre as massas de água do estuário do Tejo (onde se registam os valores mais baixos) e a costa adjacente é evidenciado por imagens de satélite (Ver Figura 2.5 – Variação sazonal da temperatura média da água do estuário do Tejo e da água do mar, cortesia P. Oliveira, pp. 22).

Sobrepostos a esta tendência de diminuição da SST no registo sedimentar de VFX, observam-se valores mínimos a ca. de 11,3 – 11,1, 10,5 – 10, 7,8, 6,6, 5,8, 5, 4,5 e 1,4 – 0,8 cal ka BP. Estes episódios, embora reflectam uma diminuição subtil na temperatura (~1-2 °C), podem atingir diferenças de ~5 ° e ocorrem aproximadamente a cada 1300 anos (média = 1325 anos; sd = 945 anos) neste registo. Eventos de arrefecimento rápido, com amplitude de 1-2 °C, foram também observados no prodelta do Tejo a ca. de 11,1, 10,6, 8,2, 6,9 e 5,4 cal ka BP (Rodrigues *et al.*, 2009). No Atlântico Norte, Bond *et al.* (1997) detectaram flutuações climáticas com variação milenar ao longo do Holocénico, durante as quais se verificou a advecção de águas frias provenientes do norte da Islândia até à latitude da Grã-Bretanha. Estes eventos, posteriormente designados por Eventos de Bond, apresentam ciclicidade de ~1470 ± 500 anos, correspondem a máximos de grãos grosseiros transportados por icebergs (IRD - ice-rafted debris), presentes em sedimentos marinhos, e são detectados a 1,4, 2,8, 4,2, 5,9, 8,1, 9,4, 10,3 e 11,1 cal ka BP (Bond *et al.*, 1997). Embora seja tentador correlacionar os episódios de arrefecimento verificados na sondagem VFX com os eventos acima descritos, apenas se pode sugerir e não afirmar essa correlação. Por outro lado, na sondagem VFX não é clara a ocorrência do mais marcado evento frio que ocorreu a 8,2 ka (e.g. Alley *et al.*, 1997, Muscheler *et al.*, 2004), ao contrário do verificado no registo do prodelta (D13882) e no Atlântico Norte (Rodrigues *et al.*, 2009; e.g. Bond *et al.*, 1997,

2001). Por forma a confirmar se este registo é realmente o reflexo das variações climáticas de escala milenar ocorridas durante o Holocénico no Atlântico Norte, mas registadas a nível global (e.g. Rodrigues *et al.*, 2009, Bond *et al.*, 1997, Cacho *et al.*, 1999, 2000, 2002, Frigola *et al.*, 2007), será necessário não só melhorar o modelo de idades, como aumentar a resolução temporal do estudo de SST na sondagem VFX.

6.2.2. O registo de produtividade marinha/estuarina e a influência da transgressão holocénica.

A concentração do total de alquenonas C_{37} , a abundância do total de diatomáceas e o conteúdo em C_{org} e $CaCO_3$ presentes nos sedimentos foram utilizados como marcadores da produtividade biológica na sequência sedimentar de VFX ao longo dos últimos 14 cal ka BP, sendo que a abundância de diatomáceas marinhas, salobras e do género *Chaetoceros* assim como a concentração do total de C_{37} alquenonas neste local, são marcadores da influência marinha e/ou tidal. A evolução temporal dos indicadores de produtividade na sequência sedimentar de VFX e sua relação com o registo da temperatura da água do mar, a transgressão holocénica e os principais eventos climáticos são apresentados na Figura 6.2 (pp. 83). O registo detalhado de diatomáceas, mostrando as espécies mais abundantes e o seu habitat e modo de vida é apresentado na Figura 6.3 (pp. 84).

Os microorganismos preservados nos sedimentos facultam informação acerca das condições ambientais contemporâneas à sua existência, incorporação e preservação no registo sedimentar, isto é, fornecem informação de carácter paleoambiental desde que tendo em conta os processos diagenéticos e/ou tafonómicos que permitiram ou não a sua preservação. Deste modo, para além da sua ocorrência na coluna de água, as características do ambiente sedimentar, nomeadamente o tipo de sedimento, as condições de fundo (e.g. presença ou ausência de oxigénio), a dinâmica sedimentar (e.g. velocidade da corrente, ondas) têm um papel fundamental na preservação ou destruição dos microfósseis e, conseqüentemente, no registo sedimentar final.

Indicadores de produtividade

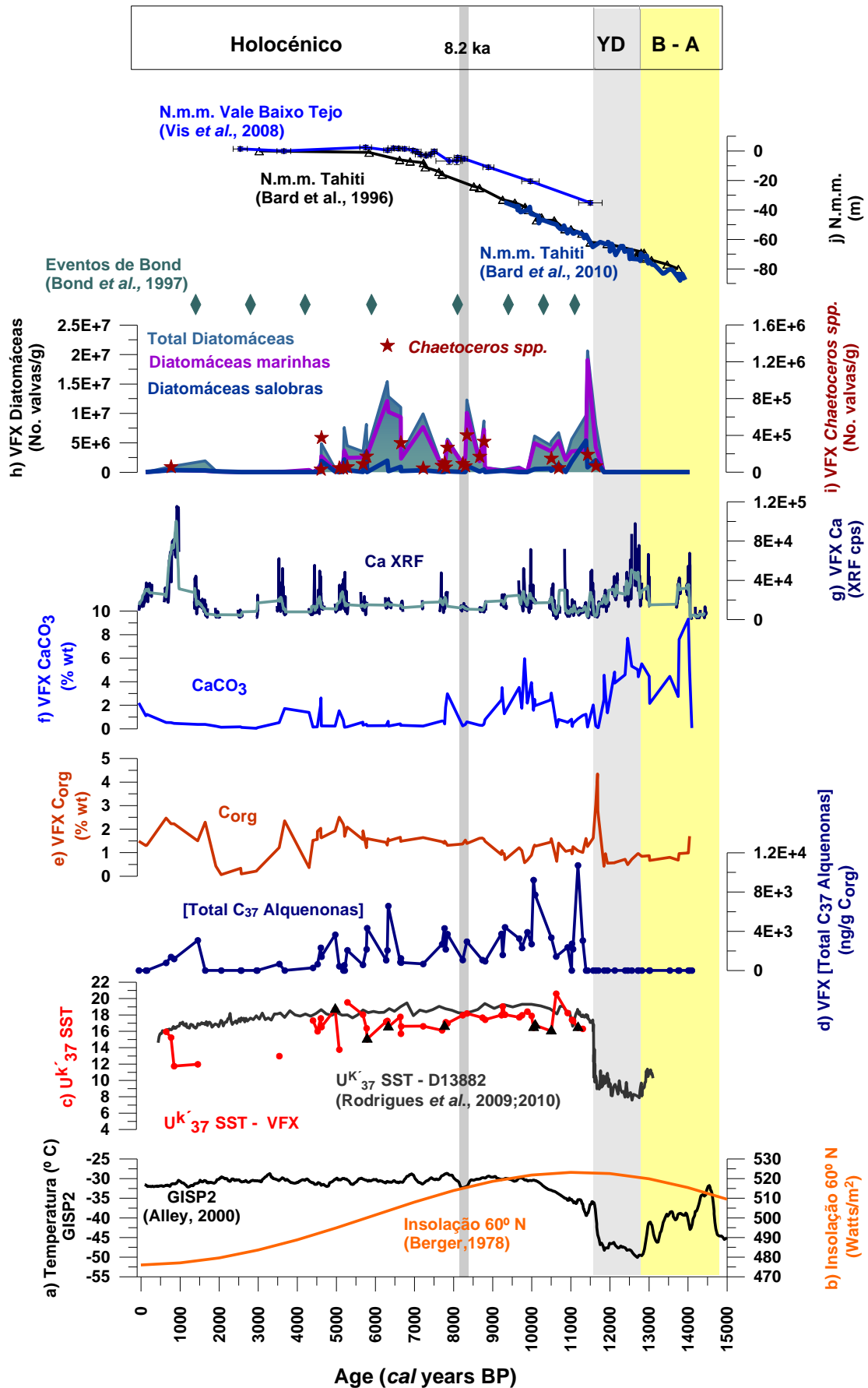


Figura 6.2 – **Evolução temporal dos indicadores de produtividade na sequência sedimentar de VFX e sua relação com o registo da temperatura da água do mar, a transgressão holocénica e os principais eventos climáticos.** **a)** Temperatura ($^{\circ}$ C) na sondagem de gelo GISP2 (Gronelândia) (Alley, 2000); **b)** curva de insolação referente ao mês de Julho a 60° N (Berger, 1978); **c)** SST estimada a partir do índice U_{37}^k nas sondagens VFX (estuário do Tejo - a vermelho, os triângulos pretos indicam os valores de temperatura fiáveis de acordo com Villanueva e Grimalt, 1997) e D13882 (prodelta do Tejo – a cinzento, Rodrigues *et al.*, 2009; 2010); **indicadores de produtividade na sequência sedimentar de VFX:** **d)** concentração do total de alquenonas C_{37} (ng/g C_{org}); **e)** conteúdo em Carbono orgânico (C_{org} % wt); **f)** conteúdo em $CaCO_3$ (% wt); **g)** distribuição do elemento Ca medido por XRF (cps - média de 10 pontos indicados a azul claro); **h)** abundância do total de diatomáceas (a azul claro), diatomáceas marinhas (a roxo) e diatomáceas salobras (a azul escuro) (n° valvas/g); **i)** abundância de *Chaetoceros* spp. (n° valvas/g); **J)** variação do nível médio do mar no Tahiti (Bard *et al.*, 1996; Bard *et al.*, 2010) e no Vale do Baixo Tejo (Vis *et al.*, 2008). **Principais intervalos climáticos:** Bølling-Allerød (**BA**) a amarelo; *Younger Dryas* (**YD**) a cinzento; **Holocénico** e evento **8,2 ka** (a cinzento). Os losângulos verdes assinalam a idade dos **eventos de Bond** registados no Atlântico Norte (Bond *et al.*, 1997, ver explicação no texto). A comparação dos registos do total de C_{37} alquenonas, C_{org} e $CaCO_3$ nas sondagens VFX e D13882 é apresentada na Figura 6.4.

Como referido anteriormente, as diatomáceas são microalgas que se desenvolvem em diversos habitats (Round *et al.*, 1990). O grau de preservação das diatomáceas nos sedimentos varia entre excelente (no caso dos diatomitos) a pobre (*e.g.*, lagos salinos). No caso dos oceanos, como estes são deficitários em sílica (*i.e.*, apresentam valores inferiores ao valor de saturação) a preservação das diatomáceas nos sedimentos só acontece em condições excepcionais e continuadas de produção. Em ambientes estuarinos, as diatomáceas são abundantes e, como tal, o nível de preservação nos seus sedimentos é bom (Cooper, 1999). Os factores ambientais que controlam a preservação destes microrganismos incluem a salinidade, temperatura, alcalinidade, taxa de acumulação do sedimento bem como o teor em sílica (Si) presente na frústula siliciosa e o gradiente de concentração de sílica dissolvida no espaço intersticial do sedimento. A dissolução pode ocorrer de forma diferencial, originando uma melhor preservação das espécies mais robustas relativamente às menos silicificadas, como é, por exemplo, o caso das diatomáceas de água doce, geralmente mais silicificadas que as espécies marinhas e salobras (Conley *et al.*, 1989). Os processos tafonómicos incluem ressuspensão e transporte (fluvial, tidal ou eólico) de sedimentos antigos, perdas através de predação e bioturbação de sedimentos (Jones, 2007).

Registo de diatomáceas na sequência sedimentar de VFX

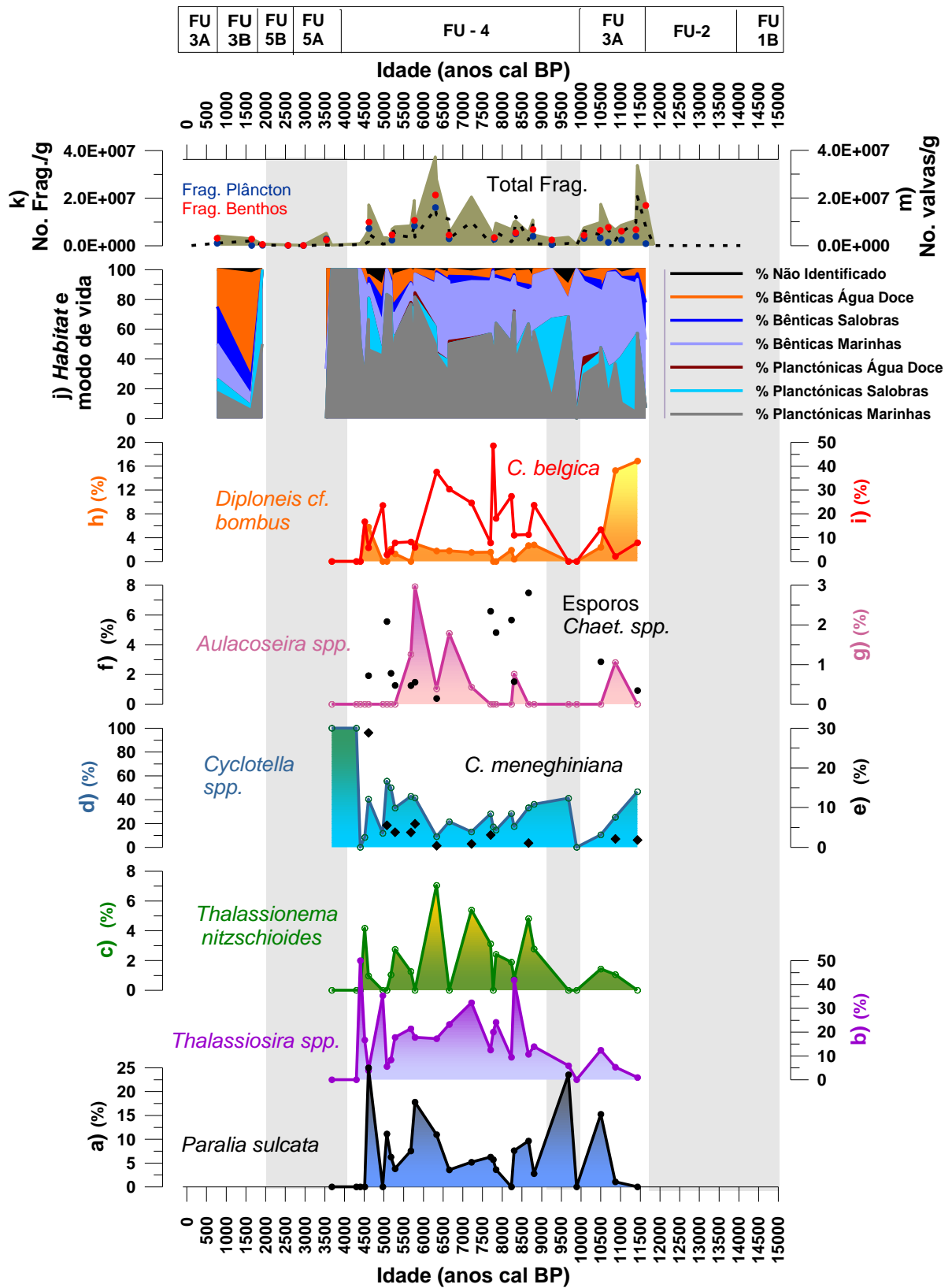


Figura 6.3 – Evolução temporal do registo de diatomáceas na sequência sedimentar de VFX. São apresentadas as distribuições, expressas em percentagem (%) dos taxa: *Paralia sulcata* (a),

Thalassiosira spp. **(b)**, *Thalassionema nitzschioides* **(c)**, *Cyclotella* spp. **(d)**, *Cyclotella meneghiniana* (losângulos pretos) **(e)**, esporos de *Chaetoceros* spp (círculos pretos) **(f)**, *Aulacoseira* spp. **(g)**, *Diploneis* cf. *bombus* **(h)**, *Cymatosira belgica* **(i)**; o *habitat* e modo de vida dos diferentes grupos ecológicos **(j)**, a abundância do total de fragmentos de diatomáceas (nº. frag. /g – a cinzento), número de fragmentos de diatomáceas planctónicas (círculos azuis) e bênticas (círculos vermelhos) **(k)** e abundância do total de diatomáceas (Nº. valvas/g – a tracejado) **(m)**. Os rectângulos cinzentos marcam eventos onde a abundância de microorganismos siliciosos, particularmente diatomáceas, é escassa ou ausente. Fácies sedimentares segundo Vis *et al.* (2008), onde FU-1B: Depósitos de canal fluvial com elevado gradiente; FU-2: Depósitos fluviais de overbank; FU-3A: Planícies tidais e sapais; FU-3B: Planícies intertidais e subtidais; FU-4: Prodelta marinho pouco profundo; FU-5A: Bancos distributários de boca de maré com conchas; FU-5B: Canais de maré com influência fluvial sem conchas.

A abundância de diatomáceas estimada neste trabalho varia entre os 0 e $2,06 \times 10^7$ valvas/g de sedimento (valor médio = $3,5 \times 10^6$ valvas/g de sedimento - Figura 6.3 h, pp. 84) e é da mesma ordem de grandeza dos valores estimados em outras áreas costeiras, associadas à influência de afloramento costeiro, nomeadamente, no prodelta do Tejo (e.g. Gil *et al.*, 2006, 2007; Abrantes *et al.*, 2005, Lebreiro *et al.*, 2006), na costa portuguesa (Abrantes, 1988a; Abrantes e Moita, 1999) e nas rias galegas (e.g. Bernárdez *et al.*, 2010; Lebreiro *et al.*, 2006). A ausência (~14 – 11,5 cal ka BP) ou escassez (~10 – 9 ka e 4,5 – 2,5 cal ka BP) de diatomáceas no registo sedimentar assinala períodos de baixa produção primária, e/ou maior dissolução ou erosão (remobilização). A observação da Figura 6.6 (pp. 93) revela que os valores de abundância de diatomáceas diminuem com o aumento da granulometria dos sedimentos. A sua ausência nestas condições não permite tirar conclusões sobre as condições iniciais de produtividade, uma vez que o aumento do tamanho do grão está associado a um aumento da energia do meio e as diatomáceas têm o comportamento hidráulico de uma partícula de silte (63µm a 4µm). Como tal, a sua não preservação poderá ser devida quer a remoção quer a dissolução, uma vez que sedimentos grosseiros são também mais porosos, o que favorece a circulação de fluidos e a consequente dissolução das valvas (e.g., Bernárdez *et al.*, 2010).

Os valores mais elevados de abundância de diatomáceas, por outro lado, são registados a ~11,5; 8,5 e 6,5 cal ka BP (Figura 6.2 h, pp. 83) e encontram-se em sedimentos finos que reflectem uma mais baixa energia do meio, o que pode ter favorecido a sua preservação. No entanto, variações de abundância registadas num mesmo tipo de sedimento podem assumir-se como sendo devidas, prioritariamente, a variações nas condições de produtividade primária. Sinais de degradação química e mecânica em alguns espécimes de diatomáceas, nomeadamente dissolução e/ou corrosão nas valvas de pennales e cêntricas, são também evidência de transporte através da acção da maré, com possível exposição intertidal, no caso das marinhas e salobras, ou de transporte fluvial no caso das diatomáceas de água doce (e.g. Vos e de

Wolf, 1993 e referências citadas). Um outro indicador de possível remobilização e/ou transporte é a fragmentação das valvas de diatomáceas, que é estimada através do número de fragmentos por grama de sedimento. Em VFX os valores máximos ocorrem a ~11,5 e 6,5 cal ka BP e estão mais uma vez associadas a condições de maior dinâmica sedimentar evidenciada por maior contribuição da fracção grosseira (% em areia + areão - Figura 6.5 , pp. 92).

Em ambientes costeiros de transição, como um estuário, as diatomáceas de água doce podem ser transportadas pela corrente do rio enquanto que as espécies marinhas podem ser transportadas, através da acção da maré, para áreas salobras. As espécies estuarinas, adaptadas a meios salobros com elevada variação de salinidade, florescem em produtivas zonas de mistura de água doce com água salgada (Cooper, 1999). Dada a natureza costeira do registo de VFX, as associações de diatomáceas preservadas nos sedimentos reflectem uma mistura de taxa produzidos localmente e taxa transportados.

O aparecimento de diatomáceas marinhas e/ou com afinidade salobra indica que a inundação deste local durante a transgressão holocénica se fez sentir a partir de ~11,5 cal ka BP (Figura 6.2, pp. 83). A distribuição quase equitativa de diatomáceas marinhas e/ou salobras, bênticas e planctónicas, sugerem influência tidal em ambientes salobros (e.g., sapais, planícies ou rasos de maré) durante o período ~ 11,5 – 10 cal ka BP (Figura 6.3 f, pp. 84). As condições salobras são igualmente indicadas pela presença de pirite nos sedimentos, frústulas de diatomáceas piritizadas e pela ocorrência de foraminíferos salobros e pólenes de *Chenopodiaceae* sp. (Vis *et al.*, 2008). As alquenonas C₃₇ são igualmente detectadas neste intervalo e a sua origem marinha assinala o início da subida do n.m.m. Durante o intervalo compreendido entre ~10 – 4 cal ka BP, observa-se uma maior contribuição de diatomáceas marinhas planctónicas, o que indica um ambiente marinho costeiro, possivelmente do tipo prodelta, confirmando a sugestão de Vis *et al.*, (2008, 2009). O máximo de influência marinha apontada pelo registo de diatomáceas (100% diatomáceas marinhas planctónicas e bênticas preservadas no registo sedimentar) ocorre aos ~5 cal ka BP.

As alquenonas de cadeia longa são compostos orgânicos biossintetizadas por um número limitado de algas unicelulares da Classe Pymnesiophyceae (Filo Haptophyta), que incluem os cocolitoforídeos *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa oceanica* (e.g. Volkman *et al.*, 1980, 1995, Marlowe *et al.*, 1984; Conte *et al.*, 1995) assim como as espécies costeiras *Isochrysis galbana* e *Chrysotila lamellosa* (Marlowe *et al.*, 1984). Como j referido anteriormente, estes compostos encontram-se presentes em sedimentos marinhos (e.g. Rossell-Melé e McClymont, 2007 e referências citadas, Müller *et al.*, 1998), embora também tenham sido detectadas em ambientes salobros e costeiros (e.g. Rodrigues *et al.*, 2009, 2010; Bendle *et al.*, 2009; Blanz *et al.*, 2005; Mercer *et al.*, 2005;

Schulz *et al.*, 2000; Ficken e Farrimond, 1995). Por exemplo, Bendle *et al.* (2009), ao estudarem a ocorrência de alquenonas e alquenoatos em sedimentos costeiros na Escócia, detectaram alquenonas C_{37} , incluindo as espécies químicas com duas e três insaturações - $C_{37:2}$ e $C_{37:3}$, respectivamente, em ambientes de natureza marinha ou com influência marinha.

No entanto, a presença destes compostos nos sedimentos não pode ser utilizada como um marcador exclusivo de condições marinhas ou salobras. Outros trabalhos detectaram a presença de C_{37-39} alquenonas em sedimentos lacustres (Cranwell, 1985,1988; Ficken e Farrimond, 1995; Zink *et al.*, 2001; Pearson *et al.*, 2008 e referências citadas; Toney *et al.*, 2010). Contudo, no registo sedimentar estudado, a presença de C_{37} alquenonas é acompanhada pela ocorrência de diatomáceas marinhas e/ou salobras, assinalando que a sua presença está relacionada com o aporte de água salgada/marinha e o início da inundação transgressiva do vale do Baixo Tejo (Figura 6.2, pp. 83). As concentrações do total de C_{37} registadas na sondagem recuperada no estuário do Tejo (VFX – 0 ng/g < [$C_{37:3}$ + $C_{37:3}$] < 120 ng/g de sedimento seco) são inferiores às encontradas no prodelta (D13882 – 21,6 ng/g < [$C_{37:4}+C_{37:3}+C_{37:2}$] < 919 ng/g de sedimento seco (Rodrigues *et al.*, 2009, 2010), revelando o carácter mais salobro das águas presentes no registo estuarino (Figura 6.4 a,b, pp. 88). As menores concentrações de C_{37} alquenonas em meios aquáticos salobros foi evidenciada por Blanz *et al.* (2005) e Schulz *et al.* (2000). Estes autores estudaram a distribuição de alquenonas na coluna de água e nos sedimentos superficiais ao longo de um gradiente longitudinal de salinidade no mar Báltico - desde águas verdadeiramente marinhas (provenientes do Atlântico) até águas salobras, mostrando um decréscimo na concentração de C_{37} alquenonas no sentido dos meios mais salobros.

Enquanto que o registo do total de C_{37} alquenonas no prodelta mostra uma tendência crescente de ~12,5 cal ka BP para o Presente, na sondagem VFX as maiores concentrações do total de C_{37} alquenonas ocorrem entre ~11,5 e 4,5 cal ka BP e a ~ 1,5 cal ka BP, síncronas com a importante contribuição de diatomáceas marinhas e salobras (*Thalassiosira spp.*, *Cyclotella spp.*, *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschioides*, esporos de *Chaetoceros spp.*, *Cymatosira belgica*, *Diploneis cf. bombus* - Figura 6.2 h. i., pp. 83, Figura 6.3 j, pp. 84), sugerindo que estes terão sido períodos de marcada influência marinha.

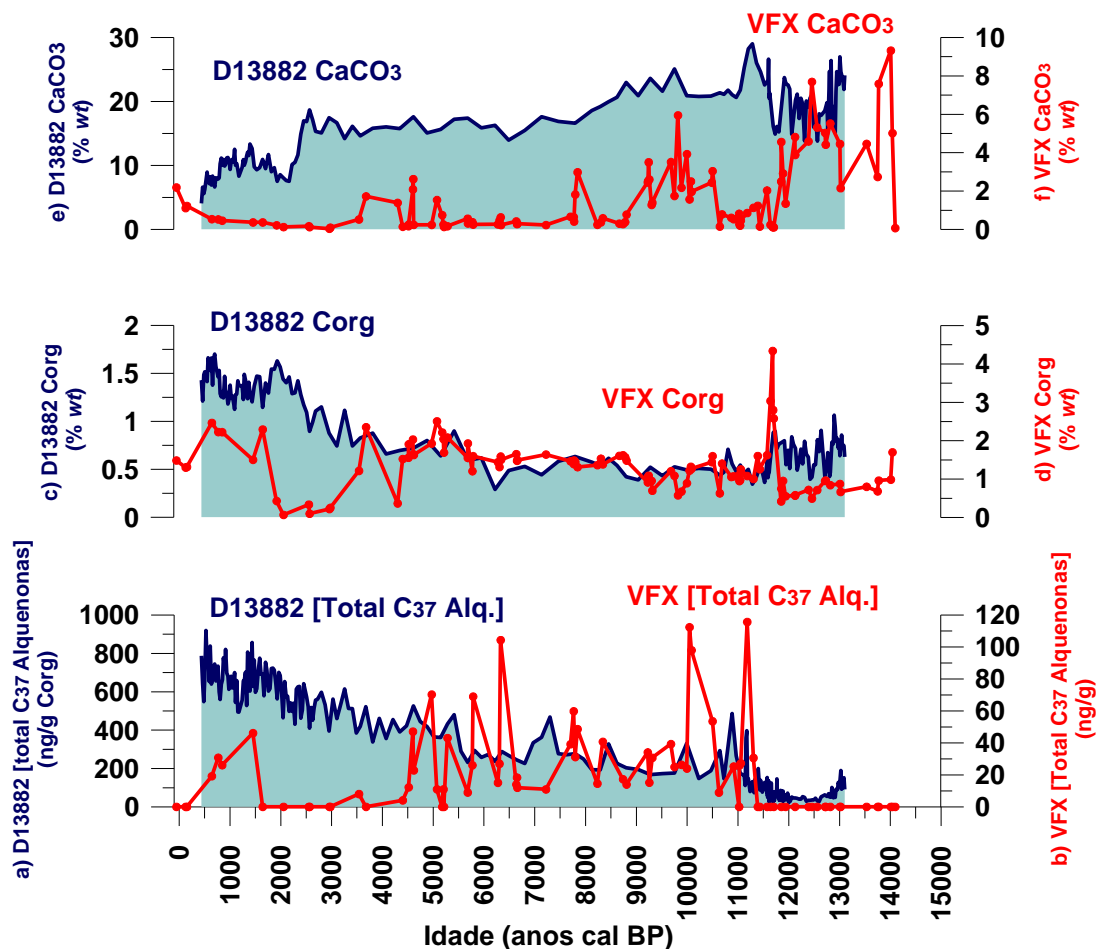


Figura 6.4 – Comparação dos registos da concentração do Total de C37 Alquenonas (ng/g; a,b), conteúdo em C_{org} (% wt; c,d) e $CaCO_3$ (% wt; e, f) nas sondagens VFX e D13882 (Rodrigues *et al.*, 2009, 2010). Notar a diferença de escala no eixo das ordenadas.

Os ecossistemas e ambientes de transição (e.g. deltas, prodeltas marinhos, estuários, etc.) são considerados como os habitats mais produtivos do mundo e os sedimentos estuarinos são frequentemente ricos em matéria orgânica, constituindo zonas de interacção dinâmica entre o C_{org} de origem terrestre e marinha (e.g. Cathalot *et al.*, 2010), pelo que são da maior importância para os ciclos biogeoquímicos em geral e do carbono em particular.

Na sondagem VFX, os teores de C_{org} variam entre 0,07 % wt e 4,34 % wt (valor médio de 1,32 % wt, Figura 6.2, pp. 83 e; Figura 6.3 b, pp. 84) e, como esperado, são superiores aos valores registados na sondagem D13882 (0,3 – 2 % wt, Rodrigues *et al.*; 2009, 2010; Figura 6.3 b), assinalando o elevado potencial dos estuários e ambientes costeiros para a sequestração de carbono (e.g. Boski *et al.*, 2008; Cathalot *et al.*, 2010). Os valores registados em ambos os locais enquadram-se nos valores determinados por Alt-Epping *et al.* (2007) nos sedimentos de superfície do estuário e prodelta do rio Tejo (1,2 – 2,2 % wt). O valores máximos do conteúdo em C_{org} na sequência sedimentar de VFX ocorrem a ~11,7 cal ka BP, e são coincidentes com um nível de solo orgânico que

ocorre na transição de ambiente fluvial de “*overbank*” para a instalação de ambiente de sapal e de planícies tidais (Vis *et al.*, 2008). A partir de ~ 2 cal ka BP, o padrão de variação de C_{org} é similar nas duas sondagens.

O conteúdo de $CaCO_3$ varia entre 0,03 – 9,32 e 4,05 – 29,0 % wt nas sondagens VFX e D13882, respectivamente (Figura 6.2, pp. 83 e, Figura 6.3 c, pp. 84). A natureza marinha do registo do prodelta do Tejo é evidenciada pelos valores mais elevados de $CaCO_3$, comparativamente ao registo recuperado no estuário onde o aporte terrígeno é mais importante (Figura 6.3 c, pp. 84). Na sondagem VFX, os valores mais elevados de $CaCO_3$ ocorrem entre ~ 14 – 12 e 10,5 – 9,2 cal ka BP. O primeiro intervalo encontra-se associado à presença de concreções carbonatadas (Vis *et al.*, 2008), especialmente frequentes entre 14 – 12,8 cal ka BP. O segundo intervalo assinala a instalação do ambiente de prodelta marinho no vale do Baixo Tejo (Vis *et al.*, 2008, 2009). O registo da concentração em Ca determinado por XRF está de acordo com o registo do conteúdo em $CaCO_3$, sendo os valores mais elevados síncronos também com a ocorrência de diatomáceas marinhas e salobras (Figura 6.2 h, pp. 83, Figura 6.4 j, pp. 88).

Um aumento cíclico da produtividade local é evidenciado pela ocorrência de máximos relativos na abundância do total de diatomáceas, concentração do total de C_{37} alquenonas e conteúdo em C_{org} , entre ca. 11,5 e 4,5 cal ka BP, e pode ser uma resposta ao aporte de nutrientes relacionado com afloramento costeiro e/ou descarga fluvial. A inspeção visual mostra que os valores máximos do conteúdo em C_{org} coincidem com mínimos da concentração do total de C_{37} alquenonas, contudo, não é observável uma relação evidente com o total de diatomáceas. Os máximos de C_{org} apresentam melhor correlação com o registo dos biomarcadores terrígenos (n-alcanos e n-alcan-1-óis) assim como com o registo de diatomáceas de água doce e de fitólitos, sugerindo que a matéria orgânica preservada nos sedimentos será, em grande parte, de origem terrestre. O conteúdo em C_{org} dos sedimentos é coincidente com o registo de diatomáceas marinhas apenas no intervalo compreendido entre 8,9 – 6,2 cal ka BP, níveis sedimentares contemporâneos ao desenvolvimento de um prodelta marinho pouco profundo neste local (Vis *et al.*, 2008, 2009). A presença dos taxa *Paralia sulcata*, *Thalassiosira*, *Thalassionema nitzschioides* e esporos de *Chaetoceros* spp. em sedimentos costeiros é geralmente associada a eventos de afloramento costeiro (e.g. Margalef, 1978a; Abrantes, 1988a, 1991; Abrantes e Moita, 1999; Lapointe, 2000; Moita, 2001; Nave *et al.*, 2001; McQuoid e Nordberg, 2003). Contudo, o género *Thalassiosira*, principalmente as espécies mais pequenas (Abrantes 1988a, 1991), responde igualmente ao aporte de nutrientes de origem fluvial, e é considerado como um indicador de constante disponibilidade de nutrientes por Abrantes e Moita (1999). Espécies pequenas de

Thalassiosira spp., por vezes com diâmetro inferior a 5-2 µm, foram observadas neste registo sedimentar.

6.2.3. O registo do aporte terrígeno

A análise do registo de biomarcadores terrestres (*n*-alcanos e *n*-alcan-1-óis), conteúdo em Fe, diatomáceas de água doce e fitólitos (Figura 6.5, pp. 92) possibilita a compreensão do aporte de material terrestre associado à descarga fluvial e à interacção com a subida do n.m.m. durante o Holocénico.

Os biomarcadores estudados nesta sequência sedimentar permitem inferir acerca da origem da matéria orgânica preservada nos sedimentos estuarinos, designadamente a contribuição da fracção alóctone – aporte terrígeno e autóctone (relacionada com a produtividade local), possibilitando uma melhor compreensão dos fluxos de matéria orgânica neste tipo de ambientes deposicionais. O aporte terrígeno, quer em ambientes costeiros quer em oceano aberto, é inferido a partir da concentração de *n*-alcanos de cadeia ímpar de 23 a 33 átomos de carbono (*n*-alcanos C₂₃-C₃₃) e os *n*-alcan-1-óis com número par de 20 a 30 átomos de C (*n*-alcan-1-óis C₂₀-C₃₀) que são compostos lipídicos produzidos por plantas terrestres (Eglinton e Hamilton, 1967; e.g. Rodrigues *et al.*, 2009; 2010; Rodrigues, 2003; Grimalt e Albaigés, 1990; López-Martínez *et al.*, 2006). Na sondagem VFX, estes compostos de origem terrestre apresentam concentrações muito superiores às das alquenonas C₃₇, evidenciando uma maior contribuição de matéria orgânica terrestre para o conteúdo total de matéria orgânica preservada nos sedimentos. O registo de ambos os biomarcadores (*n*-alcanos e *n*-alcan-1-óis) segue um mesmo padrão de distribuição, o que evidencia uma origem comum associada a maiores contribuições de material terrestre (Figura 6.5 d,e, pp. 92).

Indicadores de *input* terrígeno

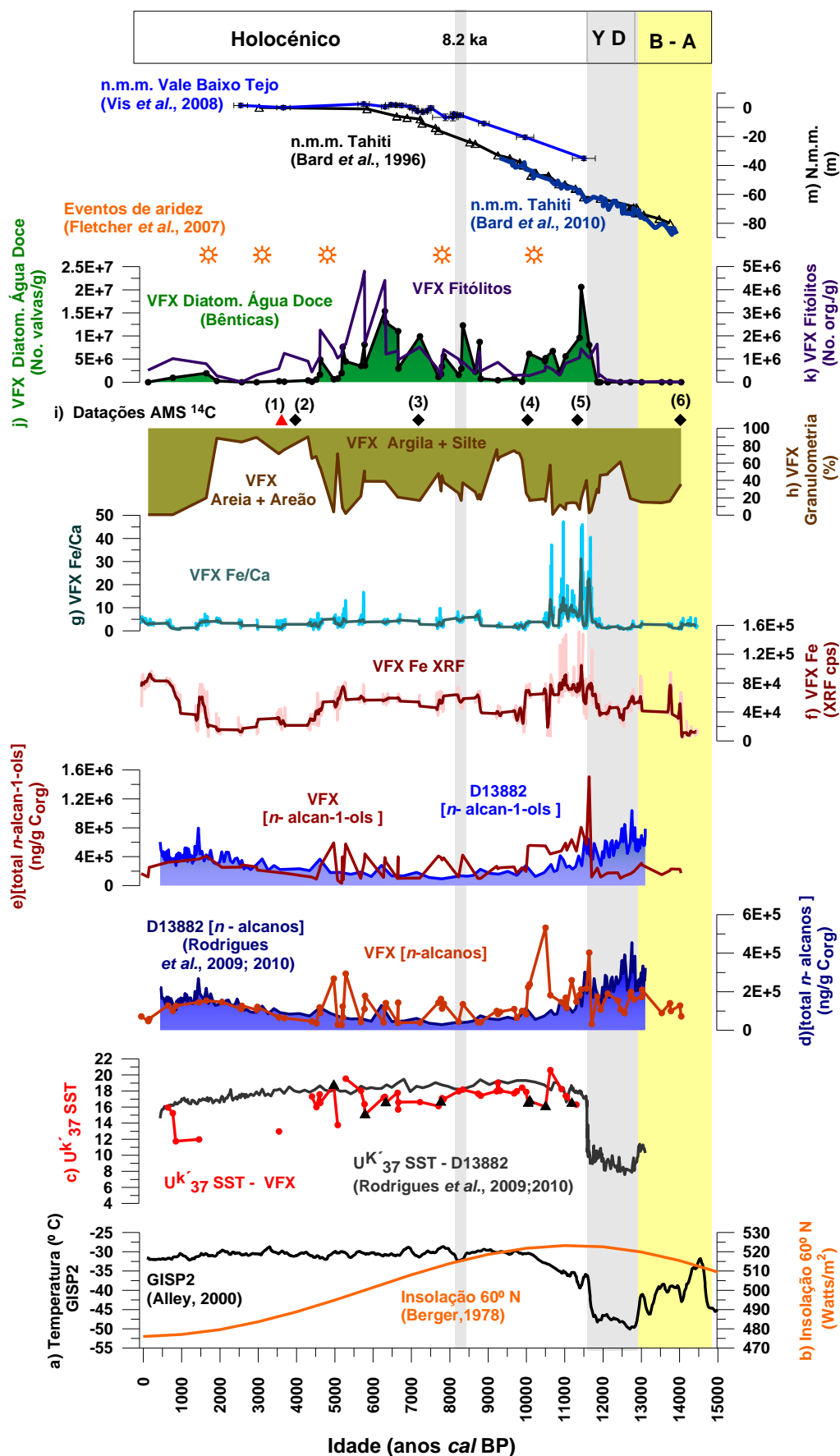


Figura 6.5 – **Evolução temporal dos indicadores de aporte terrígeno na sequência sedimentar de VFX e sua relação com o registo de SST, a transgressão holocénica e os principais eventos climáticos.** **a)** Temperatura ($^{\circ}$ C) na sondagem de gelo GISP2 (Gronelândia - Alley, 2000); **b)** curva de insolação referente ao mês de Julho a 60° N (Berger, 1978); **c)** SST estimada a partir do índice Uk'37 nas sondagens VFX (estuário do Tejo - a vermelho, os triângulos pretos indicam os valores de temperatura fiáveis de acordo com Villanueva e Grimalt, 1997) e D13882 (prodelta do Tejo, a cinzento - Rodrigues *et al.*, 2009; 2010); **d)** concentração do total de n-alcenos ($\text{ng/g C}_{\text{org}}$) nas sondagens de VFX (a laranja) e D13882 (a azul); **e)** concentração do total de n-alcen-1-óis ($\text{ng/g C}_{\text{org}}$) nas sondagens de VFX (a vermelho escuro) e D13882 (a azul); **f)** distribuição do elemento Fe medido por XRF (média de 10 pontos indicados a castanho escuro) (cps); **g)** razão Fe/Ca; **h)** composição granulométrica do sedimento (%); **i)** Datações AMS ^{14}C na sondagem VFX (anos cal BP – intervalo 2σ): **(1)** 3553-3692 anos cal BP (KIA – 39393, este trabalho); **(2)** 3860 – 4087 (UtC – 14904), **(3)** 7145 - 7266 (UtC – 14905), **(4)** 9886 – 10196 (UtC – 14906), **(5)** 11199 – 11511 (UtC – 14907), **(6)** 13783 – 14252 (UtC – 14908) (Vis *et al.* 2008); **j)** abundância de diatomáceas de água doce (principalmente bênticas - a verde) (n° valvas/g); **k)** abundância de fitólitos (a roxo) (n° . espécimes/g); **m)** variação do nível médio do mar no Tahiti (Bard *et al.*, 1996; Bard *et al.*, 2010) e no Vale do Baixo Tejo (Vis *et al.*, 2008). **Principais eventos climáticos:** Bølling-Allerød (**BA**) a amarelo; *Younger Dryas* (**YD**) a cinzento; **Holocénico** e evento **8,2 ka** (a cinzento). As estrelas laranja assinalam os **eventos de aridez** detectados no vale do Baixo Guadiana (Fletcher *et al.*, 2007, ver explicação no texto).

Os *n*-álcoois são compostos mais instáveis que os *n*-alcenos e, por conseguinte, menos resistentes à degradação (Madureira *et al.*, 1995; Poynter *et al.*, 1989) pelo que a relação entre *n*-alcenos e *n*-álcoois pode reflectir a intensidade da degradação da matéria orgânica. O índice normalizado dos álcoois – Alcohol Index (AI) determinado através da razão: $26\text{-OH} / (26\text{-OH} + \text{C}_{29})$ (Cacho *et al.*, 2000) é uma das formas de avaliar o estado de degradação da matéria orgânica. Uma vez que a degradação da matéria orgânica diminui a concentração relativa em *n*-álcoois, valores de AI superiores a 0.5 sugerem a presença de material orgânico bem preservado (e.g. Rodrigues, 2003). Neste registo, os valores de concentração de *n*-alcen-1-óis são elevados ($1,50 \times 10^6 \text{ ng/g C}_{\text{org}}$) e AI apresenta um valor médio de 0,65 (sd = 0,08), aumentando em direcção ao topo da sondagem (não mostrado; ver Tabela A 7 - Anexo 3), indicando que a matéria orgânica de origem terrestre se encontra bem preservada ao longo de todo o registo sedimentar. Fragmentos vegetais foram observados ao longo da sondagem, à excepção dos níveis basais, e encontram-se particularmente bem preservados como documentado na Figura 6.6 (pp. 93).

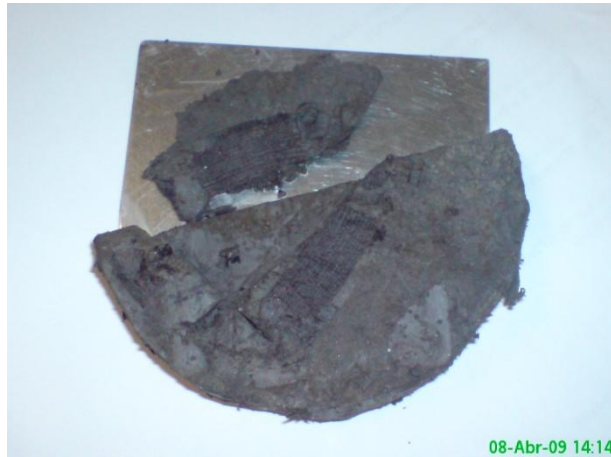


Figura 6.6 – Restos vegetais bem preservados na sequência sedimentar de VFX.

De ~14 a 11,5 cal ka BP, o total da concentração de n-alcanos e n-alcan-1-óis determinado na sondagem VFX é inferior às concentrações registadas na sondagem D13882, no prodelta. Outros indicadores de aporte terrígeno, como os fitólitos e as diatomáceas de água doce, não são detectadas no registo sedimentar de VFX, ou apresentam valores relativamente baixos, como é o caso do teor em Fe (determinado por XRF – Figura 6.5 f, pp. 92) e da razão Fe/Ca (Figura 6.5 g, pp. 92). *Vis et al.* (2008, 2009) interpretaram estes níveis sedimentares como depósitos fluviais de “overbank” que se terão depositado antes ou no início do período tardi-glaciar, com base num nível sedimentar datado de ~14 cal ka BP na sondagem VFX.

Na margem ocidental da Península Ibérica, a cerca de 15 cal ka BP, o aumento rápido na temperatura da água do mar marca o início do inter-estadial Bølling-Allerød, com máximos de SST a registarem-se a ~14 cal ka BP (Rodrigues *et al.*, 2010 e referências citadas). No continente, a expansão da floresta húmida e temperada indica o aumento da temperatura e da precipitação na Península (*e.g.*, Turon *et al.*, 2003; Naughton *et al.*, 2007b; Fletcher *et al.*, 2007). Em resposta ao clima temperado do *Bølling-Allerød*, o aumento da cobertura vegetal e conseqüente aumento da evapotranspiração, descargas fluviais menos extremas e a produção de sedimentos mais finos resultou num canal fluvial único (depósitos de *overbank* – *aggrading fluvial overbank*, *Vis et al.*, 2008).

A terminação deste evento quente (13,5 – 12,9 cal ka BP), está marcado na sondagem D13882, no prodelta do Tejo, com valores de SST estimados de 11 °C, cerca de 3-5 °C mais baixos que os outros registos de carácter mais oceânico detectados na margem ocidental da Ibéria, uma marca da influência da descarga fluvial de baixa temperatura do rio Tejo (Rodrigues *et al.*, 2010, Figura 6.5 c, pp. 92). As menores temperaturas registadas no intervalo compreendido entre ~12,9 – 11,5 cal ka BP na

sondagem D13882 (Rodrigues *et al.*, 2010) e em outros registos marinhos profundos, recuperados na margem Ibérica (e.g., Bard *et al.*, 2000, Pailler e Bard, 2002, Cacho *et al.*, 1999; Martrat *et al.*, 2007), assinalam o efeito marcado do *Younger Dryas* neste local. No continente, o declínio da floresta temperada em detrimento do aumento de plantas herbáceas e semi-desérticas assinalam um YD com condições frias e secas (e.g. Turon *et al.*, 2003; Naughton *et al.*, 2007b; Fletcher *et al.*, 2007). No entanto, os elevados valores da concentração dos *n*-alcanos e *n*-alcan-1-óis registados na sondagem D13882 assinalam importante aporte terrígeno durante o intervalo ~13,5 – 11,5 cal ka BP. (Rodrigues *et al.*, 2010, Figura 6.5 d,e, pp. 92) e, o facto de apresentarem valores superiores ao detectados na sondagem VFX, sugere que o actual prodelta do Tejo seria o local preferencial de acumulação do material terrígeno transportado pelo rio. Uma acumulação que resulta da subida relativa do nível do mar que, no entanto, não é ainda suficiente para levar à retenção de sedimentos no estuário (Vis *et al.*, 2008; Figura 6.5 m, pp. 92).

Por volta de 11,5 cal ka BP, durante a transição YD - Holocénico, Rodrigues *et al.* (2010), observam um importante decréscimo na concentração de *n*-alcanos e *n*-alcan-1-óis no prodelta do Tejo. O registo de VFX detecta igualmente esta transição, mas no sentido inverso, ou seja, revela um aumento nos indicadores de aporte terrígeno (*n*-alcanos, *n*-alcan-1-óis, diatomáceas de água doce, fitólitos, conteúdo em Fe e razão Fe/Ca). Este aumento do aporte terrígeno em VFX associado à presença de diatomáceas marinhas e/ou salobras e C₃₇ alquenonas nos sedimentos confirma que o n.m.m. terá atingido um nível que levou à inundação do Vale do Baixo Tejo (Figura 6.5 m, pp. 92), à retenção de sedimentos no estuário e ao desenvolvimento de ambientes tipo sapal e/ou raso de maré com influência tidal, como previamente sugerido por Vis *et al.* (2008, 2009) (Ver secção 6.2.2).

A esta transição do meio fluvial (e.g. planície de inundação fluvial) para ambientes mais salobros com influência tidal (Vis *et al.*, 2008; 2009), segue-se a deposição de sedimentos silto-arenosos, com abundante macrofauna marinha, diatomáceas marinhas e/ou com afinidades salobras e C₃₇ alquenonas, que indicam ambientes marinhos pouco profundos entre ~10 e 4 cal ka BP, ou seja, durante o Holocénico inicial a médio. A montante de VFX, e seguindo o avanço das águas do mar para o interior, foram detectadas condições fluvio-estuarinas em Muge há ~8,15 cal ka BP, com período de máxima influência tidal há ~ 7.8 -7.5 cal ka BP (Van der Schriek *et al.*, 2008, 2007 a,b), na Golegã (ca. de 7 cal ka BP, Vis *et al.*, 2009) e em Santarém (ca. de 3 – 4 cal ka BP, Azevêdo e Gonçalves, 2009).

Enquanto que, durante o intervalo compreendido entre 10-4,5 cal ka BP, o registo da concentração dos biomarcadores moleculares terrestres na sondagem D13882

apresenta valores baixos e sem grandes variações, o registo destes compostos na sondagem de VFX é pontuado por incrementos na sua concentração a ~ 10,5; 8,3; 7,7; 6,7; 6,4; 5,9; 5,4 e 4,9 cal ka BP. O aumento na concentração dos biomarcadores é acompanhado pelo aumento da abundância dos fitólitos (Figura 6.5 k, pp. 92) e/ou diatomáceas de água doce (Figura 6.5 j, pp. 92). A razão Fe/Ca sugere igualmente maior contribuição siliciclástica a ~ 10,5; 6 e 5,5 cal ka BP (Figura 6.5 g, pp.92). A resposta conjunta dos indicadores de maior aporte terrígeno pode indicar a ocorrência de cheias ou eventos de maior actividade fluvial. Eventos de maior actividade fluvial foram detectados também no vale do Baixo Tejo entre 6,5 – 5,5 e 4,9 – 3,5 cal ka BP, *Vis et al.* (2010b). Depósitos fluviais produzidos por inundações (slackwater flood deposits), sugerem episódios de cheias de grande magnitude, e são detectados no rio Tejo a 10,5 – 10 cal ka BP [8540 – 8110 anos BC], 9,5 – 8,9 cal ka BP [7500 – 7000 BC] e ~ 6,9 cal ka BP [~5000 BC] (Benito *et al.*, 2003), e na Península Ibérica a 10,7-10,2, 9,5-9,1, 4,8-4,4, 2,8-2,4, 0,9-0,8 e 0,5-0,3 cal ka BP (Benito *et al.*, 2008). Os mesmos autores atribuem a ocorrência de cheias a condições de precipitação anormais provocadas pela passagem de frentes frias Atlânticas durante os meses de Inverno. Pelo menos durante os últimos 3000 anos, os períodos que registam maior frequências de cheias na Ibéria podem ser associados ao modo negativo da NAO, quando este modo de circulação atmosférica estava possivelmente activa (Benito *et al.*, 2008). A correlação entre a fase negativa ou baixos índices da NAO e valores elevados do fluxo do Rio Tejo foi demonstrada por Trigo *et al.*, (2004) e usada como explicação para as condições climáticas registadas na margem Portuguesa durante a Pequena Idade do Gelo por outros autores (Abrantes *et al.*, 2005a, Lebreiro *et al.*, 2006).

No registo de VFX, os mínimos de SST são oito e ocorrem a: 11,3-11,1; 10,5-10; 7,8; 6,6; 5,8; 5; 4,5 e 1,4-0,8 cal ka BP, a maioria deles (seis) em tempos praticamente coincidentes (se considerarmos o erro decorrente do modelo de idades) aos eventos frios de Bond do Atlântico norte (11,1; 10,3; 9,4; 8,1; 5,9; 4,2; 2,8; 1,4 cal ka BP – Bond *et al.*, 1997).

No que respeita aos incrementos na concentração de indicadores de aporte terrígeno, ocorrem oito máximos relativos a ~ 10,5; 8,3; 7,7; 6,7; 6,4; 5,9; 5,4 e 4,9 cal ka BP. Da comparação dos mínimos em SST com os máximos dos indicadores de descarga do rio, verifica-se que cinco dos eventos são coincidentes: 10,5; 7,8-7,7; 6,7-6,6; 5,9-5,8 e 5-4,5 cal ka BP, correspondem a períodos frios e húmidos e integram-se em dois (9-8, 6-5 cal ka BP) dos seis intervalos de tempo que segundo Mayewski *et al.* (2004) se caracterizam por um aumento da circulação atmosférica zonal do Hemisfério norte, ou seja períodos de maior precipitação na Península Ibérica em geral. De entre os períodos de maior descarga fluvial, associada a maior pluviosidade, sobressai o evento centrado a

8,2 cal ka BP, reconhecido a nível hemisférico como um evento excepcionalmente frio mas não marcado em VFX. Contrariamente, o arrefecimento e precipitação marcados a 7,8-7,7 apenas se encontram registados localmente, e correspondem a um período definido como árido no vale do Guadiana por Fletcher *et al.* (2007). Outros episódios de aridez (expressos por maiores contribuições de vegetação semi-desértica) são observados por estes autores a ~10,2; 4,8 e 1,7 cal ka BP (Figura 6.5, pp. 92).

Entre aproximadamente 5 e 1,5 cal ka BP, depositou-se um corpo arenoso, associado a elevada dinâmica sedimentar fluvial e caracterizado por uma percentagem elevada de areia e areão (> 80 % - Figura 6.5 k, pp. 92). A deposição deste tipo de sedimento foi atribuída por Vis *et al.* (2008; 2009) à presença de ambientes tipo barra tidal e/ou canal de maré com influência fluvial que teria resultado da progradação do sistema fluvial sobre os depósitos tidais e marinhos pouco profundos, em resposta à estabilização do n.m.m. há aproximadamente 7 cal ka BP. A progradação do sistema fluvial do rio Tejo, durante o Holocénico superior, já tinha sido sugerida por Azevêdo *et al.* (2006) ao estudarem a sondagem SEV, recuperada a montante do limite dinâmico da maré em Santarém – Entre Valas. A ca. de 5,75 cal ka BP ocorre a retirada de ambientes salobros e estabelecimento de ambientes de água doce em Muge, evidenciando o avanço do domínio fluvial do Tejo com consequente inundação deste estuário (Van der Schriek *et al.*, 2008, 2007b).

Desde ~3 até 1 cal ka BP, o registo de biomarcadores moleculares terrestres e o conteúdo em Fe aumentam na sondagem de VFX, acompanhando o registo da sondagem D13882, ou seja, assinalando um maior aporte terrígeno relacionado com maior descarga fluvial mas que pode reflectir também o impacto da acção antrópica no uso do solo (desflorestação, agricultura, pastoreio; Vis *et al.*, 2010a,b e obras citadas) e consequente aumento do escoamento superficial e erosão dos solos. O decréscimo no registo de biomarcadores moleculares e da abundância de fitólitos observados a partir de ~1 ka até à actualidade pode reflectir variações, por exemplo, no tipo de vegetação na bacia de drenagem ou decréscimo do escoamento superficial.

7. CONCLUSÕES

O principal objectivo deste trabalho consistiu em compreender a interacção entre o sistema fluvial do Tejo (terra – rio) e o oceano, assim como a influência nesse sistema das oscilações climáticas e das variações do nível do mar ao longo dos últimos ~14 cal ka BP. Os registos da temperatura da superfície da água do mar (SST estimada a partir do índice U_{37}^K), da produtividade biológica (indicada por alquenonas C_{37} , diatomáceas, C_{org} , $CaCO_3$, Ca elementar determinado por XRF) e do aporte terrígeno (indicado por n-alcanos $C_{23} - C_{33}$ e n-alcan-1-óis $C_{20}-C_{30}$ produzidos por plantas terrestres, diatomáceas de água doce, fitólitos, Fe e Ti elementar determinados por XRF, razão Fe/Ca) mostram as variações paleoclimáticas e paleoambientais registadas no estuário do Tejo durante o Bølling - Allerød, o *Younger Dryas* e o Holocénico. As taxas de sedimentação, o registo dos biomarcadores moleculares e da temperatura da superfície da água do mar foram comparados com os dados publicados para o prodelta do Tejo (sondagem D13882 - Rodrigues *et al.*, 2009, 2010), possibilitando um melhor conhecimento das interacções continente – oceano e as suas relações com as condições climáticas do Atlântico Norte.

Tal como em outros trabalhos realizados em estuários portugueses, foram identificadas duas fases distintas na dinâmica sedimentar na sondagem VFX. A primeira, caracterizada por valores mais elevados da taxa de sedimentação (0,52 cm/ano), ocorre entre ~14 – 10 cal ka BP, e a segunda, desde ~10 cal ka BP até à actualidade, apresenta valores significativamente mais baixos (0,23 cm/ano). As taxas de sedimentação da sondagem VFX são superiores às determinadas na sondagem D13882 (prodelta do Tejo), evidenciando que o vale do Baixo Tejo tem funcionado como uma armadilha de sedimentos ao longo dos últimos ~14 cal ka BP.

A sondagem VFX regista um importante aporte terrígeno (revelado por elevada concentração de n-alcanos e n-alcan-1-óis, conteúdo em Fe, razão Fe/Ca, abundância de diatomáceas de água doce e fitólitos) durante a transição *Younger Dryas* / Holocénico (~11,5 – 10,5 cal ka BP), acompanhado pelo decréscimo da taxa de sedimentação e da concentração de biomarcadores moleculares terrestres na sondagem do prodelta, sugerindo que a rápida subida do n.m.m. terá favorecido a retenção dos sedimentos transportados pelo rio no interior do estuário.

A presença de diatomáceas marinhas e/ou com afinidades salobras e alquenonas C_{37} entre ~11,5 – 4 cal ka BP sugerem uma marcada influência marinha. As associações de diatomáceas permitiram distinguir ambientes de natureza salobra, de carácter tidal entre ~11,5 – 10 cal ka BP, e outro de maior influência marinha, correspondendo possivelmente

a ambiente marinho pouco profundo a ca. de ~10 – 4 cal ka BP, confirmando as reconstruções paleoambientais realizadas por Vis *et al.* (2008, 2009).

Um aumento cíclico da produtividade local é evidenciado pela ocorrência de máximos relativos na abundância do total de diatomáceas, concentração do total de C₃₇ alquenonas e conteúdo em C_{org} entre ca. de 11,5 – 4,5 cal ka BP, e pode ser uma resposta ao aporte de nutrientes relacionado com o afloramento costeiro e/ou descarga fluvial.

A deposição de um corpo arenoso, entre ~5 – 1,5 cal ka BP, associa-se a elevada dinâmica sedimentar fluvial e assinala a progradação do sistema fluvial do Tejo sobre depósitos tidais e marinhos pouco profundos, em resposta à estabilização do n.m.m há ca. de 7 cal ka BP, como proposto por diferentes autores (Vis *et al.* 2008, 2009; Azevêdo *et al.*, 2006, Van der Schriek *et al.*, 2008, 2007b).

Desde ~3 até 1 cal ka BP, o aumento do conteúdo em Fe, *n*-alcanos e *n*-alcan-1-óis tanto na sondagem VFX como na sondagem D13882 (prodelta) assinalam um maior aporte terrígeno relacionado com maior descarga fluvial mas que pode também reflectir o impacto da acção antrópica no uso do solo, aumentando o escorrência superficial e a erosão dos solos.

Apesar da ausência ou das baixas concentrações de alquenonas C₃₇ registadas entre ~4,4 a 1,6 cal ka BP na sondagem VFX, o registo da temperatura da água da superfície do mar (SST) apresenta uma tendência decrescente desde do início do Holocénico (21 ° C a ~10,6 cal ka BP) até ao Holocénico tardio (12 ° C a ~0,8 cal ka BP), seguindo o registo de temperatura do prodelta do Tejo (Rodrigues *et al.*, 2009) e reflectindo um forçamento orbital do clima, neste caso, o decréscimo da insolação de Verão, igualmente detectado em outros registos marinhos. Quando comparados com os valores de SST estimados no prodelta do Tejo (Rodrigues *et al.*, 2009), verifica-se que VFX apresenta temperaturas mais baixas, sugerindo que as águas provenientes do rio, são em geral, mais frias do que as do oceano adjacente, como proposto por Rodrigues *et al.* (2009, 2010).

Sobrepostos à tendência de diminuição da SST ao longo do Holocénico detectam-se, no registo de VFX, variações subtis no registo da temperatura (ca. de 1 – 2 ° C), reflectindo valores mínimos a ca. de 11,3 – 11,1; 10,5 – 10; 7,8; 6,6; 5,8; 5; 4,5 e 1,4 – 0,8 cal ka BP. A maioria destes eventos (seis) é praticamente coincidente (se considerarmos o erro decorrente do modelo de idades) aos eventos de Bond detectados no Atlântico Norte.

Incrementos nos marcadores de aporte terrígeno, que podem sugerir a ocorrência de cheias ou eventos de maior actividade fluvial, são detectados a ~10,5; 8,3; 7,7; 6,7; 6,4; 5,9; 5,4 e 4,9 cal ka BP. Da comparação dos mínimos de SST com os máximos dos

marcadores de descarga do rio, verifica-se que cinco dos eventos são coincidentes: 10,5; 7,8 – 7,7; 6,7 – 6,6; 5,9 – 5,8 e 5- 4,5 cal ka BP, correspondem a períodos frios e húmidos e são síncronos a eventos de cheias e/ou maior actividade fluvial detectados no rio Tejo e na Península Ibérica (Vis *et al.*, 2010 b, Benito *et al.*, 2003b, Benito *et al.*, 2008). Apesar de ser necessário um estudo mais aprofundado para melhor compreender este registo estuarino, a dinâmica hidro-sedimentar, particularmente a transgressão holocénica, parece ser um factor importante no controlo da produtividade local e do aporte terrígeno registados neste local. Deste modo, para uma melhor caracterização das condições climáticas detectadas neste local ao longo dos últimos 14 ka e por forma a contribuir para um melhor conhecimento das variações climáticas decorridas na Península Ibérica assim como da interacção entre o Atlântico Norte e o Mediterrâneo, é necessário aumentar a resolução temporal e melhorar o modelo de idades deste registo sedimentar.

8. TRABALHO FUTURO

Na sequência da análise dos dados recolhidos para VFX, e tendo em vista as reconstruções paleoclimáticas e paleoambientais no contexto da interacção entre o continente e o oceano, surgem vários aspectos que podem ser alvo de trabalho(s) futuro(s):

- Proceder à comparação do registo sedimentar estuarino descrito neste trabalho com outros registos paleoambientais e paleoclimáticos provenientes de sequências sedimentares marinhas (localizadas na margem ibérica e no Mediterrâneo) e continentais, de modo a melhor compreender a interacção continente-oceano. O que se espera que possa ser alvo de trabalho a publicar em revista internacional da especialidade.

- Aumentar a resolução temporal na sondagem de VFX, procedendo à sua caracterização através de vários indicadores paleoambientais e paleoclimáticos, numa tentativa de identificar e compreender eventos climáticos - *e.g.*, cheias (*e.g.* Benito *et al.*, 2003a,b, 2008; Thorndycraft e Benito, 2006 a,b, Vis *et al.*, 2010b), ciclos de aridez (*e.g.* Magny *et al.*, 2002; Jalut *et al.* 1997, 2000, 2009), transição de condições climáticas húmidas para condições mais secas (Naughton *et al.*, 2007b, Fletcher *et al.*, 2007), que se sabe terem ocorrido ao longo do Holocénico na Península Ibérica, de modo a contribuir para um melhor conhecimento da interacção entre o Atlântico Norte e o Mediterrâneo.

- Dada a excepcional preservação do registo fóssil de diatomáceas nos níveis sedimentares contemporâneos à inundaçãõ do vale do Baixo Tejo durante a transgressão Holocénica, seria importante aprofundar o trabalho realizado (aumentando a resolução temporal) e explorar a potencialidade das diatomáceas enquanto indicadores paleogeográficos (avanço da paleolinha de costa, identificação do n.m.m. e a sua relação com as níveis de maré) e paleoambientais na sondagem de VFX. Comparar este registo sedimentar estuarino com outras sequências sedimentares de outros estuários localizados na margem ibérica, *e.g.*, estuário do rio Minho.

- Aprofundar o potencial dos fitólitos preservados nos sedimentos, como complemento de estudos palinológicos, na reconstrução das condições paleoclimáticas e ambientais em ambientes sedimentares costeiros.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrantes F, Sancetta C (1985): Diatom assemblages in surface sediments reflect coastal afloramento costeiro of southern Portugal. *Oceanol Acta*, 8 (1), 7-12.
- Abrantes F (1988a): Diatoms assemblages as afloramento costeiro indicators in surface sediments off Portugal. *Marine Geology*, 85: 15 – 39.
- Abrantes F (1988b): Diatom productivity peak and increased circulation during latest Quaternary deglaciation: Western Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 13: 76-96.
- Abrantes F (1991a): Increased afloramento costeiro off Portugal during the last glaciations: diatom evidence. *Mar Micropaleontol*, 17: 285-310.
- Abrantes F (1991b): Variability of afloramento costeiro off NW Africa during the latest Quaternary: Diatom evidence. *Paleoceanography*, 6: 431-460.
- Abrantes F, Moita MT (1999): Water column and recent sediment data on diatoms and coccolithophorids, off Portugal, confirm sediment record of afloramento costeiro events, *Oceanol Acta*, 22: 319-333.
- Abrantes F, Meggers H, Nave S, Bollman, J, Palma S, Sprengel C, Henderiks C, Spies A, Salgueiro E, Moita T, Neuer S (2002): Fluxes of microorganisms along a productivity gradient in the Canary Islands region (29°N): Implications for paleoreconstructions. *Deep-Sea Research II*, 49: 3599-3629.
- Abrantes F (2003): A 340,000 year continental climate record from tropical Africa - news from opal phytoliths from the equatorial Atlantic. *Earth and Pla Sci Let*, 209:165 – 179.
- Abrantes F, Lebreiro S, Rodrigues T, Gil I, Bartels-Jonsdottir, Oliveira P, Kissel C, Grimalt JO (2005a): Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. *Quat Sci Rev*, 24: 1123-1149.
- Abrantes F, Gil I, Lopes C, Castro M (2005b): Quantitative diatom analyses – a faster cleaning procedure. *Deep sea Research I*, 52: 189 – 98.
- Abrantes F (2007): Marine Diatoms. In: *Paleoceanography, Biological Proxies. Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, 1668-1678.
- Abrantes F, Lopes C, Mix A, Pisias N (2007): Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties. *Quaternary Science Reviews* 26: 155–169.
- Abrantes F, C Lopes, T Rodrigues, I Gil, L Witt, JO Grimalt, I Harris (2009): Proxy calibration to instrumental data set: Implications for paleoceanographic reconstructions, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10: Q09U07, doi:10.1029/2009GC002604
- Alexandre A., Meunier J.D., Le'zine AM, Vincens A, Schartz D (1997): Phytoliths: indicators of grasslands dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 136: 213–229.
- Alley RB, Clark PU (1999): The Deglaciation of the Northern Hemisphere. A global perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27:149-182.
- Alley RB, PA Mayewski, T Sowers, M Stuiver, KC Taylor, PU Clark (1997): Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25; 483-486.
- Alley RB (2000): The *Younger Dryas* cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19: 213-22.
- Alley RB, Agustsdottir AM (2005): The 8 k event: cause and consequence of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123-1149.
- Alvarez-Salgado XA, Figueiras FG, Pérez FF, Groom S, Nogueira E, Borges AV, Chou L, Castro CG, Moncoiffé G, Ríos AF, Miller AEJ, Frankignoulle M, Savidge G, Wollast R (2003): The Portugal coastal counter current off NW Spain: new insights on its biogeochemical variability. *Prog. Oceanogr.* 56: 281–321.
- Arz HW *et al.* (1998): Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine

- Deposits off Northeastern Brazil. *Quaternary Research* 50: 157–166.
- Azevêdo TM, Nunes E, Ramos C (2004): Some morphological aspects and hydrological characterization of the Tagus floods in the Santarém region, Portugal. *Natural Hazards* 31: 587-601.
- Azevêdo TM, Favaretto S, Miola A, Mozzi P, Nicosia C, Nunes E, Sostizzo I (2006): Palaeoenvironments of the Tagus valley during the last 15 ka: sedimentological, palynological and micromorphological evidence of the Entre Valas – SEV coring (Santarém, Portugal). In: *Tagus Floods'06 Workshop*. Lisboa, Portugal, 19-21 Julho 2006 (Livro de Resumos): 68-70.
- Azevêdo TM, Ramos-Pereira A, Ramos C, Nunes E, Freitas MC, Andrade C, Pereira DI (2007): Floodplain sediments of the Tagus River, Portugal: assessing avulsion, channel migration and human impact. In: Nichols, G., Williams, E., Paola, C. (eds) – *Sedimentary processes, environments and basins – a tribute to Peter Friend*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 38, Blackwell Publis., London: 535-554.
- Azevêdo TM, Gonçalves MA (2009): Geochemistry of core sediments from the Middle Tagus alluvial plain (Portugal) since the last glacial: using background determination methods to outline environmental changes. *Environ Earth Sci* (2009). DOI 10.1007/s12665-009-0016-6.
- Bao R, Freitas MC, Andrade C (1999): Separating eustatic from local environmental effects: a Late Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene* 9: 341–352.
- Baas JH, J Schonfeld, R Zahn (1998): Mid-depth oxygen drawdown during Heinrich events: Evidence from benthic foraminiferal community structure, trace-fossil tiering, and benthic $\delta^{13}C$ at the Portuguese Margin, *Mar. Geol.*:152, 25–55.
- Bard E *et al.* (1996): Sea level record from Tahiti corals and the timing of deglacial meltwater discharge. *Nature* 382: 241-244.
- Bard E, Hamelin B, Fairbanks RG, Zindler A (1990a): Calibration of the ^{14}C timescales over the past 30 000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature* 345: 405-410.
- Bard E, Rostek F, Turon JL, Gendreau S (2000): Hydrological impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289:1321-1324.
- Bard E *et al.* (2010): Deglacial Meltwater Pulse 1B and *Younger Dryas* Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science* 327, 5970: 1235-1237.
- Barboni D, Bonnefille R, Alexandre A, Meunier JD (1999): Phytoliths as palaeoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 87–100.
- Barbosa B, Barra A (2000): Problemática da cartografia dos depósitos quaternários. *Estudos do Quaternário* 3: 15-20.
- Barbosa BP (1995): *Alostratigrafia e Litostratigrafia das Unidades Continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo. Relações com o Eustatismo e a Tectónica*. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, Lisboa, 253 pp.
- Bahr A, Lamy F *et al.* (2005): Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea. *Marine Geology* 214: 309– 322.
- Barron JA, Bukry D (2007): Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology* 62:115–139.
- Battarbee RW (1973): A new method for estimation of absolute microfossil numbers with reference especially to diatoms. *Limnology and Oceanography* 18: 647 – 652.
- Bernárdez P, R González-Alvarez, G Francés, R Prego, MA Bárcena, OE Romero (2008a): Palaeoproductivity changes and afloramento costeiro variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence, *The Holocene*, 18: 1207-1218.
- Bernárdez P, R González-Alvarez, G Francés, R Prego, MA Bárcena, OE Romero (2008b): Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula--Evidence from a marine record, *Journal of Marine Systems*, 72: 366.

- Bernardez P, Varela M, Pazos Y *et al.* (2010): Biocoenosis and thanatocoenosis of diatoms in a western Galician ría. *Journal of Plankton Research*, 32 (6): 857 – 883.
- Bendle J, Rossel – Melé A, Cox NJ, Shennan I (2009): Alkenones, alkenoates and organic matter in coastal environments of NW Scotland: Assessment of potencial application for sea level reconstruction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* - G³, 10, No. 12. Doi:10.1029/2009GC002603.
- Benito G, Diez-Herrero A, de Villalta MF (2003a): Magnitude and frequency of flooding in the Tagus basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 58: 171–192.
- Benito G, Sopena A, Sanchez-Moya Y, Machado MJ, Perez-Gonzalez, A (2003b): Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 22: 1737–1756.
- Benito G, Thorndycraft VR, Rico M, Sánchez-Moya Y, Sopena A (2008): Palaeoflood and floodplain records from Spain: evidence for long term climate variability and environmental changes. *Geomorphology* 101: 68–77.
- Belcher JH, Swale EMF (1986): Notes on some small *Thalassiosira* species (Bacillariophyceae) from the plankton of the lower Thames and other British Estuaries (identified by transmission electron microscopy), *European Journal of Phycology*, 21(2): 139 - 145. DOI: 10.1080/00071618600650161
- Bettencourt AM, L Ramos (eds): *Estuários Portugueses*, Plano Nacional da Água, Direcção dos Serviços de Planeamento, Instituto da Água, Ministério das Cidades, Ordenamento do Território e Ambiente, Lisboa, Março de 2003. ISBN: 972-9412-62-6/2003.
- Berger A L (1978): Long term variations of daily insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of Atmospheric Scien.*, 35 (12): 2362-2367.
- Berger A, MF Loutre (1991): Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10: 297-317.
- Blanz T, K-C Emeis, H Siegel (2005): Controls on alkenone unsaturation ratios along the salinity gradient between the open ocean and the Baltic Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69(14): 3589–3600, doi:10.1016/j.gca.2005.02.026.
- Blasco D, Estrada M, Jones BH (1981): Short time variability of phytoplankton populations in afloramento costeiro regions—the example of northwest Africa. In Richards, F. (ed.), *Coastal Afloramento costeiro, Coastal and Estuarine Sciences*. American Geophysical Union, Washington, DC:339–347.
- Boessenkool KP, Brinkhuis H, Schönfeld J, Targarona J (2001): North Atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation: a marine palynological approach. *Global Planet. Change*. 30: 33–39.
- Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, deMenocal P, Priore P, Cullen H *et al.* (1997): A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278:1257-1266.
- Bond G, Kromer G, Beer J *et al.* (2001): Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294: 2130-2136.
- Boski T, Moura D, Veiga-Pires C, Camacho S *et al.* (2002): Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology* 150:103-122.
- Boski T, Camacho S, Moura D, Fletcher W, Wilamowski A, Veiga-Pires C, Correia V, Loureiro C, Santana P (2008): Chronology of the sedimentary process during the postglacial sea-level rise in 2 estuaries of the Algarve Coast, S. Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77: 230-240.
- Brassell S C, Eglinton G, Marlowe IT, Sarnthein M (1986): Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature* 320: 129–133.
- Brassel SC (1993): Applications of biomarkers for delineating marine paleoclimatic fluctuations during the Pleistocene. In: M.H. Engel e S. A. Macko (Eds) – *Organic Geochemistry*. Plenum Press, NY: 699 – 738.
- Breuil H, Zbyszewski G (1942): Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et

de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire. Les principaux gisements de deux rivières de l'ancien estuaire du Tage. Com. dos Serv. Geol. de Port., XXIII, Lisboa: p. 369.

Breuil H, Zbyszewski G (1945): Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire. Les principaux gisements des plages quaternaires du littoral d'Estremadura et des terrasses fluviales de la basse vallée du Tage. Com. dos Serv. Geol. de Port., XXVI, Lisboa: p. 662.

Breuil, H. e Zbyszewski, G. 1946. Contribution à l'étude des industries paléolithiques des plages quaternaires de l'Alentejo littoral, Com. dos Serv. Geol. de Port., XXVII, Lisboa: 269-334.

Brotas V (2002): Ecologia do microfitobentos ou a cor dos lodos. In Fragmentos de Ecologia, FCUL e Escolar Editora (eds): 207-221.

Brotas V, Catarino F (1995): Microphytobenthos primary production of Tagus Estuary intertidal flats (Portugal). Netherlands Journal of Aquatic Ecology 29 (3-4): 333-339.

Brito P (2009): Impactos da elevação do nível médio do mar em ambientes costeiros: O caso do estuário do Sado. Tese de doutoramento, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Brogueira MJ, Oliveira MR, Cabeçadas G (2007): Phytoplankton community structure by key environmental variables in Tagus estuary, Portugal. Marine Environmental Research 64: 616-628.

Broecker WS, Denton G, Edwards L *et al.* (2010): Putting the *Younger Dryas* cold event into context. Quaternary Science Reviews 29: 1078-1081.

Bukry D (1980): Opal phytoliths from the Tropical western Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 54. In: Rosendahl. BR. (eds) Init Repts Deep Sea Drilling Project, US Govt Printing Office, Washington: 575-589.

Cabeçadas L 1999. Phytoplankton production in Tagus estuary (Portugal). Oceanologica Acta 22: 205-213.

Cabeçadas L, Brogueira MJ, Cabeçadas G (1999): Phytoplankton spring bloom in the Tagus coastal waters: hydrological and chemical conditions. Aquatic Ecology, 33, Vol. 3: 243 – 250.

Cabral J (1995): Neotectónica em Portugal Continental. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro 31, IGM.

Cabral J, Ribeiro A (1989): Carta Neotectónica de Portugal, Serviços Geológicos de Portugal, Escala 1:1.000.000, incluindo Nota Explicativa, Lisboa.

Cabrita MT, Moita, MT (1995): Spatial and temporal variation of physico-chemical conditions and phytoplankton during a dry year in the Tagus Estuary (Portugal). Netherlands Journal of Aquatic Ecology 29 (3-4): 323-332.

Cabrita MT, F Catarino, G Slawyk (1999): Interactions of light, temperature and inorganic nitrogen in controlling plankton nitrogen utilisation in the Tagus estuary. Aquatic Ecology 33: 251–261. doi:[10.1023/A:1009993300873](https://doi.org/10.1023/A:1009993300873).

Cacho I, Grimalt JO, Pelejero C, Canals M, Sierro FJ, Flores JA, Shackleton NJ (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures. Paleoceanography 14, 698–705.

Cacho I, Grimalt JO, Sierro F, Shackleton NJ, Canals M (2000): Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. Earth Planet. Sci. Lett., 183: 417 – 429.

Cacho I, Grimalt JO, Canals M, Saffi S, Shackleton NJ, Schönfeld J, Zanh R (2001): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. Paleoceanography 16: 40-52.

Cacho I, Grimalt JO, Canals M (2002): Response of the western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50,000 years: A molecular biomarker approach, J. Mar. Syst., 33-34: 253 – 272.

Cacho I, Valero Garcés B, González Sampériz P (2010): Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial, In Clima en España:

- pasado, presente y futuro (Pérez F. Fiz and Boscolo Roberta Editores): 9-24.
- Calvo E, Pelejero C, Herguera JC, Palanques A, Grimalt JO (2001): Insolation dependence of the Southeastern Subtropical Pacific sea surface temperature over the last 400 yrs. *Geophysical Research Letters*, 28, 12: 2481-2484.
- Carvalho J, Cabral J, Gonçalves R, Torres L, Mendes-Victor L (2006): Geophysical Methods Applied to Fault Characterization and Earthquake Potential Assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal. *Tectonophysics* 418: 277-297.
- Cartaxana P, Mendes CR, van Leeuwe MA, Brotas V (2006): Comparative study on microphytobenthic pigments of muddy and sandy intertidal sediments of the Tagus estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66: 225-230.
- Carter J (2007): 'Phytoliths', In *Encyclopedia of Quaternary Science*, Amsterdam, Elsevier BV: 2257-2265.
- Cathalot C *et al.* (2010): Temporal variability of carbon recycling in coastal sediments influenced by rivers: assessing the impact of flood inputs in the Rhône River prodelta. *Biogeosciences*, 7: 1187-1205.
- Clark PU, Dyke AS, Shakun JD *et al.* (2009): The Last Glacial Maximum. *Science* 325: 710 – 714.
- Conte MH, Thompson A, Eglinton G (1995): Lipid biomarker diversity in the coccolithophorid *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae) and the related species *Gephyrocapsa oceanica*. *J. Phycol.* 31: 272-282.
- Conley DJ, Kilham SS, Theriot E (1989): Differences in silica content between marine and freshwater diatoms. *Limnology and Oceanography* 34: 205-213.
- Cooper SR (1995): Chesapeake Bay watershed historical land use: Impacts on water quality and diatom communities. *Ecological Applications* 5: 703-723.
- Cooper, SR (1999). Estuarine paleoenvironment reconstructions using diatoms. In: *The Diatoms. Applications for the environmental and Earth Sciences*. Stoermer EF, Smol JP (Eds). Cambridge Univ. Press, Cambridge: 128-168.
- Cranwell PA (1973): Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change, *Freshwater Biol.*, 3: 259 – 265, doi:10.1111/j.1365-2427.1973.tb00921.x.
- Cranwell PA (1985): Long-chain unsaturated ketones in recent lacustrine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 1545-1551.
- Cranwell PA (1988): Lipid geochemistry of Late Pleistocene lacustrine sediments from Burland, Cheshire, U.K. *Chem Geol* 68: 181-197.
- Cunha PP, Martins AA, Daveau S, Friend PF (2005): Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Rodao – central Portugal (Atlantic Iberian border). *Geomorphology* 64: 271-298.
- Cunha PP, Martins AA (2008a): Importância dos terraços do rio Tejo na interpretação da evolução da paisagem e da ocupação humana. *Jornadas de Arqueologia do Vale do Tejo em Território Português (Resumos)*, Sacavém, 3-6 de Abril de 2008: 1 p.
- Cunha PP, Martins AA (2008b): Idade provável dos terraços do rio Tejo na área de Ródão-Arneiro, estabelecida pela integração de dados geomorfológicos, estratigráficos e de datação por luminescência. *Congresso Internacional "Cem anos de investigação arqueológica no Centro Interior" - Centenário do Museu de Francisco Tavares Proença Júnior, Castelo Branco, 17-19 Abril 2008*: 1 p.
- Cumming BF, SE Wilson, RI Hall, JP Smol: Diatoms from British Columbia (Canada) lakes and their relationship to salinity, nutrients, and other limnological variables. *Bibliotheca Diatomologica*. Berlin: J. Cramer, 1995.
- de Abreu L, Shckleton NJ, Schonfeld J *et al.* (2003): Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 196: 1-20.
- Denys L, de Wolf H (1999): Diatoms as indicators of coastal paleoenvironments and relative sea-level change. In: *The Diatoms. Applications for the environmental and Earth Sciences*. Stoermer EF,

- Smol JP (Eds). Cambridge Univ. Press, Cambridge: 277-297.
- Denton GH, Karlén W (1973): Holocene Climatic Variations – Their Pattern and Possible Cause. *Quaternary Research* 3: 155-205.
- deMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, Adkins J *et al.* (2000): Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climatic responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19: 347-361.
- de Vries H (1958): Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen B61*: 1-9.
- Dias JMA, Boski T, Rodrigues A, Magalhães F (2000): Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Mar. Geol.* 170: 177 – 186.
- Dinis JL, Henriques V, Freitas MC, Andrade C, Costa P (2006): Natural to anthropogenic forcing in the Holocene, evolution of three coastal lagoons (Caldas da Rainha valley, western Portugal). *Quaternary International* 150: 41-51.
- Diz P, Francés G, Pelejero C, Grimalt JO, Vilas F (2002): The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. *The Holocene* 12: 459 – 468.
- Drago T, Freitas MC, Rocha F, Moreno J *et al.* (2004): Palaeoenvironmental evolution of estuarine systems during the last 14000 years – the case of Douro estuary (NW Portugal). *Journal of Coastal Research* SI, 39: 7 p.
- Eynaud F, de Abreu L, Voelker A *et al.* (2009): Position of the Polar Front along the Western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *G3*, 10 (7), 21 p.
- Eglinton G, Hamilton RJ (1967): Leaf epicuticular waxes. *Science* 156: 1322-1335.
- Eglinton TI, Eglinton G (2008): Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth and Plan. Sci. Let.* 275: 1-16.
- Eglinton G, Parker RJ, Zhao M (1993): Lipid biomarkers in biogeochemistry: Future roles? *Marine Geology* 113: 141 – 145.
- Eglinton TI, Eglinton G (2008): Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 1-16.
- Fairbanks R (1989): A 17 000 year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the *Younger Dryas* event and deep-sea ocean ventilation. *Nature* 342: 637-642.
- Ferreira T, Freitas MC, Bao R, Andrade C (2010): Associações de diatomáceas em lagoas – Lagoas de Albufeira e de Santo André (SW Portugal): resultados preliminares. [resumo] VIII Congresso Nacional de Geologia. e-Terra, Revista Electrónica de Ciências da Terra, 12 (19), 4 p.
- Ficken KJ, P Farrimond (1995): Sedimentary lipid geochemistry of Framvaren: Impacts of a changing environment. *Mar. Chem.*, 51: 31–43, doi:10.1016/0304-4203(95) 00045-S.
- Fiúza AFG (1983): Afloramento costeiro patterns off Portugal. In: Suess, E., Thiede, J. (Eds.), *Coastal Afloramento costeiro — Its Sediment Record, Part A*. Plenum Press: 85–98.
- Fiúza AFG (1984): Hidrologia e Dinâmica das Águas Costeiras Portuguesas. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, Lisboa: 294 pp.
- Fiúza AFG *et al.* (1998): Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. *Deep Sea Research Papers* 45 (7): 1127-1160.
- Fortunato AB, Baptista AM, Luettich RA (1997): A three-dimensional model of tidal currents in the mouth of the Tagus estuary. *Continental Shelf Research* 17(14): 1689-1714.
- Fletcher WJ, Boski T, Moura D (2007): Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene* 17: 481–494.
- Fletcher WJ, Sánchez-Goñi MF (2008): Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70, 451-464.
- Freitas MC, Andrade C, Rocha F *et al.* (2003): Late Glacial and Holocene environmental changes

- in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13: 433-446.
- Freire P, Taborda R, Silva AM (2007): Sedimentary Characterization of Tagus Estuarine Beaches (Portugal). A contribution to the sediment budget assessment. *J Soils Sediments* 7 (5), 296–302.
- Frigola J, A Moreno, I Cacho, M Canals, FJ Sierro, JA Flores, JO Grimalt, DA Hodell, JH Curtis (2007): Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record, *Paleoceanography*, 22, PA2209, doi:10.1029/2006PA001307.
- Frouin R, Fiúza AFG, Ambar I, Boyd TJ (1990): Observations of a poleward surge current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *Journal of Geophysical Research* 95: 679-691.
- Gameiro C (2000): *Variação espacial e temporal do fitoplâncton do estuário do Tejo (Spatial and temporal variation of phytoplankton in Tagus estuary)*. Tese de Licenciatura. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 67 pp.
- Gameiro C, Cartaxana P, Cabrita T, Brotas V (2004): Variability in chlorophyll and phytoplankton composition in an estuarine system. *Hydrobiologia* 525: 113-124.
- Gameiro C, Cartaxana P, Brotas V (2007): Environmental drivers of phytoplankton distribution and composition in Tagus Estuary, Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 75: 21-34.
- Gameiro C, Brotas V (2010): Patterns of phytoplankton variability in the Tagus estuary (Portugal). *Estuaries and Coasts* 33: 311-323.
- García-Amorena I, Gómez Manzanque F, Rubiales JM, Granja HM, Soares de Carvalho G, Morla (2007): The late Quaternary coastal forests of western Iberia: A Study of their macroremains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254: 448-461.
- Gasse F: *East African Diatoms: Taxonomy, Ecological Distribution*. Berlin, J. Cramer, 1986.
- Gasse G, Stabell B, Fournatier E, Van Iperen Y (1989): Freshwater diatom influx in intertropical Atlantic: Relationships with continental records from Africa. *Quaternary Research* 32: 229-243.
- Gil IM, Abrantes F, Hebbeln D (2006): The North Atlantic Oscillation forcing through the last 2000 years: Spatial variability as revealed by high-resolution marine diatom records from N and SW Europe. *Marine Micropaleontology* 60: 113-129.
- Gil IM, Abrantes F, Hebbeln D (2007): Diatoms as afloramento costeiro and river discharge indicators along the Portuguese margin: instrumental data linked to proxy information. *The Holocene* 17 (8), 1245-1252.
- González-Vila F, Polvillo O, Boski T *et al.* (2003): Biomarker patterns in a time-resolved holocene/terminal Pleistocene sedimentary sequence from the Guadiana river estuarine area (SW Portugal/Spain border). *Organic Geochemistry* 34:1601-1613.
- Grimalt JO, J Albaiges (1990): Characterization of the depositional environments of the Ebro Delta (western Mediterranean) by the study of sedimentary lipid markers, *Mar Geol*, 95: 207–224.
- Grimalt JO, Rullkotter J, Sicre MA, Summons R, Farrington J, Harvey HR, Sawada K (2000): Modification of the C37 alkenone and alkenoate composition in the water column and sediment: Possible implications for sea surface temperature estimates in paleoceanography. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1: 1525 – 2027.
- Grimalt JO, E Calvo, C Pelejero (2001): Sea Surface Paleotemperature Errors in UK³⁷ Estimation Due to Alkenone Measurements Near the Limit of Detection, *Paleoceanography*, 16(2), 226–232.
- Grimalt JO, Lopez JF (2007): Alkenone Paleothermometry from Coccoliths. *Paleoceanography, Biological Proxies*. Encyclopedia of Quaternary Sciences. Elsevier: 1610-1618.
- Hartley B, Barber HG, Carter JR, Sims PA: *An Atlas of British Diatoms*. Biopress Ltd., Bristol, United Kingdom, 1996, 601 pp.
- Harwood DM, Gersonde R (1990): Lower Cretaceous diatoms from ODP LEG113 Site 693 (Weddell Sea). Part 2: Resting spores, Chrysophycean cysts, an endoskeletal

- dinoflagellate, and notes on the origin of diatoms. In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol.113. Barker, P.F., Kennett, J.P., *et al.* (eds); College Station, TX (Ocean Drilling Program); 403-425.
- Herbert, TD (2003): Alkenone Paleotemperature Determinations. Treatise on Geochemistry, Volume 6. Editor: Henry Elderfield. Executive Editors: Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian. pp. 625. ISBN 0-08-043751-6. Elsevier, 2003, 391-432.
- Hendey, NI: An Introductory Account of the Smaller Algae of British Coastal Waters, Part V: Bacillariophyceae (Diatoms). London: Her Majesty's Stationery Office, 1964, 317 pp., 45 pl.
- Hasle GR, Syvertsen EE: Marine Diatoms. In: Tomas, C. R. (Ed.) Identifying Marine Phytoplankton. San Diego, California, Academic Press, Inc., 1996.
- Hasle GR (1978): Some freshwater and brackish water species of the diatom genus *Thalassiosira* Cleve. *Phycologia*, 17: 263-92.
- Hillaire-Marcel C, de Vernal A (2007): Methods in Late Cenozoic Paleoceanography: Introduction. In: Hillaire-Marcel, C. e De Vernal, A. (eds) – Proxies in the late Cenozoic paleoceanography. Developments in Marine Geology I, Amsterdam: Elsevier, 1-15.
- Huang Y *et al.* (2009): Diatom response to changes in palaeoenvironments of the northern South China Sea during the last 15 000 years. *Mar. Micropaleontology* 72 (2009): 99-109.
- Hughen KA (2007): Radiocarbon Dating of Deep-Sea Sediments. In: Hillaire-Marcel, C. e De Vernal, A. (eds) – Proxies in the late Cenozoic paleoceanography. Developments in Marine Geology I, Amsterdam: Elsevier, 185-210.
- Hustedt F: Die Kieselalgen. In Dr. L. Rabenhorsts Kryptogamen-Flora (Otto Koeltz Science Publishers, Germany), Verlag, 1977, 920 pp.
- Hurrell JW (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Hurrell JW, H van Loon (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, 36: 301-326.
- Hurrell JW, Y Kushnir, M Visbeck, G Ottersen (2003): An Overview of the North Atlantic Oscillation. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact, J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, Eds. Geophysical Monograph Series, 134, pp. 1-35.
- Hurrell JW, RR Dickson (2004): Climate variability over the North Atlantic. *Marine Ecosystems and Climate Variation: The North Atlantic*. N. C. Stenseth, G. Ottersen, J. W. Hurrell, and A. Belgrano, Eds., Oxford University Press, 15-31.
- INAG 1999 – 2000. Plano Bacia Hidrográfica do Rio Tejo: http://www.inag.pt/inag2004/port/a_intervencao/planeamento/pbh/pbh03.html; última consulta em 19/02/2010.
- INAG 2009. Questões significativas da gestão da água. Região hidrográfica do Tejo. Participação pública. Informação de suporte. Janeiro, 2009: http://dqa.inag.pt/dqa2002/port/p_dispos/QSigaPP/Questoes_Tejo_30_01_2009.pdf; última consulta em 23/08/2010.
- Itambi AC, T von Dobeneck, S Mulitza, T Bickert, D Heslop (2009): Millennial-scale northwest African droughts related to Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles: Evidence in marine sediments from offshore Senegal, *Paleoceanography*, 24: PA1205, doi:10.1029/2007PA001570.
- Jalut G, Esteban Amat. A, Riera I Mora S, Fontugne M *et al.* (1997): Holocene climatic changes in the western Mediterranean climate. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Earth and Planetary Sciences* 325: 327-334.
- Jalut G, Esteban Amat A, Bonnet L, Gauquelin T, Fontugne M (2000): Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160: 255-290.
- Jalut G, Dedoubat JJ, Fontugne M, Otto T (2009): Holocene circum-Mediterranean vegetation

changes: Climate forcing and human impact. *Quat. Sci. Rev.* 200: 4-18.

Jansen, JHF, Alderliesten C, Houston CM *et al.* (1989): Aridity in equatorial Africa during the last 225,000 years: a record of opal phytoliths/freshwater diatoms from the Zaire (Congo) deep-sea fan (northeast Angola basin), *Radiocarbon* 31:557-569.

Jones V (2007): Diatom Introduction. In Elias SA (Ed) [Encyclopedia of Quaternary Science](#), Vol. 1: 476-484.

Jorge SO (1999): Domesticar a Terra. As primeiras comunidades agrárias em território português, Lisboa, Gradiva.

Katsuki K, Takahashi K (2005): Diatoms as paleoenvironmental proxies for seasonal productivity, sea-ice and surface circulation in the Bering Sea during the late Quaternary. *Deep-Sea Research II* 52 (2005): 2110–2130.

Kim J-H, Rimbu N, Lorenz, Lohman G, Nam S-I *et al.* (2004): North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quat Sci Rev*, 23, 2141-2154.

Killops SD, Killops VJ: Introduction to Organic Geochemistry, Oxford, Blackwell Publishing, 2005.

Knight J (2006): Rapid Climate Change. *Global and Planetary Change* 54: 209-210.

Krammer K, Lange-Bertalot H: Bacillariophyceae. 1. Teil: Naviculaceae. In Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/1. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart, New York, 1986, 876 pp.

Krammer K, Lange-Bertalot H: Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. in Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/2. VEB Gustav Fischer Verlag: Jena, 1988, 596 pp.

Kwiecien O, Arz HW *et al.* (2009): North Atlantic control on precipitation pattern in the eastern Mediterranean/Black Sea region during the last glacial. *Quaternary Research* 71: 375–384.

Labeyrie L, JE Cole, K Alverson, T Stocker: [The history of climate dynamics](#). In *Paleoclimate, Global Change and the Future*, ed. by K. Alverson, R.S. Bradley, and T. Pedersen. Springer-Verlag, Berlin, 33-61, 2003.

Lamb AL, Wilson GP, Leng MJ (2006): A review of coastal paleoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75: 29-57.

Lamb PJ, Pepler RA (1987): North Atlantic Oscillation: concept and application. *Bulletin American Meteorological Society* 68:1218-1225.

Lambeck K, Yokoyama Y, Purcell T (2002): Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quat. Sci. Rev.* 21: 343-360.

Lapointe M (2000): Modern diatom assemblages in surface sediments from the Maritime Estuary and the Gulf of St. Lawrence, Québec (Canada). *Marine Micropaleontology* 40 (2000): 43–65.

Lebreiro S, Francés G, Abrantes F. *et al.* (2006): Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Tagus Prodelta and Muros Ría) during the last two millennia. *The Holocene*, 16 (7): 1003-1015.

Lebreiro S, Voelker A, Vizcaino A, Abrantes F *et al.* (2009): Sediment instability on the Portuguese continental margin under abrupt glacial climate changes (last 60 kyr). *Quaternary Science Reviews*, 28: 3211 – 3223.

Lemos P (1972): *Estuário do Tejo*. Ed. Administração Geral do Porto de Lisboa, 32 pp.

Lowe, R. L., D. E. Busch. (1975). Morphological observations on two species of the diatom genus *Thalassiosira* from fresh-water habitats in Ohio. *Transactions of the American Microscopical Society* 94(1):118-123.

López-Martínez C, JO Grimalt, B Hoogakker, J Gruetzner, MJ Vautravers, IN McCave: (2006): Abrupt wind regime changes in the North Atlantic Ocean during the past 30,000-60,000 years. *Paleoceanography* 21: PA4215, doi:10.1029/2006PA001275.

- Lu H, Liu K (2003): Phytoliths of common grasses in the coastal environments of southeastern USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58: 587-600.
- Lu HL *et al.* (2006): Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China I: phytolith-based transfer functions. *Quaternary Science Reviews* 25 (2006) 945-959.
- Lu HL *et al.* (2007): Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China II: palaeoenvironmental reconstruction in the Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 26 (2007): 759-772.
- Madureira LAS, Conte MH, Eglinton G (1995): Early diagenesis of lipid biomarker compounds in North Atlantic sediments. *Paleoceanography* 10 (3): 627 - 624.
- Magny M, Miramont C, Silvan O (2002): Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186: 47-59.
- Mateus JE, Queiroz PF (1993): Os estudos da vegetação Quaternária em Portugal: contextos, balanços e perspectivas. *Edições Colibri*: 105-131.
- MARETEC, 2005. Tagus estuary: <http://maretec.mohid.com/PortugueseEstuaries/Tagus/Tagus.htm>; último acesso: 09/03/2010.
- MARETEC, 2001. Limite de jusante do estuário do Tejo - INAG/IST: http://www.inag.pt/estuarios/Inicio/frame_page.htm; último acesso 09/03/2010.
- Marchal O, Cacho I, Stocker TF, Grimalt JO, Calvo E, Martrat B (2002): Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quat Sci Rev*, 21: 455-483.
- Margalef R (1978a): Phytoplankton communities in afloramento costeiro areas: the example of NW Africa. *Oecologia Aquatica* 3:97-132.
- Marlowe IT, JC Green, AC Neal, SC Brassell, G Eglinton, PA Course (1984): Long chain (n-C37-C39) alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of alkenones and lipids and their taxonomic significance, *Br. Phycol. J.*, 19, 203-216, doi:10.1080/00071618400650221.
- Martins AA, Cunha PP (2009): Terraços do rio Tejo em Portugal, sua importância na interpretação da evolução da paisagem e da ocupação humana. In: *Arqueologia do Vale do Tejo*, CPGP, Lisboa: 163-176.
- Martins AA, Cunha PP, Huot S, Murray A, Buylaert JP (2009): Geomorphological correlation of the tectonically displaced Tejo River terraces (Gavião-Chamusca area, central Portugal) supported by luminescence dating. *Quaternary International*, 199: 75-91.
- Martrat B, Grimalt JO, Shackleton NJ, Abreu Id, Hutterli MA, Stocker TF (2007): Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin. *Science* 317 (1139994): 502-507.
- Mayewski PA, Rohling EE, Curt Stager J *et al.* (2004): Holocene climate variability, *Quaternary Research*, 62, 243.
- Mcquoid MR, Nordberg K (2003): The diatom *Paralia sulcata* as an environmental indicator species in coastal sediments. *Estuarine Coastal Shelf Sci* 56: 339-354.
- Mercer JL, M Zhao, SM Colman (2005): Seasonal variations of alkenones and in the Chesapeake Bay water column, *Estuarine Coastal Shelf Science* 63: 675-682.
- Meyers PA (1994): Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.* 114: 289-302.
- Mix AC, E Bard, R Schneider (2001): Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG), *Quaternary Science Reviews*, 20: 627-657.
- Moita MT, Vilarinho MG (1999): Checklist of phytoplankton species off Portugal: 70 years of studies. *Portgaliae Acta Biologica, Serie B Sistemática* 18, 5-50.
- Moita MT (2001): Estrutura, variabilidade e dinâmica do fitoplâncton na costa de Portugal

- Continental. Tese de Doutoramento. FCUL. Lisboa, 272 pp.
- Moreira MESA (1992): Recent saltmarsh changes and sedimentation rates in the Sado estuary. *Journal of Coastal Research*, 8 (3): 631 – 640.
- Müller PJ, Suess E (1979): Productivity, sedimentation and sedimentary organic matter in the oceans. I. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res.* 26: 1347-1362.
- Müller PJ, G Kirst, G Ruhland, I von Storch, A Rosell-Melé (1998): Calibration of the alkenone paleotemperature index UK'37 based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60 °N–60 °S), *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1757–1772.
- Muscheler R, J Beer, M Vonmoos (2004): Causes and timing of the 8200 yr BP event inferred from the comparison of the GRIP ¹⁰Be and the tree ring Δ ¹⁴C record. *Quaternary Science Reviews* 23: 2101-2111.
- Muyllaert K, Sabbe K (1996): The Diatom Genus *Thalassiosira* (Bacillariophyta) in the Estuaries of the Schelde (Belgium/The Netherlands) and the Elbe (Germany). *Botanica Marina* 39:103-115.
- Nave S, Freitas P, Abrantes F (2001): Coastal afloramento costeiro in the Canary Island region: spatial variability reflected by the surface sediment diatom record. *Mar. Micropaleontol.* 42, 1–23.
- Naughton F, Goni MFS, Drago T, Freitas MC, Oliveira A (2007a): Holocene changes in the Douro estuary (Northwestern Iberia). *Journal of Coastal Research*, 23, 711-720.
- Naughton F, Goni MFS, Desprat S, Turon JL, Duprat J, Malaize B, Joli C, Cortijo E, Drago T, Freitas MC (2007b). Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62: 91–114.
- Naughton F (2007): As variações climáticas dos últimos 30.000 anos e sua influência na evolução dos sistemas costeiros do norte de Portugal. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, Université de Boudeaux, Lisboa, 304 pp. + Anexos.
- Nebout NC, Turon JL, Zahn R, Capotondi L, Londeix L, Pahnke K (2002): Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology* 30: 863–866.
- Neumann K *et al.* (2009): The Early Holocene palaeoenvironment of Ounjougou (Mali): Phytoliths in a multiproxy context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 276 (2009), 87–106.
- Oliveira R *et al.* (2003): Fitoplâncton. Estuário do Tejo. In: Cabeçadas, G. e Monteiro, M.T. (coordenadores) - Caracterização ecológica dos sistemas estuarinos Tejo e Sado e zona costeira adjacente. Relatório INIAP/IPIMAR. Protocolo Instituto do Ambiente/IPIMAR: 31-35.
- Peliz A, Dubert J, Santos AMP, Oliveira PB, Le Cann B (2005): Winter upper ocean circulation in the Western Iberian basin – fronts, eddies and poleward flows: a overview. *Deep-Sea Research Papers* 52 (4): 621-646.
- Paillard D, Labeyrie L, Yiou P (1996): Analyseries 1.0: A Macintosh software for the analysis of geographical time series. *EOS Trans. AGU*, 7, 379.
- Pailler D, Bard E (2002): High frequency paleoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 181: 431-452.
- Pais J, Moniz C, Cabral J *et al.* (2006): Notícia explicativa da folha 34-D Lisboa. Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 59 pp.
- Pearson EJ, Juggins, Farrimond P (2008): Distribution and significance of long-chain alkenones as salinity and temperature indicators in Spanish saline lake sediments. *Geoch, Cosmoc. Acta* 72: 4035-4046.
- Pelejero C, Grimalt JO, Heilig S, Kienast M, Wang L (1999): High resolution Uk37 temperature reconstructions in the South China Sea over the last 220 kyrs. *Paleoceanogr* 14: 224-231.
- Peragallo H, Peragallo M: Diatomées marines de France et des districts maritimes voisins. *Gre-sur-Loing: J. Tempère, Micrographe-Editeur, (1897 – 1908), pp. 1-491 + 1-48 .*

- Perkins EJ: *The Biology of Estuaries and Coastal Waters*. Academic Press, London, 1974.
- Pina P *et al.* (2003): A importância dos processos físicos no controlo da eutrofização em estuários. NEWSLETTER GLOBAL IGBP CHANGE, Newsletter Global IGBP Change 4, Lisboa, 4 p.
- Pinet PR: *Invitation to Oceanography*, Jones and Bartlett Publishers, 2nd Ed. EUA, 2000, 556 pp.
- Poynter JG, Farrimond P, Brassel SC, Eglinton G (1989): Molecular stratigraphic study of sediments from Holes 658A e 660A, Leg 108. In W. Ruddiman *et al.* (Ed) – Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results 108: 387 – 394.
- Pokras EM (1991): Source areas and transport mechanisms for freshwater and brackish-water diatoms deposited in pelagic sediments of the Equatorial Atlantic. *Quat Res* 35: 144-156.
- Prahl FG, Wakeham SG (1987): Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature* 320: 367-369.
- Prahl FG, Collier RB, Dymond J, Lyle M, Sparrow MA (1993): A biomarker perspective on Prymnesiophyte productivity in the northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. I*, 40: 2061-2076.
- Prahl FG, Ertel JR, Goni MA *et al.* (1994): Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58 (14): 3055 – 3048.
- Prahl FG, Muehlhausen LA, Zahnle DL (1988): Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52:2303-2310.
- Psuty NP, Moreira ME (2000): Holocene Sedimentation and Sea Level Rise in the Sado Estuary, Portugal. *Journal of Coastal Research*, 16 (1): 125-138.
- Queiroz PF (1999): *Ecologia histórica da Paisagem do Noroeste Alentejano*. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa. 300 pp.
- Ramos C, Reis E, Pereira AR, Azevêdo TM, Nunes E, Freitas MC, Andrade C (2001): Late Holocene evolution of the Lower Tagus alluvial plain and heavy metals content: preliminary results. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 27: 163 – 178.
- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Bertrand CJH, Blackwell PG, Buck CE, Burr GS, Cutler KB, Damon PE, Edwards RL, Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, McCormac FG, Manning SW, Ramsey CB, Reimer RW, Remmele S, Southon JR, Stuiver M, Talamo S, Taylor FW, van der Plicht J, Weyhenmeyer, CE (2004): IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon* 46:1029-1058.
- Relvas P, Barton ED, Dubert J, Oliveira PB *et al.* (2007): Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: Latest views and challenges. *Progress in Oceanography*, 74 (2-3): 149-173.
- Ribeiro L, Brotas V, Mascarell G, Couté A (2003): Taxonomic survey of the microphytobenthic communities of two Tagus estuary mudflats. *Acta Oecologica* 24 (2003):117-113.
- Richter TO, Van Der Gaast S, Koster B, Vaars A, Gieles R, De Stigter HC, De Haas H, Van Weering TCE (2006): The Avaatech XRF core scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: Geological Society Special Publication: 39–50.
- Ríos AF, Pérez FF, Fraga F (1992): Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep -Sea Res.* 39: 645–658.
- Rodrigues T (2001): Implementação da metodologia para análise textural. Relatório Técnico INGMARDEP 4/2001. Departamento de Geologia Marinha. Instituto Geológico e Mineiro.
- Rodrigues T (2003): Variações climáticas e “input” terrígeno no prodelta do Tejo durante os últimos 13,5 Ka. Tese de Mestrado. Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal, p. 117 + anexos.
- Rodrigues T, Grimalt JO, Abrantes F, Flores JA, Lebreiro S (2009): Holocene interdependences of changes in sea surface temperature, productivity and fluvial inputs in the Iberian continental shelf (Tagus mud patch). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* - G³, 10 (7): Doi:10.1029/2008GC002367.

- Rodrigues T (2009): High-resolution Climate Study of the Past (570,000 to 300,000 years) and Present Interglacial in the Iberian Margin: a biomarkers view. Ph. D. Thesis. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, p. 217 + Anexos.
- Rodrigues T, Grimalt JO, Abrantes F, Naughton F, Flores JA (2010): The last Glacial-Interglacial Transition (LGIT) in the Western mid-latitudes of the North Atlantic: abrupt sea surface temperature change and sea level implications. *Quaternary Science Reviews*, 29: 1853-1862.
- Romero O, Lange CB, Swap RJ, Wefer G (1999): Eolian transported freshwater diatoms and phytoliths across the equatorial Atlantic record temporal changes in Saharan dust transport patterns. *J. Geophys. Res.* 102: 3211.
- Rosell-Melé A, Carter J, Eglinton G (1994): Distributions of long-chain alkenones and alkyl alkenoates in marine surface sediments from the North East Atlantic. *Org Geochem* 22: 501–509.
- Rosell-Melé A, McClymont EL (2007): Biomarkers as paleoceanographic proxies. In Hillaire-Marcel, C. e De Vernal, A (eds) *Developments in Marine Geology*, Vol. 1. Proxies in late Cenozoic paleoceanography. Amsterdam, Holanda: Elsevier:441-490.
- Rott E, Kling HJ, Perez T (2001): Planktonic centric diatoms from the volcanic Lake Taal, Philipines. In: Jahn, R., Kocielek, J. P., Witkowski, A. e Compère, P. (Eds): *Lange- Bertalot-Festschrift*:39-52. Gantner, Ruggell:39 – 52.
- Roubeix V, Lancelot C (2008): Effect of salinity on growth, cell size and silicification of an euryhaline freshwater diatom: *Cyclotella meneghiniana* Kütz. *Transit Waters Bull*, 1 (2008):31-38.
- Roubeix V *et al.* (2008): Diatom succession and silicon removal from freshwater in estuarine mixing zones: From experiment to modeling. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78 (2008): 14-26.
- Round FE, Crawford RM, Mann DG: *The diatoms. Biology and morphology of the genera*. Cambridge: Cambridge University Press, 1990, 747 pp.
- Rühlemann C, Frank M, Hale Wet *al.* (1996): Late Quaternary productivity changes in the western equatorial Atlantic: Evidence from 230 Th-normalised carbonate and organic carbon accumulation rates. *Mar Geol*, 135: 127-152.
- Rühlemann C, Müller PJ, Schneider RR (1999): Organic Carbon and Carbonate as Paleoproductivity proxies: Examples from high and low areas of the Tropical Atlantic. In Fischer G, Wefer G (eds) - *Use of proxies in paleoceanography. Examples from the South Atlantic*. Berlin – Heidelberg: Springer-Verlag: 315-344.
- Sachs JP, Schneider RR, Eglinton TI, Freeman K *et al.* (2000): Alkenones as paleoceanographic proxies. *G3 Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1.
- Salgueiro E, Voelker AHL, de Abreu L, Abrantes F, Meggers H, Wefer G. (2010): Temperature and productivity changes off the western Iberian margin during the last 150 ky, *QSR* 29, 680-695.
- Santos L, Sánchez-Goñi MF (2003): Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 3: vegetation history of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13 (3): 459-464.
- Sawai Y (2001): Distribution of living and dead diatoms in tidal wetlands of northern Japan: relations to taphonomy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173 (2001):125-141.
- Schneider H, Hofer D, Trog C *et al.* (2010): Holocene estuary development in the Algarve Region (Southern Portugal) – A reconstruction of sedimentological and ecological evolution. *Quaternary International* 221: 141-158.
- Schrader HJ, Gersonde R (1978): Diatoms and silicoflagellates. *Utrecht Micropaleontology Bulletin* 17: 125-132.
- Schulz H-M, A Schoëner, K-C Emeis (2000): Longchain alkenone patterns in the Baltic Sea-An ocean freshwater transition. *Geochim Cosmochim Acta*, 64(3): 469-477, doi: 10.1016/S0016-7037(99)00332-4.
- Serôdio J, Cartaxana P, Coelho H, Vieira S (2009). Effects of chlorophyll fluorescence on the estimation of microphytobenthos biomass using

spectral reflectance indices. *Remote Sensing of Environment*. 113, 1760-1768. Link: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.04.003>

Serôdio J, Catarino F (2000): Modelling the primary production of intertidal microphytobenthos: time scales of variability and effects of migratory rhythms. *Marine Ecology Progress Series*. 192, 13-30. Link: <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v192/p13-30/>

Serôdio J (s.a.): Estuarine primary productivity: estimation of photosynthetic rates by intertidal benthic microalgae using in vivo chlorophyll fluorometry. In: http://la.cesam.ua.pt/highlights/2007/EMM_v1_JoaoSerdio.htm; última consulta: 26/03/2010

Serreze MC, Carse F, Barry RG, Rogers JC (1997): Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Climate* 10: 453-464.

Silva A, Palma S, Moita MT (2008): Coccolithophores in the afloramento costeiro waters of Portugal: Four years of weekly distribution in Lisbon Bay. *Continental Shelf Research* 28: 2601-2613.

Silva A, Palma S, Oliveira PB, Moita MT (2009): Composition and interannual variability of phytoplankton in a coastal afloramento costeiro region (Lisbon Bay, Portugal). *Journal of Sea Research* 62: 238-249.

Sousa e Silva E, Assis E, Sampayo MA (1969): Primary productivity in the Tagus and Sado estuaries from May 1967 to May 1968. *Notas e Estudos do Instituto de Biologia Marítima*, 37.

Stocker TF (1999): Abrupt climate changes: from the past to the future – a review. *Int. Journal Earth Sciences* 88: 365-374.

Stuiver M, P Reimer, R Reimer (2005): CALIB5.0 [WWW program and documentation]: <http://calib.qub.ac.uk/calib/>; última consulta: 23/08/2010.

Stuiver M, Reimer PJ (1993): Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon* 35:215-230.

Thorndycraft VR, Benito G (2006a): The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25: 223-234.

Thorndycraft VR, Benito G (2006b): Late Holocene fluvial chronology of Spain: the role of climatic variability and human impact. *Catena* 66: 34-41.

Toney JL, Huang Y, Fritz SC *et al.* (2010): Climatic and environmental controls on the occurrence and distributions of long chain alkenones in lakes of the interior United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74: 1563-1578.

Toucanne S, Zaragosi S, Bourillet JF, Cremer M, Eynaud F, Van Vliet-Lanöe B, Penaud A, Fontanier C, Turon JL, Cortijo E, Gibbard PL (2009): Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: Insights into the European ice sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quaternary Science Reviews*, 28: 1238-1256.

Trigo RM, DaCamara (2000): Circulation Weather Types and their influence on the Precipitation Regime in Portugal, *Internacional Journal of climatology*, 20, 1559 - 1581.

Trigo RM *et al.* (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Clim Res*, 20: 9 - 17.

Trigo RM, Pozo-Vazquez D, Osborn TJ, Castro-Diez Y, Gamiz-Fortis S, Esteban-Parra MJ (2004): North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Inter. Journ of Climatology* 24: 925-944.

Turon J-L, Lézine A-M, Denèfle M (2003): Land-sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quat. Res.* 59: 88-96.

Twiss PC, Suess E, Smith RM (1969): Morphological Classification of Grass Phytoliths. *Soil Science Society of America Proceedings*, 30, (1):109-115.

Vale C (1981): Entrada de matéria em suspensão no estuário do Tejo durante as chuvas de

- Fevereiro de 1979. Recursos Hídricos 2 (1): 37-45.
- Vale C, Sundby B (1987): Suspended sediment fluctuations in the Tagus Estuary on Semi-diurnal and fortnightly times scales. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 25: 495-509.
- Van der Knaap W, Van Leeuwen JFN (1995): Holocene vegetation succession and degradation as responses to climatic change and human activity in the Serra de Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 89(3-4): 153-211.
- Van der Knaap W, Van Leeuwen JFN (1997): Late Glacial and early Holocene vegetation succession, altitudinal vegetation zonation, and climatic change in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 97(3-4): 239-285.
- Van der Schriek T, Passmore DG, Rolao J, Stevenson AC (2007a): Estuarine-fluvial floodplain formation in the Holocene Lower Tagus valley (Central Portugal) and implications for Quaternary fluvial system evolution. *Quaternary Science Reviews* 26: 2937-2957.
- Van der Schriek T, Passmore DG, Stevenson AC, Rolao J (2007b): The palaeogeography of Mesolithic settlement-subsistence and shell midden formation in the Muge valley, Lower Tagus Basin, Portugal. *The Holocene* 17: 369-385.
- Van der Schriek T, D Passmore, F Mugica, A Stevenson, I Boomer, Rolão J (2008): Holocene palaeoecology and floodplain evolution of the Muge tributary, Lower Tagus basin, Portugal. *Quaternary International* 189: 135-151.
- Van Soelen EE, Lammerstma EI, Cremer H e tal. (2010): Late Holocene sea-level rise in Tampa Bay: Integrated reconstructions using biomarkers, pollen, organic-walled dinoflagellate cysts, and diatoms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 86: 216 - 224.
- Versteegh GJM (2008): Environmental change deduced from lipid biomarkers. Livro de resumos de "1st Metech Workshop" - From deep-sea to coastal zones: Methods e Techniques for studying paleoenvironments. 25 - 29 February 2008, Faro, Portugal, p.12.
- Villanueva J (1996): Estudi de les variacions climàtiques i oceanogràfiques a l'Atlàntic Nord durant els últims 300 000 anys mitjançant l'anàlisi de marcadors moleculars. Tesis Doctoral. Dep. Química Ambiental. Universitat de Barcelona, Barcelona, Espanha, 186 pp.
- Villanueva J, Grimalt JO (1997): Gas Chromatographic Tuning of the $U^{K_{37}}$ Paleothermometer. *Analytical Chemistry* 69 (1): 3329-3332.
- Villanueva J, Pelejero C, Grimalt JO (1997): Clean-up procedures for the unbiased estimation of C_{37} alkenone sea surface temperatures and terrigenous n-alkane in paleoceanography. *J. Chromatogr. A*, 757: 145-151.
- Villanueva J, Grimalt JO, Cortijo E, Vidal L, Labeyrie L. (1998): Assessment of sea surface temperature variations in the central North Atlantic using the alkenone unsaturation index ($UK'37$). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 2421-2427.
- Vis G-J, Kasse C, Vandenberghe J (2008): Late Pleistocene and Holocene paleogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1682-1709.
- Vis G-J, Kasse C (2009): Late Quaternary valley-fill succession of the Lower Tagus Valley, Portugal. *Sedimentary Geology*. 221: 19-39.
- Vis GJ (2009): Fluvial and marine sedimentation at a passive continental margin. The late Quaternary Tagus depositional system. Ph.D. dissertation. VU University Amsterdam, 244 pp.
- Vis G-J, Kasse C, Kroon D, Jung S, Zuur H, Prick A (2010a): Late Holocene sedimentary changes in floodplain and shelf environments of the Tagus River (Portugal). *Proceedings of the Geologists' Association* (inpress). DOI:10.1016/j.pgeola.2009.12.003
- Vis G-J, Bohncke S, Schneider H, Kasse C *et al.* (2010b): Holocene flooding history of the Lower Tagus Valley (Portugal). *J. Quat. Sci.* (2010). DOI: 10.1002/jqs.1401
- Voelker AHL, Rodrigues T, Stein R e tal. (2009): Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes: Does

Marine Isotope Stage 11 stand out? *Clim. Past Discuss.*, 5: 1553–1607.

Volkman JK, Eglinton G, Corner EDS, Forsberg TEV (1980): Long – chain Alkenes and Alkenonas in the marine Coccolithophorid *Emiliana huxleyi*. *Phytochemistry*, 19: 2619 – 2622.

Volkman JK, Barret SM *et al.* (1995): Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (3): 513 – 520.

Vos PC, de Vos H (1993): Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. *Hydrobiologia* 269/270, 285-296. In van Dam, H. (ed) – Twelfth International Diatom Symposium, 1993: Kluwer Academic Publishers: Belgium.

Walker M, SJ Johnsen, SO Rasmussen *et al.* (2009): Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records, *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17.

Wefer G, Berger WH, Bijma J, Fisher G (1999): Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In Fisher G, Wefer G (eds) – *Use of Proxies in Palaeceanography: Examples from the South Atlantic*. Berlin – Heidelberg: Springer-Verlag, 1-68.

Williams D (1994): Satellite study of the Tagus sediment plume. Relatório interno do Departamento de Geologia Marinha – INGMARDEP 10/94, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.

Zbyszewski G (1946): “Étude géologique de la région d'Alpiarça”, *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, tomo XXVII, Lisboa, pp. 145-268.

Zbyszewski G (1963): Notícia Explicativa da folha 4 – Lisboa da Carta Geológica dos Arredores de Lisboa, escala 1:50000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Zbyszewski G (1964): Notícia Explicativa da folha 4 – Loures da Carta Geológica dos Arredores de Lisboa, escala 1:50000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Zbyszewski G, Veiga Ferreira (1968): Notícia Explicativa da folha 31- C – Coruche da Carta Geológica de Portugal, escala 1:50000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Zink K-G, D Leythaeuser, M Melkonian, L Schwark (2001): Temperature dependency of long-chain alkenone distributions in Recent to fossil limic sediments and in lake waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65(2): 253–265, doi:10.1016/S0016-7037(00)00509-3.

URL

Emiliana huxleyi Home Page : <http://www.soes.soton.ac.uk/staff/tt/>; consultado a 28/08/2010.

Plankton Net Portal. Disponível em: <http://data.planktonnet.eu/>; consultado 30/04/2008).

Diatoms – Chesapeake e Coastal Bay Life. Disponível em: <http://www.dnr.state.md.us/bay/cblife/algae/diatom/>; consultado 30/04/2008).

Diatoms – MIRACLE (Microfossil Image Recovery and Circulation for Learning and Education), Department of Geological Sciences – University College of London. Disponível em: <http://www.ucl.ac.uk/GeoSci/micropal/diatom.html>; consultado 30/08/2010).

ADIAC Diatom Image Database. Disponível em: <http://rbg-web2.rbge.org.uk/ADIAC/db/adiacdb.htm>; consultado 30/04/2008).

ANEXOS

ANEXO 1

Tabela A 8: Grupos taxonômicos de fitoplâncton dominantes no estuário do Tejo.

Período de amostragem	Grupos taxonômicos dominantes	Referência
Junho de 1967 a Maio de 1968	Primavera: Diatomáceas (<i>Cyclotella</i> sp., <i>Nitzschia closterium</i> , <i>Coscinodiscus inflatus</i> , <i>Melosira granulata</i> , <i>Skeletonema costatum</i>); pequenos flagelados. Verão: Diatomáceas (<i>Gyrosigma fasciola</i> , <i>G. acuminatum</i> , <i>Mastogloia</i> sp., <i>Pleurosigma</i> spp., <i>Skeletonema costatum</i>); Dinoflagelados (<i>Gymnodinium</i> sp., <i>Gyrodinium</i> sp.); pequenos flagelados; Chlorophyceae.	Sousa e Silva et al., 1969
Fevereiro a Abril de 1994	Cryptophyceae.	Cabeçadas, 1999
Março e Julho de 2001	Primavera: Cyanobacteria, Chlorophyceae e Bacillariophyceae (<i>Melosira distans</i> , <i>M. ambigua</i>). Verão: Diatomáceas (<i>Detonula pumila</i> , <i>Skeletonema costatum</i> , <i>Asterionellopsis glacialis</i> , <i>Lithodesmium undulatum</i> , <i>Leptocylindrus minimus</i> , <i>Thalassionema nitzschioides</i> , <i>Melosira moniliformis</i> , <i>Chaetoceros subtilis</i> , <i>Stephanodiscus hantzschii</i> , <i>Navicula rhyncocephala</i>), Cryptophyceae.	Oliveira et al., 2003
Março de 1999 a Março de 1999	Diatomáceas (<i>Asterionellopsis glacialis</i> , <i>Cylindrotheca closterium</i> , <i>Detonula pumila</i> , <i>Navicula cryptocephala</i> , <i>Nitzschia sigma</i> , <i>Skeletonema costatum</i> , <i>Thalassiosira minima</i>); Cryptophyceae; pequenos flagelados.	Gameiro et al., 2004
Julho de 1999, Maio de 2002 e Junho de 2003	Diatomáceas (<i>Asterionellopsis glacialis</i> , <i>Cheatocecos socialis</i> , <i>C. subtilis</i> , <i>Cylindrotheca closterium</i> , <i>Detonula pumila</i> , <i>Melosira moniliformis</i> , <i>Skeletonema costatum</i> , <i>Thalassionema nitzschioides</i> , <i>S. hantzschii</i> , <i>Fragilaria crotonensis</i> , <i>Aulocoseira distans</i> e <i>A. granulata</i>); Cryptophyceae.	Brogueira et al., 2007

Tabela A 9: Descrição das unidades de fácies sedimentares (UFS) presentes na sondagem de VFX (adaptado de Vis *et al.* (2008, 2009)).

UFS	Ambiente deposicional	Litologia	Cor	CaCO ₃ (%)	Superfície basal	Matéria orgânica	Flora e fauna	Detalhes
FU - 1A	Depósito de terraço fluvial. Ambiente de elevada energia.	Areia muito fina a grosseira, mal calibrada, com cascalho.	Cinzeno, amarelo, laranja, castanho.	≤ 5%.	Não alcançada.	Raízes de plantas no topo.	Ausente.	Unidade sedimentar compacta, inserida em depósitos Mio-Pliocénicos. Apresenta topo plano e declive no sentido do mar.
FU - 1B	Canais fluviais com elevado gradiente (<i>high-gradient fluvial channels</i>). Ambiente fluvial de elevada energia.	Areia fina a grosseira, angulosa, de cascalho (≤ 20 %) em direcção da base.	Cinzeno-cinza-escuro.	0%	Erosiva.	Ausente.	Ausente.	Unidade sedimentar, inserida em depósitos Mio-Pliocénicos, granodrecrescente (<i>fining-upwards</i>), topo plano e pendor elevado (~60 cm/km) em direcção ao mar.
FU - 2	Galgamento ou inundações margem progradante (<i>aggrading overbank</i>).	Argila, lodo silto-argiloso, lodo e areia muito fina a fina com laminação paralela.	Cinzeno azulado, cinzeno esverdeado, cinzeno acastanhado.	Base ≥ 5%; topo contacto ≤ 5%.	Gradual ou por contacto (<i>sharp</i>).	Raízes e restos de plantas, fragmentos de madeira e pequenas partículas orgânicas.	Restos de <i>Scirpus lacustris</i> ; sementes de <i>Polygonaceae sp.</i> , <i>Mentha sp.</i> , <i>Alnus sp.</i> e sementes não identificadas.	Sequência granodrecrescente preservada no topo contendo restos vegetais. Frequentes concreções carbonatadas (≤ 3 cm), diminuindo em direcção ao topo. Sobrepõe-se directamente à unidade FU – 1B e diminui de espessura em direcção a terra.
FU –3A	Sapal de águas salobras e planície tidal (ou de maré) localmente com marshes and tidal flats).	Argila e argila silto-arenosa com laminação de areia muito fina a grossa entre -29 m e -31 m (nmm) de profundidade.	Cinzeno-escuro.	0%; ≥ 5% na base.	Por contacto (<i>sharp</i>).	Raízes de plantas, restos vegetais.	Pólens de <i>Chenopodiaceae sp.</i> , esporos de <i>Isoetes sp.</i> , sementes de plantas de água doce, diatomáceas, dinoflagelados e foraminíferos (principalmente aglutinados).	Cristais de pirite (FeS ₂) e pirite presente em diatomáceas, foraminíferos e restos vegetais. Frequentes fragmentos de conchas carbonizadas de plantas.
FU –3B	Planícies intertidais e subtidais (intertidal and subtidal flats).	Argila plástica e argiloso com lâminas (laminae) de areia muito fina a média. Alternância rítmica de argila e areia com ripples.	Cinzeno-escuro.	Argila: 0%; Areia: ≥ 5%.	Erosivo gradual.	ou Disposta horizontalmente. de água doce.	Pólens de <i>Chenopodiaceae sp.</i> , esporos de <i>Isoetes sp.</i> , sementes de plantas de água doce (bem preservadas), diatomáceas, dinoflagelados e foraminíferos (aglutinados e carbonatados).	Bioturbação.

UFS	Ambiente deposicional	Litologia	Cor	CaCO3 (%)	Superfície basal	Matéria orgânica	Flora e fauna	Detalhes
FU – 4	Prodelta (marinho) pouco profundo (<i>shallow-marine prodelta</i>).	Areia muito grosseira com pebbles de argila e fragmentos de conchas na base. Lodo silto-argiloso, por vezes ligeiramente arenoso, com lâminas e lentículas de areia fina a média. Areia, lodo silto-argiloso e argila siltosa. Ausência de estruturas sedimentares devido à elevada bioturbação.	Cinzento-escuro.	≥ 5%.	Erosivo.	Restos de plantas de água doce (bem preservados).	Esporos de <i>Characeae sp.</i> , <i>Isoetes sp.</i> e <i>Gloeotrichia sp.</i> , sementes de plantas de água doce (bem preservadas), diatomáceas, ostracodos, foraminíferos (calcários) e macrofauna (bivalves e equinodermes) marinha.	Conchas e fragmentos de conchas frequentes. Bioturbação. Sobrepõe-se directamente a FU- 3A.
FU 5A	– Bancos distributários de boca de maré com conchas. <i>Distributary mouth tidal bars with shells..</i>	Areia média a grosseira com lâminas de argila bioturbadas. Sequência granocrescente.	Cinzento-escuro, cinzento.	≥ 5% na presença de conchas.	Gradual.	Restos de plantas de água doce (bem preservados).	Sementes de plantas de água doce preservadas), diatomáceas, foraminíferos (carbonatados) e superfície erosiva com macrofauna (bivalves) cascalho, pebbles de argila e salobra.	Conchas e fragmentos de conchas muito abundantes. Bioturbação. Sequência granocrescente onde se define e superfície erosiva com fragmentos de concha.
FU 5B	– Canais de influência fluvial com conchas. <i>Fluvially influenced tidal channels without shells.</i>	Areia muito fina a grosseira e laminada sem bioturbados. Sequência granodecrescente.	Cinzento-escuro,.	a 0%.	Erosivo. Depósito fundo (<i>lag deposit</i>) cascalho, pebbles de argila e fragmentos de conchas.	Restos de plantas de água doce (bem preservados) com dispostos horizontalmente.	Sementes de plantas de água doce, diatomáceas, pólenes de <i>Chenopodiaceae sp.</i> extremamente raros.	Conchas e foraminíferos

Nota: As classificações litológicas correspondem à terminologia da USDA (United States Department of Agriculture).

ANEXO 2

Metodologias laboratoriais

Procedimento 1: Metodologia utilizada na preparação dos sedimentos para análise granulométrica (adaptação da metodologia praticada no LSM da UGM – LNEG, I.P.):

1. Colheita de cerca de 10 – 12 g de sedimento e registo do peso do sedimento húmido.
2. Liofilização da amostra de modo a eliminar a água presente no sedimento, pesagem e registo do peso seco.
3. Separação das partículas > 2 mm utilizando um peneiro de inox. A fracção superior a 2 mm é pesada e arquivada. A fracção inferior a 2 mm é colocada num copo de plástico devidamente etiquetado e encaminhada para remoção de matéria orgânica presente.
4. Remoção da matéria orgânica através de oxidação com Peróxido de Hidrogénio básico (água oxigenada H₂O₂ 130 vol. com amónia). A libertação de CO₂ será tanto maior quanto maior for a quantidade de matéria orgânica presente na amostra. A adição de Peróxido de Hidrogénio básico é faseada e é efectuada em volumes crescentes (25ml, 50 ml, 50 ml, 75 ml) até a reacção terminar. Se a reacção persistir após os quatro ataques com Peróxido de Hidrogénio básico, deve repetir-se o procedimento do terceiro dia até a reacção terminar. Uma vez terminada a reacção, a amostra é colocada em banho-maria de modo a facilitar a libertação de H₂ e completar a eliminação da matéria orgânica.
5. Lavagem do sedimento com água destilada de modo a remover resíduos de água oxigenada. A lavagem de sedimento é realizada através de um sistema de “velas” (desenvolvido no Laboratório de Geologia Marinha do antigo Instituto Geológico e Mineiro - IGM). As “velas” são cilindros porosos de diatomito, possuindo carvão activado no seu interior, e funcionam num sistema de vácuo para libertação do excesso de H. Após seis extracções de 800ml de água destilada considera-se que o sedimento se encontra pronto para ser analisado.
6. O último passo consiste em retirar o excesso de água da amostra e proceder à sua homogeneização através de agitação mecânica, recorrendo a um agitador vertical, para assegurar que a subamostra retirada para análise é representativa da amostra total. Com uma pipeta de Pasteur, retira-se um determinado volume de amostra e introduz-se na câmara do aparelho. Os dados obtidos possibilitam o cálculo da percentagem de argila, silte e areia presente na amostra. De modo a garantir a representatividade da amostra, são realizados, no mínimo, 3 ensaios.

Procedimento 2: O procedimento laboratorial utilizado para o tratamento de sedimentos para análise de microfósseis siliciosos inclui as seguintes etapas:

1. Pesar cerca de 2 – 2,5 g de sedimento húmido e colocá-lo num copo com volume de 250 ml. A quantidade de sedimento a tratar deve garantir a correcta representação dos diferentes taxa de microfósseis siliciosos presentes na amostra. Se o sedimento provém de zonas com elevada produtividade biológica não será necessária tanta quantidade de amostra para análise.
2. Dispersar as argilas presentes no sedimento adicionando 25 ml de uma solução de Hexametáfosfato de Sódio (Calgon 0,033 M) e deixar repousar cerca de 12 horas. O Calgon é um dispersante que contém fosfato de sódio e carbonato de sódio. Levar a evaporar, sem deixar secar, colocando o copo numa placa de aquecimento a ca. de 70 ° C. Agitar ocasionalmente para facilitar a dispersão da amostra e evitar que esta adira à superfície do copo.
3. Oxidar a matéria orgânica adicionando 25 ml de Peróxido de Hidrogénio (H₂O₂) a 30%. Deixar reagir à temperatura ambiente até a reacção terminar ou diminuir de intensidade. Colocar o copo numa placa de aquecimento a ca. de 60 – 80 ° C até a reacção parar. A agitação da amostra é essencial para facilitar a reacção e evitar que o material adira à superfície do copo. Quando a matéria orgânica presente na amostra é muito abundante é necessário repetir o processo até a reacção terminar.
4. Remover os carbonatos adicionando 25 ml de Ácido Clorídrico (HCL) a 10%. Repetir o procedimento descrito para o ataque com Peróxido de Hidrogénio.
5. Adicionar água destilada, deixar repousar ca. de 8 horas e remover o excesso de líquido (correspondente a 9 cm de altura) com a ajuda de uma pipeta ligada a um sistema de vácuo. Repetir este procedimento até eliminar as argilas em suspensão e a solução apresentar pH neutro.

Procedimento 3: Método analítico para determinação de biomarcadores moleculares (C₃₇ alquenonas e n-alcenos) em sedimentos.

Este procedimento laboratorial inclui as seguintes etapas:

1. Armazenamento, liofilização e homogeneização da amostra: as amostras de sedimento utilizadas em estudos biogeoquímicos deverão ser conservadas congeladas, de modo a evitar a degradação da matéria orgânica pela actividade microbiana. Idealmente, a colheita de amostra para análise de biomarcadores moleculares deverá ser feita no momento da recuperação do testemunho de sondagem. Neste trabalho, apenas foi possível congelar as amostras, a uma temperatura de -20°C, após a sua colheita. Antes de serem amostrados, os testemunhos de sondagem utilizados neste trabalho foram armazenados a 4 - 5 °C, encontrando-se devidamente condicionados em plástico e protegidos da luz. De acordo com Grimalt *et al.* (2002), não se verificam diferenças significativas na composição de alquenonas C₃₇ entre amostras que foram conservadas congeladas ou à temperatura ambiente. Depois de congeladas, as amostras foram liofilizadas (de modo a eliminar a água intersticial presente no sedimento) e homogeneizadas com uma espátula de metal.

2. Adição de padrão interno: a adição de padrão interno à amostra a analisar é essencial para a quantificação da concentração dos compostos de interesse presentes no sedimento. Neste método, a solução padrão utilizada consiste numa mistura com três compostos com concentração conhecida: os n-alcenos de 36 e 40 átomos de carbono (hexatriacontano (C₃₆) e tetracontano (C₄₀), respectivamente) e o álcool nonadecanol-1-ol com 19 átomos de carbono (C₁₉OH).

3. Extração da fase lipídica: após a adição de 10 µL de padrão interno a 2,5 – 3 g de sedimento seco, procedeu-se à extração da fase lipídica com solventes orgânicos. Ao sedimento são adicionados 3 X 8ml de diclorometano (DCM – CH₂Cl₂). Para garantir a homogeneização da mistura e uma boa recuperação dos compostos com interesse analítico, procedeu-se à agitação em vortex e em banho de ultra-sons durante 15 min. A amostra foi centrifugada durante 5 min., os extractos recolhidos em conjunto para um tubo e evaporados até à secura num sistema de nitrogénio à temperatura de 37 °C.

4. Purificação do extracto e recuperação com n-hexano: para a purificação dos extractos recorreu-se à hidrólise alcalina. Neste trabalho, o extracto foi purificado por saponificação com potassa metanólica a 6% e os compostos lipídicos neutros e polares não ácidos recuperados com solvente n-hexano. Aos extractos evaporados foram adicionados 3 ml de hidróxido de potássio dissolvido em metanol a 6% (KOH –MeOH – Potassa metanólica) e 100 µl de tolueno. A homogeneização da mistura foi realizada

através da agitação em vortex e em banho de ultra-sons durante 15 min. A mistura foi deixada em repouso durante 12 horas à temperatura ambiente. Os compostos lipídicos neutros e polares não ácidos foram recuperados com solvente n-hexano (3 X 2 ml). Aos extractos resultantes adicionou-se ca. de 1ml de água ultra-pura Mili-Q da Millipore para eliminar eventuais resíduos de KOH presente na fase hexânica. A fase hexânica é por fim extraída para um tubo de ensaio e concentrada com corrente de nitrogénio a 37 °C.

5. Derivação ou derivatização com BSTFA: a recuperação do extracto presente no tubo de ensaio foi realizada com uma solução de hexano-diclorometano (2/8 CH₂CL₂). Após a total evaporação do solvente n-hexano, cerca de 300 µL da solução de hexano-diclorometano foram adicionados ao extracto e agitados. A solução é extraída totalmente para um pequeno frasco cónico (vial) com cerca de 900 µl de capacidade. Este procedimento foi repetido duas vezes para garantir a total recuperação do extracto. Por fim, este é concentrado por evaporação, durante 35 min., num evaporador rotativo. A técnica de separação por cromatografia gasosa requer normalmente uma pré-derivação dos compostos a analisar, uma vez que a análise requer derivados voláteis para garantir uma separação adequada. A técnica de derivação utilizada neste trabalho foi a sililação com recurso a bis(trimetilsilil)trifluoroacetamida (BSTFA). O BSTFA é um agente sililante que confere estabilidade físico-química e aumenta a volatilidade de compostos polares, evitando a adsorção destes compostos às paredes da coluna do cromatógrafo. Adicionaram-se, a cada amostra, 60 µL de sililante BSTFA diluído a 50% com tolueno, seguido de agitação em vortex.

6. Análise por cromatografia gasosa.

ANEXO 3

Tabela A 8: Diatomáceas identificadas na sondagem de VFX.

Diatomáceas	Habitat		
	Marinho	Salobro	Água doce
<i>Achnantes</i> spp.			x
<i>Actinocyclus normanii</i> (Gregory) Hustedt	x (a)		
<i>Actinocyclus normanii</i> fo. <i>subsalsa</i> (Juhlin-Dannfelt) Hustedt		x (b)	
<i>Actinocyclus</i> sp.	x		
<i>Actinoptycus splendens</i> (Shadbolt) Ralfs ex Pritchard	x		
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	x		
<i>Amphiprora</i> sp.	x		
<i>Amphora</i> spp.			x
<i>Anorthoseis</i> sp.	x		
<i>Aulocoseira granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen			x
<i>Aulocoseira</i> spp.			x
<i>Biddulphia biddulphiana</i> (J.E. Smith) Boyer	x		
<i>Bidulphia</i> sp.	x		
<i>Caloneis</i> sp.			x
<i>Campylosira cymbelliformis</i> (A. Schmidt) Grunow ex Van Heurck	x		
<i>Catacombas gaillonii</i> (Bory de Saint-Vincent) DM Williams e Round	x		
<i>Chaetoceros</i> spp.	x (d)		
<i>Cocconeis</i> cf. <i>scutellum</i> var. <i>parva</i> (Grunow in Van Heurck) Cleve	x		
<i>Cocconeis</i> cf. <i>pseudomarginata</i> Gregory	x		
<i>Cocconeis</i> cf. <i>scutellum</i> Ehrenberg	x		
<i>Cocconeis</i> cf. <i>placentula</i> (Ehrenberg)			x
<i>Cocconeis disculus</i> (Schumann) Cleve	x		
<i>Cocconeis pediculus</i> (Ehrenberg)		x (b)	
<i>Cocconeis placentula</i> (Ehrenberg)			x
<i>Cocconeis scutellum</i> Ehrenberg	x		
<i>Cocconeis</i> sp.	x		
<i>Coscinodiscus</i> spp.	x		
<i>Cyclotella</i> cf. <i>litoralis</i> (Lange e Syvertsen)	x		
<i>Cyclotella meneghiniana</i> (Kützing)	x (a)		
<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow in Cleve et Grunow	x		
<i>Cymatosira belgica</i> Grunow in Van Heurck	x		
<i>Cymbella</i> spp.			x

Diatomáceas	Habitat		
	Marinho	Salobro	Água doce
<i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) G. Andrews	x		
<i>Diatoma</i> spp.			x
<i>Dimmerogramma</i> sp.	x		
<i>Diploneis</i> cf. <i>cabro</i> (Ehrenberg) Cleve	x		
<i>Diploneis</i> cf. <i>bombus</i> (Ehrenberg) Ehrenberg ex Cleve	x		
<i>Diploneis</i> sp.	x		
<i>Epithemia adnata</i> (Kützing) Rabenhorst (= <i>E. zebra</i> (Ehr.) (Kützing) Husted)		x (b)	
<i>Epithemia</i> cf. <i>sorex</i> Kützing		x (b)	
<i>Epithemia sorex</i> (Kützing)		x (b)	
<i>Epithemia</i> spp.		x (b)	
<i>Ethmodiscus</i> sp. (Fragmentos)	x		
<i>Eunotia</i> spp.			x
<i>Gomphonema</i> spp.			x
<i>Gomphonema truncatum</i> Ehrenberg			x
<i>Grammatophora serpentina</i> Ehrenberg	x		
<i>Gyrosigma</i> cf. <i>acuminatum</i> (Kützing) Rabenhorst		x	
<i>Leptocylindrus</i> spp.	x (d)		
<i>Luticola mutica</i> (Kützing) D.G. Mann			x
<i>Luticola obligata</i> (Husted)			x
<i>Martyana marty</i> (Héribaud) F.E. Round			x
<i>Melosira</i> sp.			x
<i>Melosira westi</i> W. Smith	x		
<i>Navicula cancellata</i> Donkin	x		
<i>Navicula</i> cf. <i>cancellata</i> Donkin	x		
<i>Navicula</i> cf. <i>radiosa</i> (Kützing)			x
<i>Navicula</i> sp1.			x
<i>Navicula</i> sp2.	x		
<i>Navicula tuscula</i> Ehrenberg			x (c)
<i>Nitzschia</i> cf. <i>balatonis</i> Grunow in Cleve et Grunow		x	
<i>Nitzschia</i> cf. <i>bicapitata</i> Cleve	x		
<i>Nitzschia</i> cf. <i>commutata</i> (Grunow in Cleve et Grunow)		x (b)	
<i>Nitzschia</i> cf. <i>frustulum</i> (Kütz.) Grunow		x	
<i>Nitzschia</i> cf. <i>levidensis</i> (W. Smith) Grunow	x		

<i>Diatomáceas</i>	<i>Habitat</i>		
	<i>Marinho</i>	<i>Salobro</i>	<i>Água doce</i>
<i>Nitzschia cf. palea</i> (Kütz.) W. Smith		x	
<i>Nitzschia cf. recta</i> Hantzsch		x (b)	
<i>Nitzschia cf. vivax</i> W. Smith	x (a)		
<i>Nitzschia sinuata</i> var. <i>tabellaria</i> (Grunow) Grunow			x
<i>Nitzschia</i> spp.			
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	x		
<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg			x
<i>Pinnularia</i> spp.			x
<i>Plagiogramma</i> sp.	x		
<i>Pleurosigma</i> spp.	x		
<i>Psammodiscus nitidus</i> (Gregory) Round in Mann	x		
<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grun. in Van Heurck) Williams et Round		x (b)	
<i>Raphoneis amphiceros</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	x		
<i>Reimeria</i> spp.			x
<i>Rhizosolenia</i> sp.	x		
<i>Rhopalodia cf. musculus</i> (Kützing) Müller		x	
<i>Stauroneis cf. phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehrenberg			x
<i>Stauroneis</i> sp.			x
<i>Staurosirella leptostauron</i> (Ehrenb.) D.M. Williams et Round		x (b)	
<i>Staurosirella pinnata</i> (Ehrenberg) Williams e Round		x (b)	
<i>Surirella cf. armoricana</i> Peragallo	x		
<i>Surirella cf. biseriata</i> Brébisson in Brébisson e Godey			
<i>Surirella cf. fastuosa</i> (Ehrenberg) Kützing	x		
<i>Surirella cf. ovalis</i> Brébisson			x
<i>Surirella</i> sp.			
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch) Ehrenberg			x
<i>Tabellaria</i> sp.			x
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) Grunow ex Husted	x		

Diatomáceas	Habitat		
	Marinho	Salobro	Água doce
<i>Thalassiosira cf. eccentrica</i> (Ehrenberg) Cleve	x		
<i>Thalassiosira cf. leptopus</i> Grunow	x		
<i>Thalassiosira cf. lineata</i> (Jousé)	x		
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehrenberg) Cleve	x		
<i>Thalassiosira spp.</i>	x		
<i>Triceratium alternans</i> J.W. Bailey	x		
<i>Triceratium favos</i> Ehrenberg	x		
<i>Tryblionella balatonis</i> (Grunow in Cleve et Grunow) D.G. Mann		x	
<i>Tryblionella cf. acuminata</i> (W.Smith) Grunow		x	
<i>Tryblionella cf. apiculata</i> (Gregory)		x	
<i>Tryblionella cf. punctata</i> W. Smith	x		
<i>Tryblionella navicularis</i> (Brébisson ex Kützing) Ralfs in Pritchard	x		
<i>Tryblionella punctata</i> W. Smith	x		

Nota: a) Habitat Marinho e/ou Salobro; b) Habitat salobro e/ou de água doce; c) Habitat de água doce e/ou salobro; d) Espécies relacionadas com afloramento costeiro

