

UNIVERSIDADE DO ALGARVE

**A Plataforma Continental Algarvia como arquivo de
Paleoambientes e Paleoclimas Holocénicos.
O papel do ^{14}C no seu estudo.**

José Manuel de Matos Martins

Dissertação para obtenção do Grau de Doutor em Ciências do
Mar, da Terra e do Ambiente, Ramo Geociências,
Especialidade Geoquímica

Trabalho efetuado sob a orientação de: Doutor António Monge Soares

Prof. Doutor João Alveirinho Dias

Prof. Doutor Óscar Ferreira

2014

UNIVERSIDADE DO ALGARVE

A Plataforma Continental Algarvia como arquivo de Paleoambientes e Paleoclimas Holocénicos.

O papel do ^{14}C no seu estudo.

José Manuel de Matos Martins

Dissertação para obtenção do Grau de Doutor em Ciências do
Mar, da Terra e do Ambiente, Ramo Geociências,
Especialidade Geoquímica

Trabalho efetuado sob a orientação de: Doutor António Monge Soares

Prof. Doutor João Alveirinho Dias

Prof. Doutor Óscar Ferreira

2014

**A Plataforma Continental Algarvia como arquivo de
Paleoambientes e Paleoclimas Holocénicos.
O papel do ^{14}C no seu estudo.**

Declaração de autoria do trabalho

_____ Declaro ser o autor deste trabalho, que é original e inédito. Autores e trabalhos consultados estão devidamente citados no texto e constam da listagem de referências incluída.

Copyright José Manuel de Matos Martins, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve.

A Universidade do Algarve tem o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicitar este trabalho através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, de o divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.

Agradecimentos

Quero expressar o meu sincero e profundo agradecimento às várias pessoas e instituições que me incentivaram e ajudaram ao longo destes últimos anos. Sem o apoio incondicional destas pessoas e instituições não teria sido possível concretizar esta dissertação.

Gostaria em primeiro lugar de agradecer ao meu orientador Doutor António Manuel Monge Soares para o qual não tenho palavras para agradecer toda a sua amizade, ajuda e incentivo, e pelo profundo prazer com que partilhei todas as minhas alegrias e frustrações pessoais e profissionais ao longo da elaboração desta dissertação. Ao meu orientador Doutor Óscar Ferreira por ter agarrado este projeto com toda a sua dedicação e sabedoria. Ao meu orientador Doutor João Alveirinho Dias por todo o seu apoio, incentivo e a disponibilidade que sempre demonstrou para comigo.

Quero agradecer também a todas as pessoas com quem tive o prazer de trabalhar no Centro de Ciências e Tecnologias Nucleares (C²TN), Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa (ex-Instituto Tecnológico e Nuclear) nomeadamente à Doutora Fátima Araújo e aos meus colegas e amigos Pedro, Guilherme, Dina, Manuela, José Maria, Susana, Maria João e Elin. Um agradecimento especial ao António Amaro e ao Paulo Portela com quem tive o prazer de partilhar muitas horas de trabalho laboratorial para que esta dissertação fosse desenvolvida. Agradeço também ao meu colega e amigo Jorge Duarte pela ajuda nas campanhas de amostragem.

Do Centro de Investigação Marinha e Ambiental da Universidade do Algarve (CIMA), agradeço à Doutora Isabel Mendes, à Doutora Ana Matias e à minha colega Francisca Rosa pela ajuda e disponibilidade que sempre demonstraram ter para comigo.

As minhas palavras de apreço também para a Doutora Ana Ramos Pereira pela disponibilidade e amabilidade com que sempre me recebeu e apoiou.

Por último mas não menos importante, não poderia deixar de agradecer à minha família em especial à minha esposa Rita que suportou a minha ausência e a distância que nos separou durante estes anos, para que a concretização deste objetivo fosse uma realidade. Esta dissertação é dedicada à minha pequena Leonor que veio iluminar os meus dias durante a fase de redação deste trabalho e que com toda a sua inocência representou a peça fundamental que faltava encaixar para completar este puzzle.

Apoio financeiro e institucional

Esta dissertação não poderia ter sido desenvolvida sem o apoio financeiro e institucional da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT-MCTES) através da Bolsa de Doutoramento com referência SFRH/BD/45528/2008 financiada pelo Programa Operacional Potencial Humano do QREN Portugal 2007-2013 e por verbas do Orçamento de Estado do MCTES, que me foi atribuída para a realização desta dissertação.

Para além deste apoio, esta dissertação beneficiou ainda dos seguintes projetos de investigação financiados também pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT-MCTES):

- PTDC/MAR/68932/2006 – O Efeito de Reservatório Oceânico nas Áreas de Transição do *Upwelling* Costeiro Oeste-Ibérico (Aveiro/Foz do Minho; Cabo de Santa Maria/Foz do Guadiana).
- PTDC/CTE-GIX/104035/2008 – Mudanças ambientais: interações fluvio-marinhas nos últimos 5000 anos (FMI 5000).
- PTDC/CTE-GIX/105370/2008 – Evolução recente dos estuários da costa oeste portuguesa: estudo do registo geológico dos sapais em alta resolução (WestLog).
- PTDC/HIS-ARQ/110442/2008 – Metalurgia Primitiva no Território Português. (EARLYMETAL).
- POCTI/P/MAR/15289/99 – Consequences of river discharge modifications on coastal zone and continental shelf (CRIDA).

Resumo

A análise e consolidação da reconstrução paleoambiental e paleoclimática para o Holocénico, na orla algarvia, constituíram o principal objetivo da investigação que está na base desta dissertação. Foi concebida uma abordagem *multi-proxy* baseada no estudo da variabilidade do efeito de reservatório oceânico (ΔR) na costa norte do Golfo de Cádiz e na caracterização geoquímica isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) da matéria orgânica sedimentar presente em testemunhos verticais de sedimentos marinhos e estuarinos colhidos nas regiões do Barlavento e Sotavento algarvios. Foi efetuada também uma análise geocronológica relativa à génese das formações eolianíticas presentes no Barlavento. A datação por ^{14}C , apoiada numa estatística Bayesiana, desempenhou, assim, um papel essencial no enquadramento temporal dos vários *proxies* tomados em consideração.

Foram determinados pela primeira vez valores de ΔR para o Sotavento algarvio, que foram comparados com valores anteriormente determinados e agora revistos para as regiões adjacentes. Os valores médios de ΔR para estas regiões (Barlavento, Sotavento e costa atlântica da Andaluzia) estão de acordo com as diferentes condicionantes oceanográficas dominantes nestas regiões. Eventos de Bond, nomeadamente o de 0,8 ka cal BP, encontram-se refletidos nos valores obtidos para ΔR e na análise geoquímica da matéria orgânica sedimentar. Para além destes eventos de frio, os dados obtidos com os *proxies* analisados nos testemunhos verticais de sedimentos permitiram, também, o registo de episódios de cheia, de impactos antrópicos e apontam para o registo do *tsunami* que se seguiu ao terramoto de 1755. A datação pelo ^{14}C de formações eolianíticas do Barlavento permitiu o estabelecimento de um esqueleto cronológico para a sua formação. Novos dados sobre o *beachrock* presente entre as praias de Armação de Pêra e da Galé permitiram atribuir-lhe uma cronologia rigorosa e ajudaram a definir a posição do nível médio do mar na altura da sua formação.

Palavras-Chave: Geoquímica isotópica; Efeito de reservatório oceânico; Datação por ^{14}C ; Eolianitos; Holocénico.

Abstract

The study of the paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction on the Algarve margin during the Holocene is the main objective of this research. A multi-proxy approach was developed based on the study of the variability of the marine radiocarbon reservoir effect (ΔR) off the northern coastal region of the Gulf of Cadiz and the geochemical ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) characterization of sedimentary organic matter present in cores collected in the Barlavento and Sotavento regions of Algarve. In addition to these components a geochronological study of aeolianite formations present in the Barlavento region was also performed. The ^{14}C dating played a key role in the integration and interpretation of these proxies being the geochronological analysis based on a Bayesian statistic.

For the first time ΔR values were determined for the Sotavento coastal region, which were compared with the values previously determined and now revised for the adjacent regions. Mean ΔR values determined for these regions (Barlavento, Sotavento, and atlantic coast of Andalusia) are in accordance with the different oceanographic conditions prevailing in these coastal regions.

Bond events, such that one determined by deMenocal at 0.8 cal ka BP, were identified in the set of ΔR values and in the geochemical analysis performed in cores. In addition to these cold events, data obtained with proxies from the analyzed cores also allowed the identification of floods, human impact and the tsunami that followed the Lisbon earthquake of 1755. Radiocarbon dating of aeolianites located in the Barlavento region allowed to set up a chronological framework for the formation of these sedimentary structures. Also new data concerning the beachrock that outcrops between the beaches of Armação de Pêra and Galé allowed to ascribe an accurate chronology for its formation and the position of the mean sea level at that time.

Keywords: Isotopic geochemistry, Marine radiocarbon reservoir effect, Radiocarbon dating, Aeolianites, Holocene.

Agradecimentos	1
Resumo	3
Abstract	4
Índice Geral	5
Índice de Figuras	10
Índice de Tabelas	13
1. Introdução, Objetivos e Estrutura da Dissertação	15
1.1. Introdução	17
1.1.1. Eventos climáticos durante o Holocénico no Atlântico Norte	17
1.1.2. Eventos climáticos na zona norte do Golfo de Cádiz	18
1.1.3. O efeito de reservatório oceânico (ΔR)	19
1.1.4. Geoquímica Isotópica	22
1.1.5. Eolianitos	24
1.2. Área de estudo	25
1.3. Objetivos	27
1.4. Estrutura da dissertação	29
2. Métodos	31
2.1. Datação por ^{14}C	33
2.1.1. Produção de ^{14}C	33
2.1.2. O método de datação por ^{14}C	34
2.1.3. Fundamento do método de datação por ^{14}C	35
2.1.4. Datas convencionais de ^{14}C	36
2.1.5. Medição da atividade em ^{14}C	38
2.1.6. Variações naturais na concentração de ^{14}C no reservatório oceânico	38
2.1.7. Variações antropogénicas na concentração de ^{14}C	39
2.1.8. Calibração de idades convencionais de ^{14}C	39
2.1.9. Estatística Bayesiana	41
2.1.10. Parte Experimental	43
2.1.10.1. Pré-Tratamento de amostras	44
2.1.10.1.1. Conchas de moluscos	44
2.1.10.1.2. Areias (Fração Carbonatada)	46
2.1.10.1.3. Ossos	47

2.1.10.1.4. Carvão e Madeira	48
2.1.10.2. Síntese de benzeno	49
2.1.10.3. Espectrometria de Cintilação Líquida	51
2.1.10.4. Cálculo de datas convencionais de ^{14}C	51
2.2. Geoquímica Isotópica	52
2.2.1. Isótopos estáveis	52
2.2.2. Fracionamento isotópico	52
2.2.3. Espectrometria de Massa	54
2.2.3.1. Espectrómetro de Massa de Razões Isotópicas de Dupla Entrada (DI-IRMS)	55
2.2.3.2. Espectrómetro de Massa de Razões Isotópicas de Fluxo Contínuo (CF-IRMS)	57
2.2.4. Parte experimental	59
2.2.4.1. Operacionalidade do espectrómetro de massa	59
2.2.4.2. Pré-tratamento de amostras	60
2.2.4.2.1. Secagem/Liofilização e Homogeneização	60
2.2.4.2.2. Descarboxinação	61
2.2.5. Análise Elementar (C, N) e Isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$).....	62
2.2.6. Normalização das medições isotópicas	63
2.2.6.1. Materiais de referência primários	64
2.2.6.1.1. PDB e V-PDB	64
2.2.6.1.2. N_2 Atmosférico	64
2.2.6.2. Materiais de Intercomparação	64
2.2.6.3. Materiais de referência internos	65
2.2.7. Tratamento de resultados das medições isotópicas	65
3. O Efeito de Reservatório Oceânico (ΔR)	67
3.1. A problemática associada ao efeito de reservatório oceânico (ΔR)	69
3.2. Relação entre ΔR e Upwelling	71
3.2.1. Costa Ocidental Portuguesa	72
3.2.2. Costa norte do Golfo de Cádiz	74
3.3. Cálculo do valor do ΔR em estudos anteriores na Península Ibérica	75
3.4. Cálculo do ΔR	76

3.4.1. Amostras provenientes de estudos anteriores	77
3.4.1.1. Pares de amostras	77
3.4.1.2. Amostras historicamente datadas, anteriores a 1950	78
3.4.2. Amostras provenientes da biosfera terrestre	79
3.4.3. Amostras provenientes da biosfera marinha	79
3.4.4. Interpolação	80
3.4.5. Utilização de pares múltiplos de amostras para cada contexto	81
3.4.6. Teste χ^2	82
3.4.7. Valor médio ponderado do ΔR	83
3.4.8. Incerteza associada à determinação do valor médio do ΔR	83
3.4.9. Idade Reservatório R(t)	84
3.5. Resultados obtidos	84
3.5.1. Costa Ocidental Portuguesa	84
3.5.1.1. Valores de ΔR para o Holocénico	84
3.5.1.2. Valor moderno de ΔR	88
3.5.2. Costa Norte do Golfo de Cádiz	89
3.5.2.1. Barlavento	89
3.5.2.2. Sotavento	91
3.5.2.3. Valores modernos de ΔR para o Barlavento e Sotavento	94
3.5.2.4. Costa Andaluza do Golfo de Cádiz	95
3.6. Variabilidade do ΔR e interpretação Paleoambiental e Paleoclimática	97
4. Análise geoquímica de matéria orgânica sedimentar	103
4.1. Matéria orgânica sedimentar	105
4.2. Caracterização dos parâmetros geoquímicos determinados	107
4.2.1. Carbono Orgânico (C_{org})	107
4.2.2. Carbono Inorgânico (C_{inorg})	107
4.2.3. Razão C/N	108
4.2.4. Composições Isotópicas $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$	110
4.3. Integração dos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ com a razão C/N	111
4.4. Localização e caracterização das zonas em estudo	114
4.4.1. Estuário do Guadiana/ Plataforma Continental algarvia	115
4.4.2. Estuário da Ribeira de Bensafrim	119

4.4.3. Localização e descrição dos testemunhos analisados	120
4.4.3.1. Testemunhos 6 e 3 (CRIDA0702)	120
4.4.3.2. Testemunho BF3	121
4.5. Resultados obtidos	122
4.5.1. Análise elementar (C, N) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$)	122
4.5.1.1 Testemunho 6	122
4.5.1.2 Testemunho 3	126
4.5.1.3 Testemunho BF3	131
4.5.2. Fontes de matéria orgânica	134
4.5.3. Matéria orgânica presente nos sedimentos	138
4.5.4. Datações por ^{14}C	141
4.5.5. Modelos de deposição	143
4.5.5.1 Testemunhos 3 e 6 (CRIDA0702)	143
4.5.5.2 Testemunho BF3	146
4.6. Interpretação Paleoambiental e Paleoclimática	148
4.6.1. Testemunho 6 e 3 (CRIDA0702)	148
4.6.1.1. Variações entre <i>c.</i> 12600 e <i>c.</i> 5700 cal BP	150
4.6.1.2. Variações entre <i>c.</i> 5700 e <i>c.</i> 310 cal BP	154
4.6.1.3. Variações entre <i>c.</i> 310 cal BP e -52 cal BP (2002)	157
4.6.2. Testemunho BF3	160
4.6.2.1. Variações entre <i>c.</i> 5500 cal BP e <i>c.</i> 3500 cal BP.....	161
4.6.2.2. Variações entre <i>c.</i> 3500 cal BP e 1750 cal BP.....	162
4.6.2.3. Variações entre 1750 cal BP e -59 cal BP (2009)	162
5.Eolianitos	165
5.1. Formação e distribuição de eolianitos	167
5.1.1. Ocorrência de eolianitos em Portugal	171
5.2. Datação por ^{14}C de eolianitos	174
5.3. Eolianitos na costa sul Portuguesa	175
5.3.1. Localização e recolha de amostras	176
5.4. Resultados	178
5.4.1. Acumulações arenosas atuais	178
5.4.1.1. Armação de Pêra	178
5.4.1.2. Praia Grande	179

5.4.1.3. Ilha da Culatra	180
5.4.1.4. Cordoama	181
5.4.2. Acumulações arenosas consolidadas (eolianitos)	181
5.4.2.1. Cordoama	181
5.4.2.2. Castelejo	183
5.4.2.3. Telheiro	185
5.4.2.4. Sagres	186
5.4.2.5. Salema	188
5.4.2.6. Armação de Pêra	189
5.4.3 Acumulações arenosas consolidadas (<i>beachrocks</i>)	191
5.4.3.1 Armação de Pêra	191
5.4.3.2 Praia Grande	192
5.5. Discussão dos resultados	193
5.5.1. Acumulações arenosas atuais	193
5.5.2 Eolianitos	195
5.5.3 <i>Beachrock</i>	197
5.6. Interpetação Paleoambiental e Paleoclimática	200
6. Reconstrução Paleoambiental e Paleoclimática	205
6.1 Introdução	207
6.2. Caraterização Paleoambiental e Paleoclimática ao longo do Holocénico	207
6.2.1. Holocénico Inicial (11,7 – 8,2 ka cal BP)	207
6.2.2. Holocénico Médio (8,2 – 4,2 ka cal BP)	210
6.2.3. Holocénico Tardio (4,2 ka cal BP - Presente)	211
7. Considerações Finais	221
7.1. Conclusões Finais	223
7.1. Propostas de desenvolvimento da investigação	225
Bibliografia	227
Anexos A	243
Anexos B	261
Anexos C	273

Índice de Figuras

Fig. 1.1 – Mapa de localização da área de estudo (costa algarvia), bem como das estruturas e testemunhos sedimentares analisados.	26
Fig. 2.1 – Representação gráfica das curvas IntCal09 (azul) e Marine09 (verde) (Reimer <i>et al.</i> , 2009) segundo o programa de calibração OxCal v. 4.1.7 (Bronk Ramsey, 2009)	40
Fig. 2.2 – Tipos de amostras datadas no âmbito da dissertação com indicação dos pesos iniciais ideais .	43
Fig. 2.3 – Esquema dos procedimentos utilizados no pré-tratamento de amostras de conchas, a) amostra com um peso inicial entre 150 a 70 g; b) amostra com um peso inicial inferior a 70g	45
Fig. 2.4 – Esquema do procedimento utilizado no pré-tratamento da fração carbonatada de areias	46
Fig. 2.5 – Esquema do procedimento utilizado no pré-tratamento de amostras de ossos.....	47
Fig. 2.6 – Esquema do procedimento utilizado no pré-tratamento de amostras de carvão e madeira	48
Fig. 2.7 – Linha de síntese de benzeno existente no Laboratório de Radiocarbono do C ² TN com indicação das reações químicas que se processam até à síntese final de benzeno (C ₆ H ₆)	50
Fig. 2.8 – Componentes do Espectrómetro de Massa, Geo 20-20 (SerCon, Ltd). 1) Sistema de introdução de amostras, 2) fonte de ionização, 3) analisador, e 4) detetor	54
Fig. 2.9 – Esquema de funcionamento da DI-IRMS adaptado de Ghosh e Brand (2003). Em baixo software de funcionamento do espectrómetro de massa Geo 20-20 (adaptadas de Sercon GeoMan Issue 1 (SJW 26/06/2007) SerCon, Ltd)	56
Fig. 2.10 – Esquema de funcionamento do analisador elementar EA (Sercon, Ltd) acoplado a um Espectrómetro de Massa, Geo 20-20.Em baixo software de funcionamento do espectrómetro de massa Geo 20-20 (adpatadas de Sercon GeoMan Issue 1 (SJW 26/06/2007) SerCon, Ltd)	57
Fig. 2.11 – Esquema de procedimento utilizado no pré-tratamento das amostras analisadas	62
Fig. 2.12 – Retas de correção entre valores medidos e valores tabelados	66
Fig. 3.1 – Mapa de localização das áreas em estudo	73
Fig. 3.2 – Mapa de localização dos contextos arqueológicos de onde foram recolhidos os pares de amostras utilizados no cálculo do ΔR	78
Fig. 3.3 – Representação gráfica da determinação do valor do ΔR (baseado em Russel, 2011; Russel <i>et al.</i> , 2011)	80
Fig. 3.4 – Valores de $\Delta R (\pm 1\sigma)$ determinados para a costa ocidental portuguesa	97
Fig. 3.5 – Valores de $\Delta R (\pm 1\sigma)$ determinados para as 3 orlas marítimas estudadas na costa norte do Golfo de Cádiz	98
Fig. 3.6 – Valores de $\Delta R (\pm 1\sigma)$ determinados para a costa ocidental portuguesa e Barlavento algarvio..	101
Fig. 4.1 – Valores da razão C/N (atómica) e valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos de matéria orgânica produzida por algas marinhas, lacustres e plantas terrestres C3 e C4 (adaptado de Meyers, 1994)	112
Fig. 4.2 – Intervalos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{total}}$ (peso/peso) para diferentes fontes de matéria orgânica em ambientes costeiros (adaptado de Lamb <i>et al.</i> , 2006)	112
Fig. 4.3 – Intervalos típicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de acordo com origem da matéria orgânica e ambiente (adaptado de Castro <i>et al.</i> , 2010)	113
Fig. 4.4 – Estuário do Guadiana (adaptado do Google Earth; consultado em 20/11/2012)	115

Fig. 4.5 – Variações da Oscilação do Atlântico Norte (H - Alta Pressão, Açores; L – Baixa Pressão, Islândia) (adaptado de http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/ ; consultado em 18/02/2013)	116
Fig. 4.6 – Estuário da Ribeira de Bensafrim (adaptado do Google Earth; consultado em 20/11/2012)..	119
Fig. 4.7 – Mapa de localização dos testemunhos analisados na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana (mapa adaptado de Gonzalez <i>et al.</i> , 2004; Rosa <i>et al.</i> , 2011)	120
Fig. 4.8 – Mapa localização do local de recolha do testemunho BF3 (adaptado do Google Earth; consultado em 20/11/2012)	121
Fig. 4.9 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 6, A- Azoto total e Carbono Orgânico (mg/g), B- Carbono Inorgânico e Orgânico (mg/g) e C- $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e razão C/N (atómica)	123
Fig. 4.10 – Correlação entre os dados da análise elementar e isotópica do testemunho 6	125
Fig. 4.11 – A – Resultados da análise isotópica $\delta^{15}\text{N}$ para o testemunho 6 (‰) e B – Correlação entre os dados da análise isotópica em $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (‰) do testemunho 6	126
Fig. 4.12 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 3, A- Azoto total e Carbono Orgânico (mg/g), B- Carbono Inorgânico e Orgânico (mg/g) e C- $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e razão C/N (atómica).....	127
Fig. 4.13 – Correlação entre os dados da análise elementar e isotópica do testemunho 3	129
Fig. 4.14 – A – Resultados da análise isotópica $\delta^{15}\text{N}$ para o testemunho 3 (‰) e B - Correlação entre os dados da análise isotópica em $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (‰) do testemunho 3	131
Fig. 4.15 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho BF3, A- Azoto total e Carbono Orgânico (mg/g), B- Carbono Inorgânico e Orgânico (mg/g) e C- $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e razão C/N (atómica)	132
Fig. 4.16 – Correlação entre os dados da análise elementar e isotópica do testemunho BF3	134
Fig. 4.17 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 6, projetados nas correlações entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N efetuadas por Meyers (1994) (A), e Lamb <i>et al.</i> (2006) (B)	135
Fig. 4.18 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 3, projetados nas correlações entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N efetuadas por Meyers (1994)(A), e Lamb <i>et al.</i> (2006)(B)	135
Fig. 4.19 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho BF3, projetados nas correlações entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N efetuadas por Meyers (1994)(A), e Lamb <i>et al.</i> (2006)(B)	136
Fig. 4.20 – Resultados das análises isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) determinadas para o testemunho 6 (A) e testemunho 3 (B), projetados nos intervalos típicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de acordo com origem da matéria orgânica e os ambientes (adaptado de Castro <i>et al.</i> , 2010).....	137
Fig. 4.21 – Variação em profundidade da percentagem de componente terrestre na matéria orgânica sedimentar presente no testemunho 6 e 3	139
Fig. 4.22 – Variação em profundidade da percentagem de componente terrestre na matéria orgânica sedimentar presente no testemunho BF3	140

Fig. 4.23 – Testemunho 3 A) Modelação recorrendo ao OxCal, B) Interpolação das idades em função das profundidades	144
Fig. 4.24 – Testemunho 6 A) Modelação recorrendo ao OxCal B) Interpolação das idades em função das profundidades	145
Fig. 4.25 – BF3 A) Modelação recorrendo ao OxCal B) Interpolação das idades em função das profundidades	147
Fig. 4.26 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 6 (cal BP 1σ)	152
Fig. 4.27 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 3 (cal BP 1σ)	152
Fig. 4.28 – Mapa de localização dos testemunhos analisados e dos testemunhos utilizados nos estudos anteriores (mapa adaptado de Gonzalez <i>et al.</i> , 2004; Rosa <i>et al.</i> , 2011)	153
Fig. 4.29 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho BF3 (cal BP 1σ) ..	161
Fig. 5.1 A- Estratificação entrecruzada (Laje do Castelejo), B - Acumulação atual de areia de encontro a um talude na praia do Castelejo	168
Fig. 5.2 - Principais afloramentos de eolianito presentes na faixa litoral portuguesa (mapa baseado em Pereira e Angelucci, 2004)	171
Fig. 5.3 - A) Cronostratigrafia dos OIS (Oxygen Isotope Stages) 1 a 7 e sub-etapas 5a, 5b e 5C em função do δ ¹⁸ O(‰) (Imbrie <i>et al.</i> , 1984); B) curva de variação do nível do mar proposto por Chappell <i>et al.</i> (1996). (Figura adaptada de Brooke, 2001)	172
Fig. 5.4 - Localização dos locais amostrados	177
Fig. 5.5 – Localização das áreas de recolha e imagens das amostras recolhidas na Ilha da Culatra (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197)	180
Fig. 5.6 – Mapa de localização dos afloramentos de eolianito amostrados na Praia da Cordoama (Fonte imagem, Google Earth v.6.0.3.2197)	182
Fig. 5.7 – Afloramentos de eolianito amostrados na Praia da Cordoama	182
Fig. 5.8 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados na praia do Castelejo (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197)	184
Fig. 5.9 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados na praia do Telheiro (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197)	185
Fig. 5.10 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados em Sagres (Fonte mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197)	187
Fig. 5.11 – Mapa de localização e imagem do afloramento de eolianito amostrados na Praia da Salema (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197)	188
Fig. 5.12 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados em Armação de Pêra entre a foz da ribeira de Alcantarilha e de Espiche (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197).....	189
Fig. 5.13 – Imagens dos afloramentos de <i>beachrock</i> amostrado, encontrando-se localizado em Armação de Pêra na foz da ribeira de Alcantarilha	191
Fig. 5.14 – Imagens dos afloramentos de <i>beachrock</i> amostrado na Praia Grande e da concha de <i>Acanthocardia tuberculata</i> analisada	192

Fig. 6.1 – Relação entre os vários *proxies* analisados e a respetiva integração nos períodos climáticos Holocénico 220

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 – Comparação entre as técnicas de Dupla Entrada (*Dual Inlet*) e Fluxo Contínuo (*Continuous Flow*) (Hoefs, 2009) 55

Tabela 2.2 – Materiais de intercomparação utilizados nas determinações isotópicas 64

Tabela 2.3 – Padrões internos utilizados nas determinações isotópicas 65

Tabela 3.1 – Valores de ΔR para os vários contextos datados na costa ocidental portuguesa 87

Tabela 3.2 – Resultados de ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ e ΔR para as amostras historicamente datadas (anteriores a 1950) recolhidas na costa ocidental Portuguesa 89

Tabela 3.3 – Valores de ΔR para os vários contextos datados no Barlavento algarvio 90

Tabela 3.4 – Valores de ΔR para os vários contextos datados no Sotavento algarvio 93

Tabela 3.5 – Resultados de ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ e ΔR para as amostras historicamente datadas (anteriores a 1950) recolhidas na costa sul portuguesa 94

Tabela 3.6 – Valores de ΔR para os vários contextos datados na costa andaluza do Golfo de Cádiz 96

Tabela 4.1 – Datas de ^{14}C provenientes do testemunho 3 e 6, com os respetivos intervalos de calibração 141

Tabela 4.2 – Datas de ^{14}C provenientes do testemunho Lagos Conv. e os respetivos intervalos de calibração 142

Tabela 5.1 – Resultados obtidos para a areia de praia e do cordão dunar e para fragmentos de conchas colhidos na praia de Armação de Pêra 178

Tabela 5.2 – Resultado obtidos para as amostras recolhidas na duna presente na Ilha da Culatra 180

Tabela 5.3 – Resultados obtidos para as amostras de eolianito recolhidas na praia da Cordoama 182

Tabela 5.4 – Resultados obtidos para os afloramentos de eolianito presente na praia do Castelejo 184

Tabela 5.5 – Resultados obtidos para as amostras de eolianito recolhidas na praia do Telheiro 186

Tabela 5.6 – Resultados obtidos para eolianito presente em Sagres 187

Tabela 5.7 – Resultados obtidos para o eolianito presente na praia da Salema 188

Tabela 5.8 – Resultados obtidos para os afloramentos de eolianito presente em Armação de Pêra (entre a foz da ribeira de Alcantarilha e a ribeira de Espiche) 190

Tabela 5.9 – Resultado obtidos para o *beachrock* presente em Armação de Pêra (foz da Ribeira de Alcantarilha) 191

Tabela 5.10 – Resultado obtidos para o *beachrock* presente na Praia Grande 193

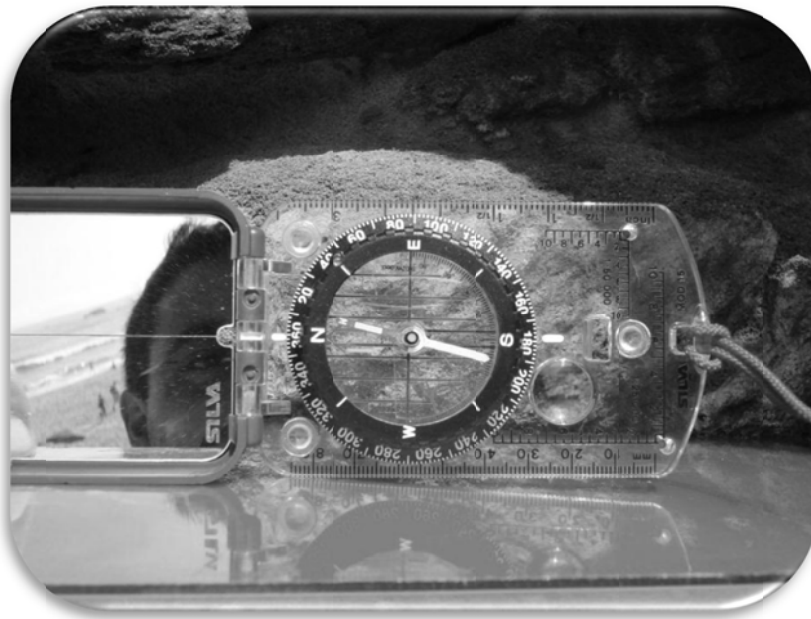
Tabela 5.11 – Resultado obtidos para as amostras de eolianito analisados, utilizando um limite conservativo de 10 ka de ^{14}C para a aproximação à idade “real” da estrutura 196

Tabela 5.12 – Resultado obtidos para o *beachrock* presente em Armação de Pêra e na Praia da Galé efetuado no âmbito das investigações realizadas por Pereira e Soares (1994), Teixeira (1999) e Moura *et al.* (2007) 198

Tabela 5.13 – Resultados obtidos para as amostras colhidas na estrutura eolianítica e no *beachrock* presentes na Praia de Armação de Pêra 201

Capítulo 1

Introdução, Objetivos e Estrutura da Dissertação



1.1 Introdução

1.1.1 Eventos climáticos durante o Holocénico no Atlântico Norte

O Holocénico, ou seja, os últimos 11,7 ka da história da Terra, foi por muitos considerado como climaticamente estável, tendo em consideração as profundas alterações climáticas, à escala milenar, que ocorreram durante os períodos glaciares (Dansgaard *et al.*, 1993). No entanto, durante este período ocorreram modificações ambientais, correlacionáveis com mudanças climáticas, que tiveram diversas e importantes consequências, como por exemplo na antropização do território (*vide* Dias, 1987; Bond *et al.*, 1997; 1999; deMenocal *et al.*, 2000; 2001).

Algumas destas modificações ambientais e eventos climáticos tiveram um impacto significativo, designadamente em todo o hemisfério norte. Desse conjunto de eventos destacam-se os eventos de frio, identificados por Bond *et al.* (1997) em testemunhos verticais de sedimentos recolhidas no Atlântico Norte. Foram, assim, identificados 8 eventos de frio (os eventos de Bond), numerados de 1 a 8, e determinados, respetivamente, em 1,4 ka; 2,8 ka; 4,2 ka; 5,9 ka; 8,1 ka; 9,4 ka; 10,3 ka e 11,1 ka, através do estudo dos IRD (*Ice-Rafted Debris*) presentes nas sequências sedimentares analisadas por aqueles investigadores (Bond *et al.*, 1997). Estudos posteriores adicionaram um novo evento de frio, numerado de 0 (em 0,4 ka), ocorrido durante a Pequena Idade do Gelo (Bond *et al.*, 1999).

Deste conjunto de eventos destaca-se o evento de 8,2 ka (ou evento 5 de Bond), que, pela sua magnitude, é um dos eventos climáticos recorrentemente identificados em estudos paleoclimáticos no Atlântico Norte. Este evento resulta das elevadas descargas de água doce no Mar do Labrador, provenientes da precipitação acumulada durante milhares de anos (águas estas empobrecidas em ^{14}C) no lago glacial Agassiz, localizado na América do Norte, o que alterou o padrão de circulação termohalina no Atlântico Norte (Bond *et al.*, 1997; 2001; Teller *et al.*, 2002).

Outros autores, como deMenocal *et al.* (2000), identificaram também estes eventos de frio, divergindo ligeiramente da cronologia proposta por Bond *et al.* (1997, 1999), através do estudo das SST (*Sea Surface Temperatures*) de um testemunho recolhido próximo do Cabo Branco, na costa africana. Estes autores identificaram eventos de frio em 10,2 ka; 8,0 ka; 6,0 ka; 4,6 ka; 3,0 ka e 1,9 ka, bem como a presença de dois eventos menos proeminentes de frio em 0,8 ka e 0,35 ka (deMenocal *et al.*, 2000). As estimativas relativas ao período de recorrência destes eventos de frio, durante o Holocénico, são

semelhantes em ambos os casos, com um período de 1500 ± 500 anos, determinado por deMenocal *et al.* (2000), e de 1470 ± 500 anos, por Bond *et al.* (1997).

Mas não só da ocorrência de eventos de frio foi caracterizado este período mais recente da história da Terra. Alternâncias entre períodos de frio e calor ou de maior e menor pluviosidade, bem como o registo de incrementos e diminuições das condições de aridez, foram recorrentes durante todo o Holocénico. Destacam-se os períodos associados a importantes fases de antropização do território, como por exemplo: a) o Período Frio da Idade do Ferro (c. 2700 – 2100 cal BP); b) o Período Quente Romano (c. 2100 – 1500 cal BP) que, na Península Ibérica, se caracteriza por um clima quente e húmido (Gil-García *et al.*, 2007); c) o Período Ótimo Climático (ou Ótimo Climático Medieval), que ocorreu entre c. 1200 e 650 cal BP, caracterizado por um aumento global da temperatura associado, essencialmente, a um aumento da radiação solar (Crowley, 2000; deMenocal *et al.*, 2001); d) a Pequena Idade do Gelo, que ocorreu entre c. 650 e 100 cal BP, sendo um período caracterizado pela deterioração geral das condicionantes climáticas globais (deMenocal *et al.*, 2001).

1.1.2 Eventos climáticos na zona norte do Golfo de Cádiz

Durante o Holocénico ocorreram, também, variações significativas do nível médio do mar, com consequências diretas na dinâmica costeira. Por exemplo, o nível médio do mar, em Portugal, encontrar-se-ia cerca de 60 m abaixo do atual no início do Holocénico, seguindo-se uma subida rápida até cerca de 8 ka BP, quando se passou a situar cerca de 20 m abaixo do nível atual (e.g. Dias *et al.*, 2000), o qual só terá sido atingido cerca de 5 ka BP (e.g. Boski *et al.*, 2002).

Sendo a área de estudo desta dissertação um troço da costa norte do Golfo de Cádiz, terá de se ter em atenção que eventos de consequências catastróficas, como os *tsunamis*, nomeadamente os que se seguiram aos terremotos de 1755 d.C e de 218-209 a.C., poderão ter deixado a sua impressão digital nos registos sedimentares presentes nesta zona (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2011).

Outros eventos de escala regional, mas que traduzem consequências diretas de variações globais, como períodos de cheias e secas, serão também integrados na discussão dos resultados desta dissertação. Nomeadamente, a sua relação com condicionantes climáticas, como a Oscilação do Atlântico Norte (NAO, *North Atlantic Oscillation*). A NAO reflete as principais variações do clima no Atlântico Norte e resulta da alternância das intensidades dos centros de baixas e altas pressões, localizados, respetivamente, sobre

a Islândia e sobre os Açores (Roger, 1984). Resultantes destas alternâncias, uma série de condicionantes meteorológicas são afetadas no Atlântico Norte, como a temperatura do ar, o regime de ventos e a pluviosidade (*vide* Trigo *et al.*, 2002, 2004; Abrantes *et al.*, 2005). De assinalar que, durante a fase positiva (sendo esta o reflexo de uma pressão atmosférica baixa no centro de baixas pressões localizados na Islândia e/ou de um aumento de pressão no centro de altas pressões localizado sobre os Açores), ocorre um aumento de intensidade do regime de ventos que sopram do sector oeste, associados a massas de ar húmidas que afetam o norte da Europa, e que têm, como contrapartida, um regime seco na Península Ibérica. Durante esta fase da NAO é potenciado um aumento da intensidade do *upwelling* costeiro na região oeste da Península Ibérica (Trigo *et al.*, 2002, 2004; Dias *et al.*, 2004; Abrantes *et al.*, 2005; Mendes *et al.*, 2012). Durante a fase negativa da NAO (em que ocorre uma diminuição da diferença das intensidades das pressões atmosféricas entre os centros de pressões situados na Islândia e nos Açores), ocorrem condições meteorológicas mais secas no norte da Europa e um incremento da precipitação a latitudes mais baixas, tendo a fase negativa da NAO a sua expressão na Península Ibérica através, por exemplo, de um aumento das inundações de origem fluvial, como no caso do Guadiana, devido ao aumento da pluviosidade durante os meses de Inverno (Trigo *et al.*, 2002; Dias *et al.*, 2004).

Para além destes eventos de natureza climática e ambiental, também a atividade antrópica integrando a agricultura, a atividade mineira, bem como a regulação artificial dos sistemas fluviais, através da construção de diques e barragens, alteraram e condicionaram a dinâmica sedimentar recente na zona norte do Golfo de Cádiz, sendo exemplo de áreas afetadas o estuário do rio Guadiana e a plataforma continental a sul deste estuário (Dias *et al.*, 2000, 2004; Boski *et al.*, 2002; González *et al.*, 2004; Corredeira *et al.*, 2008; Burdloff *et al.*, 2008; Mendes 2010; Mendes *et al.*, 2010; Rosa *et al.*, 2011; Delgado *et al.*, 2012; Mendes *et al.*, 2012).

1.1.3 O efeito de reservatório oceânico (ΔR)

Para a caracterização destes eventos paleoclimáticos e paleoambientais a análise geoquímica tem sido uma ferramenta imprescindível, ao permitir a obtenção de dados sobre elementos químicos maiores e menores e razões isotópicas em sequências sedimentares verticais de origem marinha e estuarina. Neste contexto, o enquadramento temporal preciso desses dados fazendo uso do método de datação por ^{14}C é de importância

basilar nos estudos que abrangem os últimos 50 000 anos e, designadamente, no que se refere ao Holocénico.

O conhecimento cada vez maior sobre a variabilidade ao longo do tempo do designado efeito de reservatório geoquímico oceânico (ou marinho), devido a mudanças paleoclimáticas e paleoambientais é da maior relevância, se se quiser obter enquadramentos temporais rigorosos e precisos para as sucessões paleoambientais. A necessidade desse conhecimento reveste-se também de uma importância crucial para a calibração de datas de ^{14}C (isto é, para a sua conversão em datas de calendário solar) obtidas a partir de amostras que se formaram no reservatório geoquímico marinho.

No entanto, a conceção de modelos de reconstrução paleoambiental e paleoclimática, baseados em datas de ^{14}C obtidas através de amostras da biosfera marinha, pode ser uma tarefa complexa. Esta complexidade está relacionada com a dificuldade em alcançar uma calibração fiável dessas datas convencionais de ^{14}C e é inerente ao próprio reservatório geoquímico marinho, o qual incorpora variações intra e inter-reservatórios difíceis de quantificar ao longo do tempo (Soares 2005; Soares e Dias, 2006a, 2007; Ascough *et al.*, 2007, 2009; Soares e Martins 2009, 2010; Russel *et al.*, 2011).

Em zonas costeiras e estuarinas, as amostras passíveis de serem datadas por ^{14}C e que se encontram, normalmente, presentes em maior abundância e em melhor estado de conservação, são as de origem marinha. Este facto conduz à necessidade de se obter uma caracterização eficaz do reservatório geoquímico marinho de forma a utilizar de forma correta as datas convencionais de ^{14}C obtidas a partir destas amostras. Esta questão é transversal a todas as áreas científicas em que a datação por ^{14}C é utilizada como a ferramenta por excelência para a definição de um esqueleto cronológico associado a eventos paleoclimáticos e paleoambientais.

Tendo em consideração que existe uma variabilidade regional das condições oceânicas, haverá que determinar um parâmetro, que se denominou ΔR (efeito de reservatório oceânico ou marinho), que traduza essa variabilidade para a região em estudo. O ΔR pode ser definido como a diferença entre a idade de reservatório da camada superficial ou de mistura (*mixed layer*) da região oceânica considerada e a idade de reservatório do *mixed layer* do oceano global (Stuiver *et al.*, 1986).

Um dos fenómenos hidrodinâmicos que contribui para a variabilidade do ΔR em determinada região ao longo do tempo é o *upwelling* costeiro. Sendo o *upwelling* costeiro considerado como um *wind driven process*, o regime de ventos vigente numa determinada região constitui o principal mecanismo responsável pela ocorrência e intensidade deste

fenómeno hidrodinâmico. Através do estudo da variabilidade do ΔR será possível inferir a presença e intensidade do *upwelling* (e consequentemente o regime de ventos) nessa região. A existência de *upwelling* traduz-se numa menor atividade específica do ^{14}C nas regiões oceânicas afetadas pelo fenómeno, uma vez que as águas provenientes de maiores profundidades que afloram à superfície são mais empobrecidos em ^{14}C do que as águas superficiais. Dado que quaisquer variações das condições oceanográficas, que originam um enriquecimento ou empobrecimento em ^{14}C nas massas de água envolvidas, ficam registadas nas conchas dos moluscos que viveram nessas águas, o teor em ^{14}C das conchas marinhas pode constituir um indicador direto (*proxy*) da presença ou ausência de *upwelling*, bem como da sua intensidade. Assim, para regiões passíveis de serem afetadas por este fenómeno, valores francamente positivos de ΔR sugerem a existência de um *upwelling* ativo, enquanto que valores de ΔR negativos ou próximos de zero estão normalmente associados a um *upwelling* de fraca intensidade ou reveladores da sua inexistência (e.g. Kennett *et al.*, 1997; Ingram, 1998; Diffenbaugh *et al.*, 2003; Soares, 2005; Soares e Dias, 2006a, 2007; Soares e Martins, 2009, 2010).

Para a costa ocidental portuguesa a investigação realizada por Soares (1989, 2005) e Soares e Dias (2006a) sobre o ΔR e a sua relação com o processo de *upwelling* permitiu determinar, pela primeira vez, os valores de ΔR para esta região. Fazendo uso de amostras de conchas modernas (historicamente datadas) determinaram que o ΔR tomava o valor de 280 ± 35 anos ^{14}C ($R=700 \pm 35$ anos ^{14}C). Este valor, francamente positivo, reflete um regime de *upwelling* costeiro de elevada intensidade, tal como o que afeta atualmente esta região da costa portuguesa (Soares, 1993; 2005). Na mesma linha de investigação, mas fazendo uso de pares de amostras arqueológicas, da biosfera marinha e da biosfera terrestre, contemporâneas e estreitamente associadas, foi possível verificar que, durante o Holocénico, o ΔR terá variado entre 940 ± 50 anos ^{14}C e -160 ± 40 anos ^{14}C neste setor da costa (Soares e Dias, 2006a). Para o intervalo compreendido entre 3000 e 1200 BP o valor médio ponderado determinado para ΔR foi de 95 ± 15 anos ^{14}C , o que sugere uma situação de *upwelling* costeiro menos intenso que o atual (Soares, 2005; Soares e Dias, 2006a).

Relativamente à costa norte do Golfo de Cádiz, estudos já realizados permitiram determinar o valor de ΔR para a região do Barlavento algarvio (zona oeste da costa sul Portuguesa) e para a costa Andaluza do Golfo de Cádiz (Soares e Martins, 2010). A região do Barlavento algarvio é influenciada pelo efeito dinâmico do Cabo de S. Vicente que, ao permitir que as águas empobrecidas em ^{14}C que se encontram na costa ocidental

portuguesa se desloquem para sul e para este, origina uma zona de *upwelling* quase permanente na área do Cabo de S. Vicente, que se prolonga para este até ao Cabo de St.^a Maria (Fiúza, 1982, 1983; Fiúza *et al.*, 1982; Ferreira, 1984, Relvas e Barton, 2002). Os valores de ΔR determinados para a região do Barlavento variam entre -40 ± 40 e 550 ± 40 anos ^{14}C , tendo sido determinado um valor médio para o ΔR , relativo aos últimos 3000 anos, de 65 ± 20 anos de ^{14}C (Soares e Martins, 2010). No que diz respeito à Andaluzia devido à configuração da sua linha de costa e às condicionantes meteorológicas, nomeadamente o regime de ventos que afetam esta região, o processo de *upwelling* costeiro é inexistente (Fiúza *et al.*, 1982). Para esta região foi obtido um valor médio para o ΔR de -135 ± 20 anos ^{14}C , o que é consistente com a ausência de *upwelling*, indiciando também a presença de alguma estratificação da coluna de água (Soares e Martins, 2010).

O estudo aprofundado da variabilidade deste fenómeno ao longo do tempo constitui, por conseguinte, uma ferramenta importante para inferências sobre as causas (paleoambientais e paleoclimáticas) que estão por detrás dessa variabilidade.

1.1.4. Geoquímica Isotópica

Como já foi mencionado, em ambientes costeiros e estuarinos, devido à acumulação contínua de sedimentos durante longos períodos, também a análise de testemunhos aí colhidos permite a identificação e caracterização das condições ambientais e climáticas regionais, bem como de nível global, durante o tempo de acumulação desses sedimentos, nomeadamente durante o Holocénico (Lamb *et al.*, 2006). Para além de microfósseis, como poléns, diatomáceas e foraminíferos (estes últimos, muitas vezes, utilizados para a datação por ^{14}C destes testemunhos), os sedimentos acumulam, também, matéria orgânica proveniente de várias fontes, quer de origem terrestre, quer de origem marinha. A matéria orgânica, uma importante componente dessas sequências sedimentares, pode fornecer informações sobre os paleoambientes e paleoclimas, e respetivas variações, prevalentes numa determinada região, ao longo do tempo (Meyers, 1994). A acumulação e preservação da matéria orgânica nas margens continentais estão condicionadas, principalmente, pelo maior ou menor fornecimento do material orgânico. Para além deste fator, também a suscetibilidade à alteração e mineralização dos sedimentos pode influenciar a sua acumulação e preservação. Esta matéria orgânica representa uma mistura complexa de substâncias de origem biogénica produzidas por diversas fontes, de origem terrestre e de origem marinha (Perdue e Koprivnjak, 2007). A componente orgânica de natureza terrestre que chega às zonas costeiras está intimamente ligada ao maior ou menor

acarreo de material efetuado pelos sistemas fluviais. Assim, o material orgânico presente nos sedimentos costeiros pode provir de fontes autóctones (fitoplâncton e plantas marinhas) e alóctones (material de acarreo sedimentar, nomeadamente de origem fluvial).

Normalmente, apenas uma pequena percentagem da quantidade inicial de matéria orgânica resiste à remineralização e permanece conservada nos sedimentos. Esta pequena fração torna-se, deste modo, um importante registo geoquímico das condições ambientais e climáticas que afetaram a área em estudo, podendo ser considerada como um registo “fóssil” geoquímico (Meyers, 1994; 1997).

As composições elementares em carbono (C) e azoto (N), a razão C/N e as razões isotópicas destes elementos, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, são alguns dos parâmetros geoquímicos utilizados na caracterização e quantificação da matéria orgânica sedimentar. Estes parâmetros permitem, além de determinar a quantidade de matéria orgânica presente nos sedimentos, distinguir e identificar as diferentes fontes que contribuíram com material orgânico. Este facto deve-se, sobretudo, à assinatura geoquímica, ou seja, aos valores característicos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e C/N de cada fonte de matéria orgânica sedimentar. É por tudo isto que a matéria orgânica sedimentar tem potencial para registar alterações paleoambientais (incluindo as paleoceanográficas) e paleoclimáticas (Meyers, 1994; 1997).

A caracterização geoquímica isotópica tem sido usada com sucesso em amostras colhidas em testemunhos recolhidos na costa norte do Golfo de Cádiz (e.g. Burdloff *et al.*, 2008). Para além da análise de testemunhos, será de mencionar também a caracterização geoquímica efetuada em sedimentos superficiais recolhidos na plataforma continental ao largo do estuário do Guadiana, auxiliados pela utilização de biomarcadores moleculares e pela determinação da fração correspondente aos ácidos húmicos dos sedimentos. Nestes estudos, investigadores como De la Rosa *et al.* (2011a, 2011b) e Sánchez-García *et al.* (2009) analisaram sedimentos superficiais recolhidos na zona da plataforma continental, a sul do estuário do Guadiana, com o intuito de avaliar a dispersão e o atual padrão de deposição da matéria orgânica na parte norte do Golfo de Cádiz. Os resultados obtidos para a composição elementar (C,N) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica sedimentar presente nas amostras analisadas permitiram identificar um predomínio da contribuição de matéria orgânica terrestre nas amostras recolhidas próximo das desembocaduras dos rios Guadiana, Tinto e Odiel, ao contrário do que se verifica em sedimentos recolhidos em zonas mais distantes da plataforma (dominadas por fontes marinhas autóctones), onde a influência destes rios não é tão forte (Sánchez-García *et al.*, 2009; De la Rosa *et al.*, 2011a; 2011b).

Outros estudos geoquímicos como o efetuado por Corredeira *et al.* (2008), permitiram analisar a variação temporal e espacial da contaminação por metais pesados na costa norte do Golfo de Cádiz. Os fatores de enriquecimento nos metais pesados Cu, Zn e Pb, e as taxas de sedimentação determinadas, permitiram associar o padrão observado à intensa exploração mineira realizada durante os últimos 200 a 250 anos na Faixa Piritosa Ibérica (Corredeira *et al.*, 2008).

Como já foi mencionado, o impacto antropogénico desempenha também um papel preponderante nas variações dos regimes fluviais com a regulação artificial dos leitos e caudais dos rios através da construção de barragens, como é o caso dos rios que desaguam na costa norte do Golfo de Cádiz. O rio Guadiana, um dos mais importantes desta região, não é exceção. A construção de barragens neste rio e seus tributários assinala-se desde meados do séc. XX, com mais de 100 barragens construídas durante este período, sendo a mega barragem do Alqueva a última a ser edificada, em 2002 (Dias *et al.*, 2004). O impacto antropogénico na paisagem envolvente do rio Guadiana não se remete apenas à construção de barragens, ocorrendo registos de um impacto crescente a partir de *c.* 4000 cal BP, constatado a partir da observação de registos polínicos efetuados em testemunhos recolhidos no estuário do rio Guadiana (Fletcher *et al.*, 2007).

Estudos geomorfológicos e arqueosismológicos como os desenvolvidos no estuário da ribeira de Bensafrim (Barlavento algarvio) (Gomes, 2010; Ramos Pereira *et al.*, 2011) ou a análise de foraminíferos bentónicos e de caracterização sedimentar efetuada por Mendes (2010), Mendes *et al.* (2010; 2012) e Rosa *et al.* (2011) em testemunhos colhidos na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana representam também ferramentas importantes, quando se pretende obter uma maior compreensão sobre a evolução paleoambiental no referente aos sistemas estuarinos.

1.1.5. Eolianitos

Por outro lado, outras acumulações sedimentares, mas formadas em ambientes terrestres, como sejam as estruturas eolianíticas, constituem também registos sedimentares e geomorfológicos de ambientes passados, correlacionáveis com evidências paleoclimáticas (Brooke, 2001; Moura *et al.*, 2007). O seu estudo contribui para a compreensão das modificações paleoambientais e paleogeomorfológicas das regiões litorais, nomeadamente através da identificação do regime de ventos que estiveram na génese destas acumulações eólicas, dos mecanismos de consolidação (através da cimentação dos sedimentos acumulados) e da posição que o nível médio do mar ocupava

na altura da sua formação (Pereira e Soares, 1994; Brooke, 2001; Bateman *et al.*, 2004; Pereira e Angelucci, 2004; Moura *et al.*, 2007).

A compilação à escala global efetuada por Brooke (2001) de registos de eolianitos em depósitos continentais e de ilhas, abrangendo os dois hemisférios, revelam idades Plistocénicas e Holocénicas para estes depósitos. Em Portugal, as idades associadas à formação destas estruturas eolianíticas abrangem vários períodos do Quaternário, de entre os quais se destacam o Plistocénico médio e superior e o Holocénico. Foram propostas seis fases principais de mobilização eólica no litoral português: a mais antiga do Plistocénico médio (OIS 6), outras três durante o Plistocénico superior (a primeira correspondente ao OIS 4-3, a segunda ao OIS 3 e a terceira ao OIS 2) e, por fim, duas no Holocénico, a primeira das quais durante o período Pré-Boreal e a mais recente durante os últimos 3000 anos (Soares, 2003; Pereira e Angelucci, 2004; Pereira *et al.*, 2007; Soares *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2012). Na região da Costa da Caparica, em dunas não consolidadas presentes no cimo de uma arriba (*perched dunes*), permitiu estabelecer uma relação entre as cinco fases de acumulação eólicas identificadas (12,6 ka, 5,6 ka, 1,2 ka, 0,4 ka e 0,3 ka) com eventos frios, como os identificados por Bond *et al.* (2001), associadas a um incremento de ventos do setor oeste e a um regime de tempestades com ligação a fases negativas da NAO (Costas *et al.*, 2012).

1.2 Área de estudo

A investigação apresentada ao longo dos próximos capítulos desta dissertação relativamente à identificação de mudanças e eventos paleoclimáticos e paleoambientais holocénicos, em arquivo na plataforma continental algarvia assenta, como já referido, no estudo de três componentes: a variabilidade do efeito de reservatório oceânico (ΔR), a caracterização geoquímica (nomeadamente na sua componente isotópica) de matéria orgânica sedimentar presente em testemunhos recolhidos na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana e na ribeira de Bensafirim e o estudo geocronológico de formações eolianíticas presentes na costa ocidental e sul do Barlavento algarvio.

As áreas de estudo abrangidas pelas várias componentes que integram esta dissertação fazem parte da costa norte do Golfo de Cádiz (Fig. 1.1).

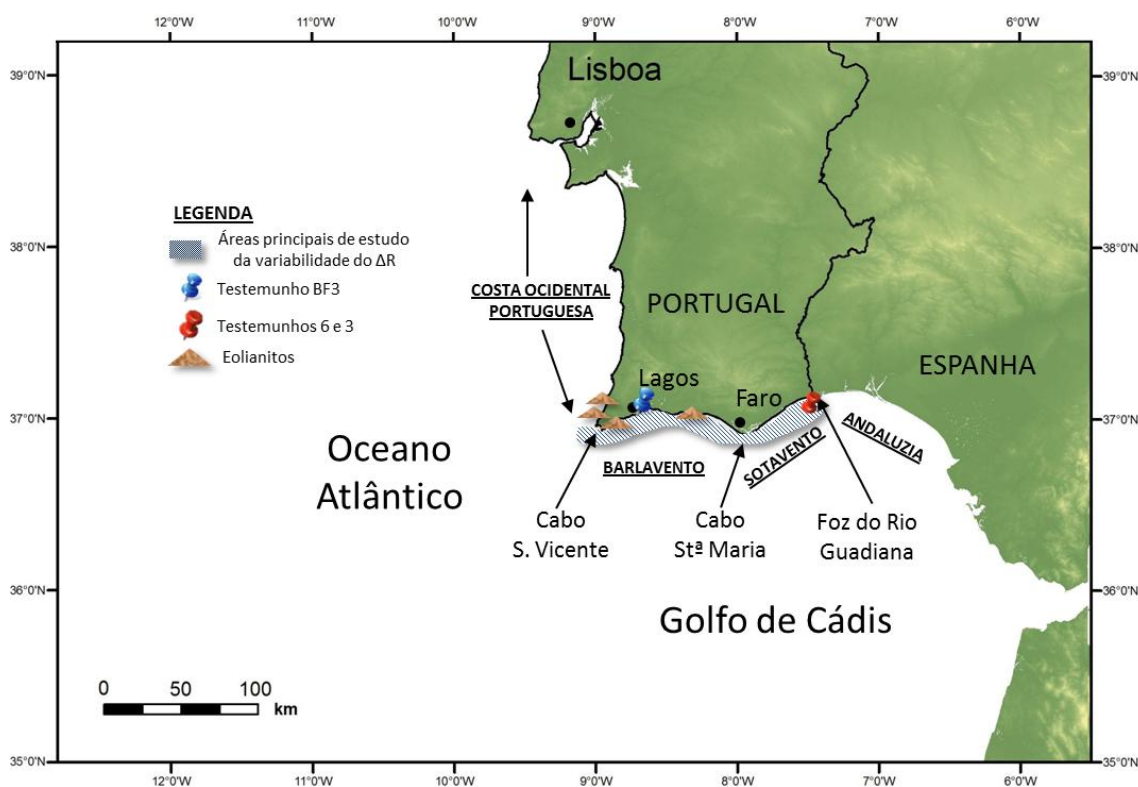


Fig. 1.1 – Mapa de localização da área de estudo (costa algarvia), bem como das estruturas e testemunhos sedimentares analisados.

A caracterização da variabilidade do efeito de reservatório oceânico (ΔR) incidiu principalmente em duas regiões que fazem parte da costa norte do Golfo de Cádiz, a costa sul do Barlavento e o Sotavento algarvio (Fig. 1.1). Para além destas duas áreas principais, esta caracterização foi ainda complementada com a análise da variabilidade deste parâmetro na costa ocidental portuguesa e na costa andaluza (Fig. 1.1), utilizando-o como *proxy* no estudo dos paleoambientes e paleoclimas holocénicos.

Relativamente aos testemunhos analisados nesta dissertação, estes foram recolhidos na plataforma continental a sul do estuário do rio Guadiana (Sotavento algarvio) (Fig. 1.1 - símbolo vermelho) e no estuário da ribeira de Bensafrim (Barlavento algarvio), em Lagos (Fig. 1.1 - símbolo azul). As estruturas eolianíticas sobre as quais incidiu o estudo geocronológico encontram-se localizadas na costa ocidental e sul do Barlavento algarvio (Fig. 1.1).

De assinalar que na costa ocidental do Barlavento apenas foram analisadas as estruturas eolianíticas. Deste modo, quando se refere a região de Barlavento algarvio ao longo da dissertação relativamente aos restantes *proxies*, será implícito que se trata da costa sul desta região.

Dado que a área específica de estudo varia consoante a componente analisada, a descrição detalhada dessas áreas será efetuada nas respetivas partes introdutórias dos capítulos seguintes da dissertação. Assim, no capítulo 3, relativo ao efeito de reservatório oceânico (ΔR), é realizada a descrição das principais condicionantes oceanográficas que afetam a costa norte do Golfo de Cádiz; no capítulo 4, encontra-se a descrição dos dois estuários analisados e da plataforma continental a sul do estuário do rio Guadiana nas suas vertentes geomorfológica, geológica e climática, bem como a sua evolução ao longo do Holocénico; e, no capítulo referente aos eolianitos (capítulo 5), é efetuada a descrição da geomorfologia e geologia das áreas onde se encontram estas estruturas, bem como dos mecanismos por detrás da sua formação.

1.3 Objetivos

O objetivo principal desta dissertação é inferir mudanças paleoclimáticas e paleoambientais ocorridas durante o Holocénico na orla algarvia. Este estudo, como já foi mencionado, terá como base uma escala regional (costa norte do Golfo de Cádiz) projetando as alterações identificadas para uma escala mais global, nomeadamente ao nível do Atlântico Norte.

Visando atingir este objetivo estabeleceu-se uma abordagem *multi-proxy* apoiada no estudo da variabilidade do efeito de reservatório oceânico (ΔR) na região em estudo e na caracterização geoquímica de matéria orgânica sedimentar presente em testemunhos verticais de sedimentos. Estes foram recolhidos na região do Barlavento, no estuário da ribeira de Bensafirim, e no Sotavento algarvio, na plataforma continental a sul do estuário do rio Guadiana. Para além destas duas componentes será também efetuado um estudo geocronológico relativo à génese de formações eolianíticas presentes na região do Barlavento algarvio.

Nesta análise, será evidenciado o papel preponderante que o ^{14}C desempenha em estudos de caráter paleoclimático e paleoambiental. A investigação realizada nesta dissertação está ancorada num minucioso plano de datações por ^{14}C , a partir do qual foi realizado o enquadramento temporal dos vários *proxies* analisados e cuja integração e interpretação foi, por fim, alvo de uma análise geocronológica apoiada em estatística Bayesiana.

Relativamente à quantificação do efeito de reservatório oceânico (ΔR) na zona norte do Golfo de Cádiz pretende-se, por um lado e pela primeira vez, a determinação e caracterização deste parâmetro para o Sotavento algarvio e, por outro lado, dar

continuidade à investigação anteriormente realizada sobre esta temática através da integração de novos dados recorrendo a uma nova metodologia de cálculo. Dada a relação direta que existe entre o ΔR e o fenómeno hidrodinâmico do *upwelling* será possível inferir condicionantes climáticas nesta região (nomeadamente o regime de ventos) durante o Holocénico. Pretende-se assim aprofundar o conhecimento relativo à Paleoclimatologia e Paleoceanografia desta região portuguesa.

A caracterização geoquímica da matéria orgânica sedimentar, nomeadamente a composição elementar em carbono e azoto, bem como a determinação das suas razões isotópicas, permite identificar e caracterizar as principais fontes de matéria orgânica sedimentar que chegam ao local de amostragem (ao local de colheita do testemunho). As variações nas fontes de matéria orgânica sedimentar ao longo do Holocénico, na região em estudo, serão associadas a eventos paleoambientais e paleoclimáticos específicos, como variações do nível médio do mar, mudanças climáticas (períodos de elevada pluviosidade/períodos de aridez, por exemplo) eventos extremos ou a fatores de carácter antrópico.

A abordagem idealizada para investigar a génese das formações eolianíticas presentes no Barlavento algarvio será apoiada na datação por ^{14}C da sua fração carbonatada. Esta componente será testada e avaliada como ferramenta viável para a definição temporal das fases de formação destas estruturas. Dada a relação destas estruturas, bem como os seus mecanismos de consolidação, com características climáticas e ambientais específicas, tais como o regime de ventos que estiveram na génese destas acumulações eólicas ou a posição que o nível médio do mar ocupava na altura da sua formação, será possível inferir acerca dessas condicionantes climáticas e ambientais.

A interligação entre estas três componentes constitui um dos pontos de partida que conduzirá a inúmeras questões a que esta dissertação tentará dar resposta. Deste modo, tendo em consideração os *proxies* analisados será que estes registam os eventos de natureza paleoclimática e paleoambiental de modo síncrono? Será que o registo de um evento num testemunho recolhido na plataforma continental a sul de um estuário como é o caso do estuário do Guadiana ocorre do mesmo modo que num testemunho recolhido num micro estuário como o da ribeira de Bensafirim? Quais são os eventos que ficaram registados, e qual a escala (regional ou global) que estes eventos apresentam? Como avaliar o potencial de cada *proxy* e como reagem aos diferentes eventos?

Estas questões constituem algumas das interrogações iniciais que estiveram na origem desta dissertação, a que tentaremos dar respostas ao longo desta investigação.

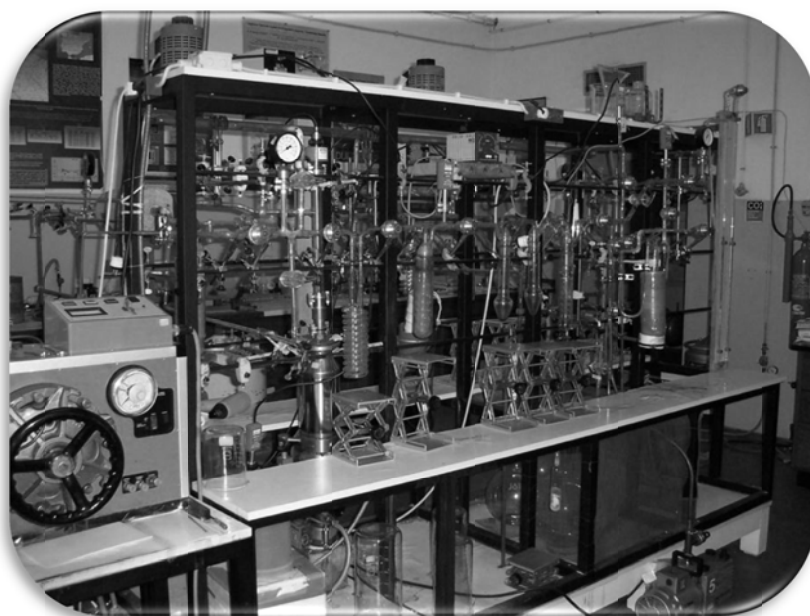
1.4 Estrutura da dissertação

Esta dissertação é composta por um total de 7 capítulos. Cada capítulo, que apresenta os dados que lhe servem de base, contempla uma introdução, a apresentação dos resultados, bem como a discussão e interpretação dos mesmos. A integração destes dados é realizada no capítulo que antecede as conclusões finais da dissertação. O esquema da organização utilizada encontra-se nos pontos seguintes:

- **Capítulo 1** – Introduz a problemática abordada, a descrição geral da área de estudo e inclui a definição dos objetivos que se pretendem alcançar bem como a estrutura da dissertação.
- **Capítulo 2** – Contém a descrição dos métodos analíticos utilizados.
- **Capítulo 3** – Apresenta os dados relativos à determinação do Efeito de Reservatório Oceânico (ΔR) na costa norte do Golfo de Cádiz.
- **Capítulo 4** – Fornece os dados determinados a partir da análise geoquímica de matéria orgânica sedimentar presente em testemunhos recolhidos no Barlavento e Sotavento algarvios.
- **Capítulo 5** – Apresenta os dados cronológicos relativos às fases de formação dos eolianitos analisados no Barlavento algarvio.
- **Capítulo 6** – Integra os diferentes *proxies* analisados, i.e, realiza a discussão global dos resultados.
- **Capítulo 7** – Apresenta as considerações finais e estabelece propostas de desenvolvimento para a investigação.
- **Bibliografia**
- **Anexos A** – Contém os dados utilizados ao Capítulo 3.
- **Anexos B** – Engloba os dados referentes ao Capítulo 4.
- **Anexos C** – Inclui a modelação estatística bayesiana referente ao testemunho BF3 apresentada no Capítulo 6.

Capítulo 2

Métodos

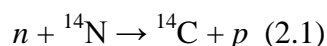


2.1. Datação por ^{14}C

2.1.1 Produção de ^{14}C

Os três principais isótopos de carbono que ocorrem na Natureza são o ^{12}C , o ^{13}C e o ^{14}C . Se os dois primeiros são estáveis, correspondendo a 98,89 % e 1,11 %, respetivamente, da composição total em carbono do CO_2 atmosférico, o último (^{14}C) é instável (ou radioativo) correspondendo apenas a 0,0000000001 % dessa composição (Mook e Waterbolk, 1985; Cabral, 1990).

A produção de ^{14}C ocorre de forma natural e contínua através da interação dos raios cósmicos com partículas das altas camadas da atmosfera, dando origem a neutrões de energia elevada. Parte destes neutrões, após perderem a maior parte da sua energia em processos de colisão com núcleos de vários átomos, reagem, por sua vez, com núcleos de azoto (N) conduzindo à formação de ^{14}C (Libby, 1946). Esta produção pode ser traduzida de acordo com a equação 2.1:

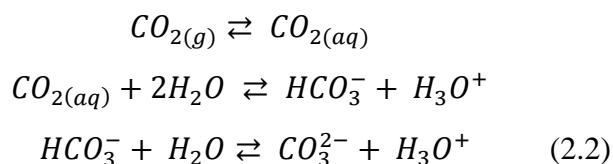


em que n representa um neutrão e p um protão.

Após a produção do ^{14}C , este isótopo é rapidamente oxidado para ^{14}CO e subsequentemente para $^{14}\text{CO}_2$, que irá posteriormente misturar-se com as moléculas de CO_2 existentes na atmosfera (Cabral, 1990).

O CO_2 atmosférico é incorporado na biosfera terrestre através dos mecanismos fotossintéticos dos produtores primários (plantas). Os produtores primários são consumidos por níveis tróficos mais altos (animais), o que conduz a que todos os organismos vivos contenham ^{14}C na sua composição (Mook e Waterbolk, 1985; Cabral, 1990).

Na biosfera marinha, o CO_2 é incorporado através da interface ar/oceano onde se torna parte do reservatório sob a forma de iões bicarbonato e carbonato de acordo com as equações 2.2.



A captura de CO₂ por via biológica ocorre também na biosfera marinha através dos mecanismos de fotossíntese por parte do fitoplâncton e de algas que se encontram presentes neste reservatório (Mook e Waterbolk, 1985; Cabral, 1990).

A captura do ¹⁴C por parte dos organismos é compensada pelo decaimento radioativo deste elemento, resultando assim numa concentração de ¹⁴C em equilíbrio. Quando ocorre a morte (ou fase final de formação) de um determinado organismo, as trocas de ¹⁴C com o meio envolvente cessam, o que conduz a que apenas o decaimento radioativo afete a concentração de ¹⁴C nesse organismo (Cabral, 1990).

2.1.2 O método de datação por ¹⁴C

O método de datação por ¹⁴C deve o seu desenvolvimento a um grupo de cientistas da Universidade de Chicago liderados por Willard F. Libby. Este investigador teve o reconhecimento da comunidade científica pelo seu trabalho através da atribuição do prémio Nobel da Química em 1960. A aplicação deste método de datação em várias áreas científicas como a Arqueologia, Geologia e a Biologia revelou-se de enorme importância para a determinação de cronologias absolutas de eventos naturais e antrópicos que ocorreram nos últimos 50 ka.

Relativamente às fases de desenvolvimento deste método de datação e de acordo com a terminologia utilizada por Renfrew (1974) e adotada por Taylor (1996) são consideradas três “revoluções”. A primeira “revolução” iniciou-se em 1950 aquando da divulgação da primeira lista de datações por ¹⁴C (Arnold e Libby, 1950). A segunda, está associada à perceção de que existe um *offset* entre a datação por ¹⁴C e o tempo “real” ou solar. Esta *décalage* levou à necessidade de se efetuar a designada calibração das datas de ¹⁴C por forma a permitir a sua comparação precisa com o calendário solar, possibilitando também a comparação com outros métodos de datação expressos em anos de calendário solar. A terceira “revolução” encontra-se associada aos últimos desenvolvimentos do método, que a técnica de AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) permitiu nos finais dos anos 70 (Purser *et al.*, 1977; Taylor, 1996).

A AMS recorre à ionização dos átomos de carbono, utilizando para tal uma fonte de energia ionizante apropriada e um campo magnético para que se processe a separação dos iões de ¹⁴C, ¹³C e ¹²C de modo a que seja efetuada a sua contagem (Cabral, 1990). O desenvolvimento desta técnica permitiu a redução do tamanho das amostras, passando da ordem dos gramas para os miligramas ou, mesmo, microgramas de carbono. Por outro lado, o tempo de medição foi substancialmente reduzido sendo necessários apenas alguns

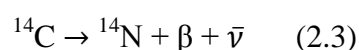
minutos para que um sistema de contagem por AMS atinja um erro de $\pm 1\%$ na medição (Taylor, 1996).

Atualmente considera-se que a utilização da estatística bayesiana na análise de datas de ^{14}C poderá conduzir à quarta “revolução”, através da adoção de modelos conceptuais estatísticos que incorporam as datações por ^{14}C e os dados de natureza arqueológica ou geológica associados às amostras datadas, nomeadamente a sua relação estratigráfica. A utilização desta informação de modo consistente e conjugado permite uma redução da incerteza decorrente da calibração de datas convencionais de ^{14}C , conduzindo ao estabelecimento de cronologias mais precisas e facilmente resolúveis temporalmente (Buck *et al.*, 1991, 1992; Bronk Ramsey, 2001, 2008, 2009; Rhodes *et al.*, 2003). Uma discussão pormenorizada sobre esta temática será realizada no ponto 2.1.9 e retomada no capítulo 4, aquando da elaboração de modelos deposicionais em sequências sedimentares verticais.

2.1.3 Fundamento do método de datação por ^{14}C

Os fundamentos do método de datação por ^{14}C assentam nos postulados de Libby que consideram que o teor em ^{14}C na atmosfera se tem mantido constante ao longo do tempo e que este teor é idêntico para qualquer ponto do globo, atribuindo um carácter universal ao método.

O ^{14}C transforma-se espontaneamente em ^{14}N emitindo uma partícula beta e um antineutrino, de acordo com a equação 2.3:



Tendo em consideração que este decaimento ocorre a um ritmo constante, denominado período (*half life*), é possível saber o tempo que decorreu desde a morte de um organismo, recorrendo para tal à equação geral do decaimento radioativo 2.4:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (2.4)$$

em que t representa o tempo, N o número de átomos e λ a constante de desintegração que se relaciona com o período $\left(t_{\frac{1}{2}}\right)$ pela expressão $\lambda = \frac{\ln 2}{t_{\frac{1}{2}}}$.

A atividade específica será dada pela equação 2.5:

$$A = A_0 \exp\left(-\frac{\ln 2}{t_{\frac{1}{2}}} t\right) \quad (2.5)$$

em que A representa a atividade específica do ^{14}C no instante t (ou seja, da amostra cuja data se pretende determinar) e A_0 a atividade do ^{14}C no instante $t=0$ (atividade específica do carbono nos seres vivos ou, melhor, do padrão moderno de referência).

2.1.4 Datas convencionais de ^{14}C

As datas convencionais de ^{14}C obedecem a uma série de requisitos, que de acordo com Stuiver e Polach (1977) são os seguintes: 1) a concentração de ^{14}C na atmosfera tem-se mantido constante ao longo do tempo (ou seja o primeiro postulado de Libby é válido); 2) o período do ^{14}C é considerado como sendo 5568 anos (período de Libby) e não 5730 anos (Godwin, 1962); 3) o padrão moderno de referência é representado por 95% da atividade do ácido oxálico N.B.S, sendo as atividades normalizadas para $\delta^{13}\text{C} = -25\%$; e 4) o ano de 1950 d.C. é considerado como o ano zero de referência para a contagem do tempo (BP — *Before Present* — sendo *Present* o ano de 1950 d.C.). Tendo em consideração estas premissas e a equação 2.6, obtém-se a expressão utilizada para o cálculo da idade convencional de ^{14}C (equação 2.6):

$$t = \frac{t_{\frac{1}{2}}}{\ln 2} \ln\left(\frac{I_0}{I_n}\right) = -8033 \ln \frac{I_n}{I_0} \quad (2.6)$$

em que t representa a idade da amostra que se pretende calcular, $t_{\frac{1}{2}}$ é o período de Libby (5568 anos), I_0 representa a taxa específica de contagem de ^{14}C medida para o padrão moderno (ácido oxálico) e I_n representa a taxa específica de contagem para a amostra, ambos normalizados para $\delta^{13}\text{C} = -25\%$. A normalização da taxa específica de contagem é efetuada de acordo com a expressão 2.7:

$$I_n = I \left[1 - \frac{2(25 + \delta^{13}\text{C})}{1000} \right] \quad (2.7)$$

em que I e $\delta^{13}\text{C}$ são os valores da taxa específica de contagem e da razão isotópica em ^{13}C , respetivamente.

A utilização do período de Libby (5568 anos), ao invés do determinado posteriormente e considerado como correto (5730 anos; Godwin, 1962), também denominado de período de Cambridge, assenta essencialmente no facto de que quando foi efetuada a sua determinação já existiam inúmeras datas convencionais de ^{14}C publicadas utilizando para o seu cálculo o período de Libby, o que conduziu a que se continuasse a adotar este período para o cálculo de idades convencionais de ^{14}C . De salientar que, nessa altura, já se sabia que tinham existido variações na produção de ^{14}C relacionadas, por exemplo, com a variabilidade do campo eletromagnético do planeta, com variações do volume das calotes polares (com a conseqüente variação no volume dos oceanos) e com alterações da atividade solar. Estas variações conduzem à variabilidade, ao longo do tempo, dos parâmetros de transferência de carbono entre reservatórios geoquímicos, bem como da concentração de ^{14}C na atmosfera (Stuiver *et al.*, 1997).

Para além das condicionantes acima mencionadas cada medição de ^{14}C vem acompanhada de uma estimativa da incerteza associada à sua determinação. O resultado de várias medições conduz a uma dispersão de valores em torno do valor médio dessas medições. Essa dispersão é traduzida numa distribuição gaussiana com o respetivo valor de desvio padrão (σ). A dispersão pode, então, ser representada por $a \pm b$ em que a representa o valor médio das medições e b o valor total das incertezas nos termos probabilísticos decorrentes do processo de medição e do processo analítico para cada amostra, isto é, o desvio padrão (1σ ou seja 68,2% de probabilidade).

A publicação de uma idade convencional de ^{14}C deve ser acompanhada da referência do laboratório onde foi efetuada a determinação. A idade convencional de ^{14}C deve ser sempre mencionada aquando da apresentação dos dados obtidos com este método de datação, mesmo que a arquitetura conceptual da investigação recaia nas idades calibradas (discutidas no ponto 2.1.8 deste capítulo) acompanhada da identificação do tipo de material analisado e do respetivo valor de $\delta^{13}\text{C}$. Apenas com a idade convencional de ^{14}C é possível efetuar uma recalibração de acordo com a evolução natural e constante das curvas de calibração (Reimer *et al.*, 2009).

2.1.5 Medição da atividade em ^{14}C

A medição da atividade em ^{14}C de uma amostra pode ser efetuada recorrendo aos métodos ditos convencionais e aos não convencionais. Os métodos convencionais, também conhecidos por técnicas clássicas ou radiométricas, consistem na contagem das partículas beta (β^-) emitidas durante um determinado intervalo de tempo, utilizando para esse efeito um contador proporcional de gás ou um espectrómetro de cintilação líquida. Relativamente aos métodos não convencionais ou diretos, é efetuada a contagem de átomos de ^{14}C , ^{13}C e ^{12}C recorrendo à AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). Uma revisão detalhada sobre os desenvolvimentos nas diferentes técnicas de medição do ^{14}C encontra-se em Provinec *et al.* (2009).

O laboratório de ^{14}C do C²TN (ex-ITN), existente em Sacavém, utiliza atualmente a técnica clássica de espectrometria de cintilação líquida, tendo sido esta a técnica utilizada na medição da atividade em ^{14}C da maior parte das amostras que foram analisadas para esta dissertação.

2.1.6 Variações naturais da concentração de ^{14}C no reservatório oceânico

Os organismos marinhos formam-se em equilíbrio com a água do mar, a qual é empobrecida em ^{14}C quando comparada com a atmosfera. Este empobrecimento resulta, essencialmente, do facto do tempo de residência do carbono no oceano profundo ser da ordem do milhar de anos (Sigman e Boyle, 2000), o que conduz a que uma parte significativa dos átomos de ^{14}C tenha tempo para decair. Por outro lado, a camada superficial da massa oceânica ou camada de mistura (*mixed layer*) também apresenta uma atividade específica em ^{14}C menor que a da atmosfera, mas maior que a das águas profundas do reservatório oceânico.

O empobrecimento em ^{14}C do oceano resulta num “envelhecimento” das datas convencionais de ^{14}C obtidas para as amostras da biosfera marinha. Qualquer organismo que viva no reservatório oceânico terá então uma idade aparente de ^{14}C – idade de reservatório (R) – típica da região oceânica em causa (Stuiver *et al.*, 1986).

Stuiver *et al.* (1986) fizeram uso de um modelo proposto por Oeschger *et al.* (1975) para caracterizarem e quantificarem o sistema de transferência de carbono entre o oceano e a atmosfera. De acordo com o modelo de transferência de CO_2 na natureza (um *box diffusion model*), proposto por Oeschger *et al.* (1975), são considerados três reservatórios geoquímicos de carbono: a atmosfera, o oceano e a biosfera. Estes três reservatórios principais podem ser subdivididos em sub-reservatórios sendo a atmosfera dividida em

estratosfera e troposfera; a biosfera em materiais de vida longa e vida curta e o oceano em oceano superficial (ou *mixed layer* correspondendo aos 75 metros iniciais da coluna de água) e oceano profundo.

Nesse modelo a transferência de C ocorre a nível global e, dado que há variabilidade das condições oceânicas de região para região do globo, variabilidade essa que não é tomada em conta pelo modelo, então haverá que calcular, para a região em estudo, um parâmetro, que denominaram de ΔR (efeito de reservatório oceânico ou marinho), que traduza essa variabilidade. O ΔR pode assim ser definido como a diferença entre a idade de reservatório do *mixed layer* da fração de oceano considerada e a idade de reservatório do *mixed layer* do oceano global. Uma discussão detalhada sobre esta problemática será retomada no capítulo 3 relativamente à determinação do efeito de reservatório oceânico (ΔR) na costa norte do Golfo de Cádiz.

2.1.7 Variações antropogênicas na concentração de ^{14}C

A partir de 1850, ou seja, a partir da revolução industrial, tem sido efetuada a combustão em grande escala de combustíveis fósseis como resposta às crescentes necessidades energéticas. A libertação de grandes quantidades de CO_2 sem ^{14}C resulta numa diluição da concentração de ^{14}C na atmosfera. Esta variação foi quantificada por Suess (1955), que verificou um decréscimo na concentração de ^{14}C a partir de 1890, nomeadamente, junto aos grandes centros urbanos onde o *stress* industrial é maior e, durante o inverno, quando a queima de combustíveis fósseis é mais intensa.

Por outro lado, a partir de 1950, com o advento dos testes nucleares, foram libertadas para a atmosfera elevadas quantidades de ^{14}C . Esta concentração atingiu um máximo por volta dos anos de 1963/64 duplicando a quantidade de ^{14}C em comparação com a concentração presente na atmosfera antes do início destes testes. No entanto, devido à contínua queima de combustíveis fósseis e à incorporação do CO_2 atmosférico no reservatório oceânico tem ocorrido uma diminuição rápida da concentração de ^{14}C na atmosfera (Levin e Hesshaimer, 2000).

2.1.8 Calibração de datas convencionais de ^{14}C

Devido à discrepância que existe entre os anos de ^{14}C e os anos de calendário solar é necessário efetuar a conversão das idades convencionais de ^{14}C em idades de calendário solar. Esta discrepância advém essencialmente do facto de, no cálculo das idades

convencionais, se considerar que a concentração de ^{14}C se tem mantido constante ao longo do tempo, o que na realidade não acontece (de Vries, 1958).

A conversão das datas convencionais de ^{14}C em datas de calendário solar é efetuada utilizando curvas de calibração e programas informáticos que a processam de modo célere e simples. Diversas curvas de calibração foram propostas ao longo do tempo sendo as mais recentes e aceites internacionalmente: a IntCal09 (para organismos provenientes da biosfera terrestre, Fig. 2.1) e a Marine09 (para organismos provenientes da biosfera marinha Fig. 2.1) (Reimer *et al.*, 2009). De entre os vários programas de calibração disponíveis, os mais utilizados são o Calib (Stuiver e Reimer, 1993) (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>) e o OxCal (Bronk Ramsey, 2009) (<http://c14.arch.ox.ac.uk/>) com versões gratuitas disponíveis para utilização após *download* ou *online*.

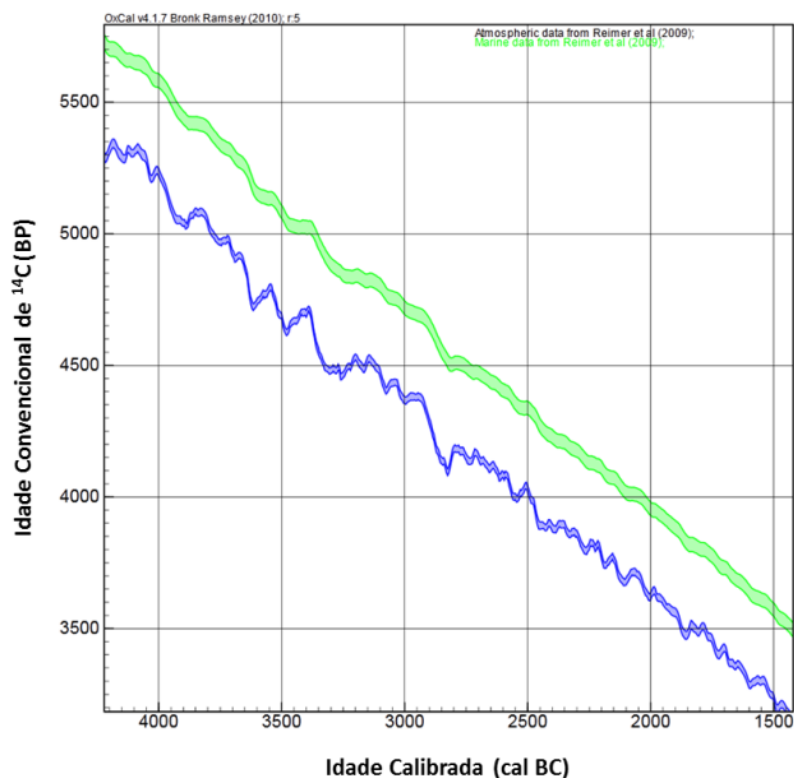


Fig. 2.1 – Representação gráfica das curvas IntCal09 (azul) e Marine09 (verde) (Reimer *et al.*, 2009) segundo o programa de calibração OxCal v. 4.1.7 (Bronk Ramsey, 2009).

Aquando da publicação dos resultados da calibração deve ser indicada a curva e o *software* utilizados. Para além destas referências, no caso de amostras provenientes da biosfera marinha deve também ser indicado o valor de efeito reservatório oceânico (ΔR) utilizado (uma discussão detalhada sobre esta temática será retomada no capítulo 3).

Quando se tratam de datas calibradas é utilizado o termo cal BP ou cal BC/AD consoante o ano de referência seja 1950 (cal BP) ou antes/após nascimento de Cristo (cal

BC/AD). A utilização do termo “cal” torna fácil a distinção entre datas convencionais de ^{14}C e datas calibradas. Na execução desta dissertação adotou-se a terminologia internacional acima mencionada para a nomenclatura das idades calibradas, não sendo utilizados os termos portugueses.

No caso das datas calibradas deve ser considerado o intervalo integral da calibração. De salientar que este intervalo não tem uma distribuição gaussiana. Por isso, a utilização de um “ponto médio”, embora tentadora, constitui uma aproximação simplista. As idades compreendidas no intervalo de calibração têm igual probabilidade de representar a idade real de morte/formação do organismo, dentro do intervalo de confiança considerado. Para uma discussão detalhada sobre esta problemática ver Scott *et al.* (2007) e Michczynski (2007).

2.1.9 Estatística Bayesiana

Os detalhes da estatística bayesiana, que estão na base da modelação de idades de ^{14}C , encontram-se descritos na literatura, bem como os modelos matemáticos utilizados no software OxCal utilizado nesta dissertação para efetuar a modelação estatística (Bronk Ramsey, 2001, 2008, 2009).

Na base da estatística bayesiana encontra-se o teorema de Bayes (1763), sendo o cálculo estatístico baseado na *Markov Chain Monte Carlo* (MCMC) incorporada no *software* de calibração utilizado (Bronk Ramsey, 2001, 2008, 2009).

A aplicação da estatística bayesiana às datas de ^{14}C remonta à década de 90 com os trabalhos desenvolvidos por Buck *et al.* (1991, 1992) e Bronk Ramsey e Allen (1995). A utilização da estatística bayesiana permite a redução da incerteza associada ao procedimento de calibração através da incorporação de informação relativa a diversos fatores que o condicionam, como a sequência estratigráfica de onde foram retiradas as amostras e a profundidade. Da incorporação desta informação obtém-se o que é normalmente denominado por *posterior uncertainty distribution*, para cada data, ou seja, novos limites para o intervalo de tempo resultante da calibração de acordo com a modelação efetuada (Bronk Ramsey, 2001; 2008; 2009).

O recurso à estatística bayesiana não se restringe apenas a datas de ^{14}C , podendo ser aplicada a qualquer método de datação, permitindo a incorporação de informação de natureza cronológica proveniente de outros métodos de datação absoluta (como por OSL, TL e datações históricas) na arquitetura conceptual de um modelo sequencial simples ou de deposição (Bronk Ramsey, 2001, 2008, 2009; Rhodes *et al.*, 2003).

No âmbito desta dissertação (mais concretamente no capítulo 4) foi utilizada uma modelação bayesiana para a conceção de modelos cronológicos em testemunhos verticais de sedimentos. Nesta modelação para além da incorporação da informação relativa à sequência estratigráfica relacionada com as datações obtidas, é também considerada a profundidade a que os sedimentos datados se encontravam. Estes modelos estatísticos bayesianos são denominados de modelos de deposição (Bronk Ramsey, 2008).

Foi utilizado para modelo de deposição uma P_Sequence utilizando o software OxCal 4.1.7 (Bronk Ramsey, 2008, 2009). O recurso a este tipo de modelo na modelação do processo deposicional em testemunhos permite ter em consideração o carácter aleatório do processo sedimentar ao longo do tempo em determinada região, ou seja, contempla de modo estatístico a multiplicidade de condicionantes que conduzem a variações sedimentares ao longo do tempo (Bronk Ramsey, 2008; 2009).

Relativamente ao processo sedimentar, este é condicionado por um fator adicional (denominado k) introduzido na arquitetura conceptual da modelação de uma P_Sequence, ficando o código sob a forma P_Sequence ([Nome], k ,[Interpolação]). Este fator k é definido como o número de eventos por unidade de comprimento, em que valores altos de k refletem variações pequenas na taxa de sedimentação, enquanto que valores baixos de k permitem flutuações maiores na taxa de sedimentação. Quando a informação cronológica é reduzida este parâmetro pode ser obtido de forma indireta, ou seja, utilizando o valor mais alto de k , de forma a que todas as datas de ^{14}C obtidas para cada sequência sedimentar apresentem um valor de concordância individual (denominado *agreement* e representado por A) igual ou superior a 60 %. O valor de 60 %, para o nível de concordância, é definido como o critério estatístico para a modelação bayesiana, acima do qual se considera que as datações consideradas de forma individual estão de acordo com o modelo imposto *a priori* (*prior model*). O mesmo limite (60 %) é utilizado na análise do modelo global (A_{model}) e inclui a análise estatística de todos os constrangimentos impostos considerando a utilização de modelos de deposição ou seja, a ordem e posição (profundidades) das datações absolutas obtidas para a sequência, bem como a parametrização utilizada (k) (Bronk Ramsey, 2008).

A utilização do índice de concordância individual (A) e de concordância do modelo global (A_{model}) mostra até que ponto o modelo conceptual definido pelo utilizador está de acordo com os dados obtidos através da cronologia absoluta. A sua utilização torna-se de enorme utilidade, uma vez que a conceção de modelos deposicionais e cronológicos que se

encontram em desacordo com os dados observados são, por vezes, elaborados quando estes índices não são respeitados (Bronk Ramsey, 2012).

É ainda possível efetuar o cálculo da taxa de sedimentação para cada secção considerada de um testemunho (DR). Esta determinação é efetuada de acordo com a modelação efetuada, sendo apresentada com um intervalo de confiança (1σ ou 2σ), utilizando como unidade, por exemplo, cm/ka. Para além das determinações acima mencionadas podem também ser interpoladas distribuições relativas às idades calibradas para diferentes profundidades (por exemplo, a 40 cm, `Date("40"){z=40;}`) dentro de cada sequência sedimentar.

2.1.10 Parte Experimental

Relativamente à parte experimental, esta encontra-se descrita em detalhe em Soares (1989, 2005) tendo sido seguidos os mesmos protocolos experimentais na descontaminação dos vários tipos de amostras utilizadas nesta dissertação, na síntese de benzeno e no tratamento estatístico dos resultados das medições da atividade de ^{14}C .

Com a exceção das amostras referidas no capítulo 4, que foram datadas pela técnica de AMS num laboratório externo, as restantes amostras utilizadas nesta dissertação foram processadas e datadas no Laboratório de ^{14}C do C²TN (ex-ITN), em Sacavém, onde foi desenvolvida a componente analítica utilizada para a elaboração desta dissertação.

No âmbito desta dissertação foi efetuada a descontaminação e processamento de amostras constituídas por conchas de moluscos marinhos, ossos, carvões e frações carbonatadas de areias (Fig. 2.2).



Fig. 2.2 – Tipos de amostras datadas no âmbito da dissertação com indicação dos pesos iniciais ideais.

Sendo o método de datação por ^{14}C um processo destrutivo em que as amostras são sujeitas a uma série de processos de alteração física e química até à sua datação, a quantidade de amostra inicial que é necessária para este processamento é condicionada pela quantidade de carbono que cada amostra contém, o pré-tratamento e a técnica de datação utilizada. As quantidades consideradas como ideais para o processamento no laboratório de ^{14}C encontram-se indicadas na figura 2.2. Estas quantidades estão de acordo com as condicionantes técnicas, representando um equilíbrio entre a quantidade de amostra que é necessária converter em benzeno e os tempos de medição da atividade de ^{14}C . Fica deste modo implícito que o processamento de amostras mais pequenas é possível, sendo condicionado a jusante pela obtenção no processo de síntese de benzeno de uma amostra com um peso mínimo de um grama de carbono para que se possa proceder à sua medição.

2.1.10.1 Pré-Tratamento de amostras

2.1.10.1.1 Conchas de moluscos

As conchas de moluscos alvo de datação no âmbito desta dissertação têm duas proveniências: contextos arqueológicos (capítulo 3) e recolhidas em acumulações arenosas (capítulo 5). As amostras provenientes de contextos arqueológicos foram sujeitas a um exame macroscópico minucioso durante o qual foram eliminadas as que se encontravam fragmentadas e/ou com sinais de alteração.

Após esta seleção, foi efetuada a identificação das espécies de moluscos a que pertencem as conchas. Sempre que o peso das amostras o permitiu (sendo necessária uma amostra inicial com um peso mínimo de cerca de 30 g) cada amostra foi constituída exclusivamente por uma espécie de conchas de moluscos. Nas amostras provenientes de contextos arqueológicos presentes no Sotavento algarvio (utilizadas no capítulo 3) foram obtidas várias amostras de conchas para o mesmo contexto arqueológico, sendo cada amostra constituída por uma espécie diferente de molusco. Nas raras situações em que não foi possível selecionar amostras mono-espécie (como no caso do contexto arqueológico UE89 de Castro Marim) foram utilizadas amostras constituídas por várias conchas de espécies diferentes. De salientar, que este protocolo ideal nem sempre pode ser cumprido (como nas amostras de fragmentos de conchas que constituem o *beachrock* analisado no capítulo 5) devido à inexistência de conchas intactas.

Após limpeza mecânica, é sempre descartado um terço do peso inicial da amostra (a denominada fração externa). A representação esquemática do procedimento experimental utilizado encontra-se na figura 2.3, a) e b) variando em função do peso inicial da amostra. A fração externa representa a camada exterior da estrutura carbonata da concha mais suscetível de contaminação. No caso do procedimento utilizado para amostras com peso entre 150 e 70 g (Fig. 2.3a), os restantes dois terços do peso da amostra são alvos de datação, representando a fração intermédia e interna.

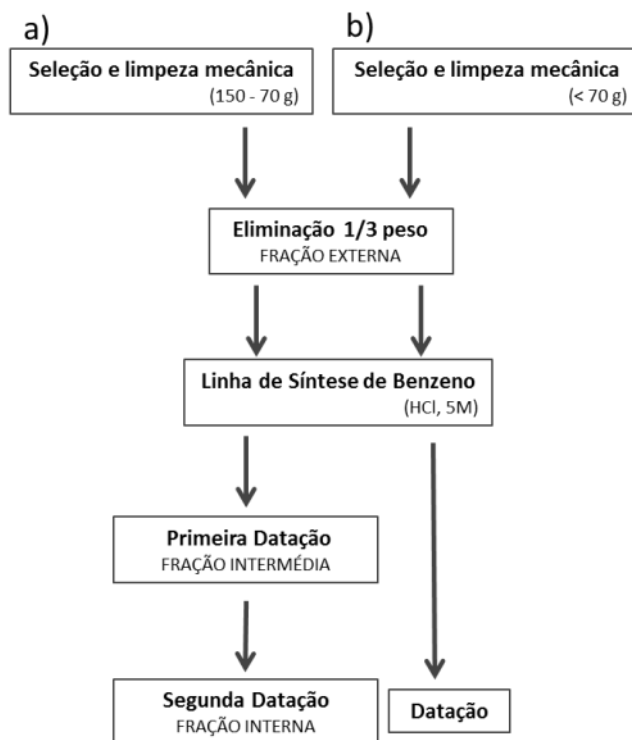


Fig. 2.3 – Esquema dos procedimentos utilizados no pré-tratamento de amostras de conchas, a) amostra com um peso inicial entre 150 a 70 g; b) amostra com um peso inicial inferior a 70g.

A obtenção de datas estatisticamente indiferenciáveis para as duas frações (intermédia e interna) e valores de $\delta^{13}\text{C}$ dentro da gama de valores das conchas de origem marinha (para amostras não contaminadas o valor de $\delta^{13}\text{C}$ deve ser superior a -3 ‰ (Keith e Anderson, 1963)) permitem aferir da fiabilidade das datações determinadas. Deste modo, a data obtida através da datação da fração intermédia é considerada apenas como um índice de fiabilidade da datação determinada com a fração interna, sendo esta (a interna) considerada como a mais fiável, e sobre a qual incide a posterior análise cronológica. Relativamente ao procedimento utilizado em amostras com peso inferior a 70 g (Fig. 2.3b) apenas se obtém uma datação devido ao peso da amostra ser insuficiente para proceder a duas análises.

2.1.10.1.2 Areias (Fração Carbonatada)

O procedimento de pré-tratamento adotado na descontaminação das amostras visa a minimização da problemática inerente ao uso da fração carbonatada dos eolianitos (ou seja, a eliminação dos carbonatos de neoformação discutida em detalhe no capítulo 5). Com este objetivo foi utilizado um pré-tratamento dividido em duas etapas (ver Figura 2.4 e Soares *et al.*, 2012). A primeira etapa consiste essencialmente na desagregação mecânica de cerca de 500 g de amostra sem sinais visíveis de alteração, recorrendo para este efeito a um almofariz e um pilão (Fig. 2.4).

Após esta etapa, seguiu-se a fase de descontaminação propriamente dita, através de uma hidrólise ácida com um ácido fraco, o qual reage preferencialmente com os carbonatos de neoformação. Recorreu-se para tal a 220 ml de ácido acético (CH_3COOH 10 M) para 500 g de areia, com o objetivo de eliminar os carbonatos secundários, antes da amostra (amostra c/d, Fig. 2.4) ser processada na linha de síntese de benzeno. Com o objetivo de avaliar a eficiência do procedimento não foi efetuada a descontaminação em algumas das amostras recentes analisadas (amostras s/d, Fig. 2.4), tendo sido processadas diretamente na linha de síntese de benzeno.

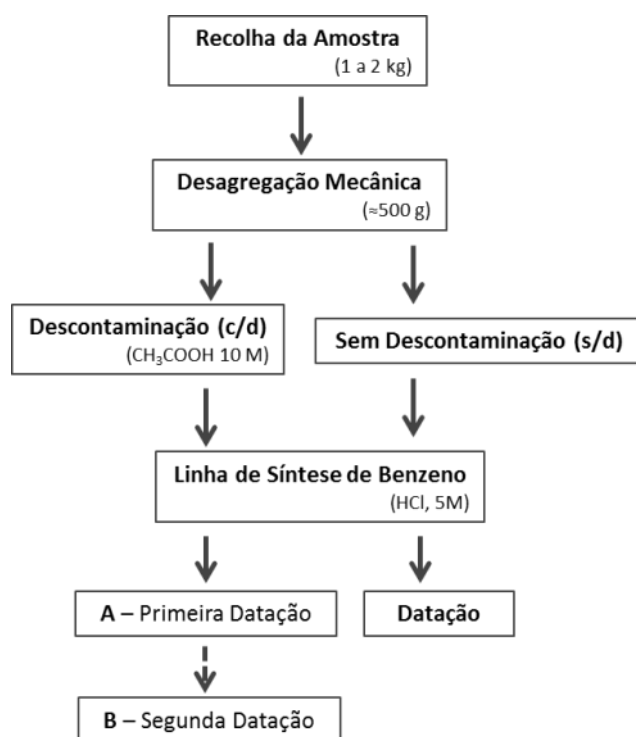


Fig. 2.4 – Esquema do procedimento utilizado no pré-tratamento da fração carbonatada de areias.

Relativamente à hidrólise ácida efetuada na linha de síntese de benzeno, esta foi efetuada recorrendo a HCl 5M. Para algumas das amostras foram efetuadas duas datações

para a mesma amostra. Assim, foi obtida uma primeira datação (A), tendo posteriormente o resíduo sido lavado com água desionizada, seco e sujeito a nova hidrólise ácida com HCl 5M (B). Este procedimento permite avaliar da fiabilidade das datas obtidas e, ao mesmo tempo, da efetividade do procedimento de descontaminação utilizado.

2.1.10.1.3 Ossos

As amostras de ossos foram previamente sujeitas a uma análise elementar de carbono (C), hidrogénio (H) e azoto (N) (Fig. 2.5). Para efetuar esta análise retirou-se cerca de meia grama à amostra a processar. Esta análise permite aferir a quantidade de colagénio (material proteico sobre o qual é efetuada a datação) que irá ser isolado para posterior combustão na linha de síntese de benzeno (Fig. 2.5). A composição elementar em N, multiplicada por cinco, permite aferir a quantidade de colagénio que irá ser isolado na fase final da extração (Sellstedt *et al.*, 1966). Tendo em consideração que o colagénio tem cerca de 50 % de carbono na sua composição, sabe-se que quantidade de carbono terá a amostra a datar.

Após esta análise preliminar, o material proteico que compõe os ossos é isolado sob a forma de colagénio, sendo eliminada a fração inorgânica. Para tal, utiliza-se o método proposto por Longin (1970), com as modificações implementadas por Soares (1989, 2005), visando a obtenção de um rendimento da reação mais elevado (Fig. 2.5).

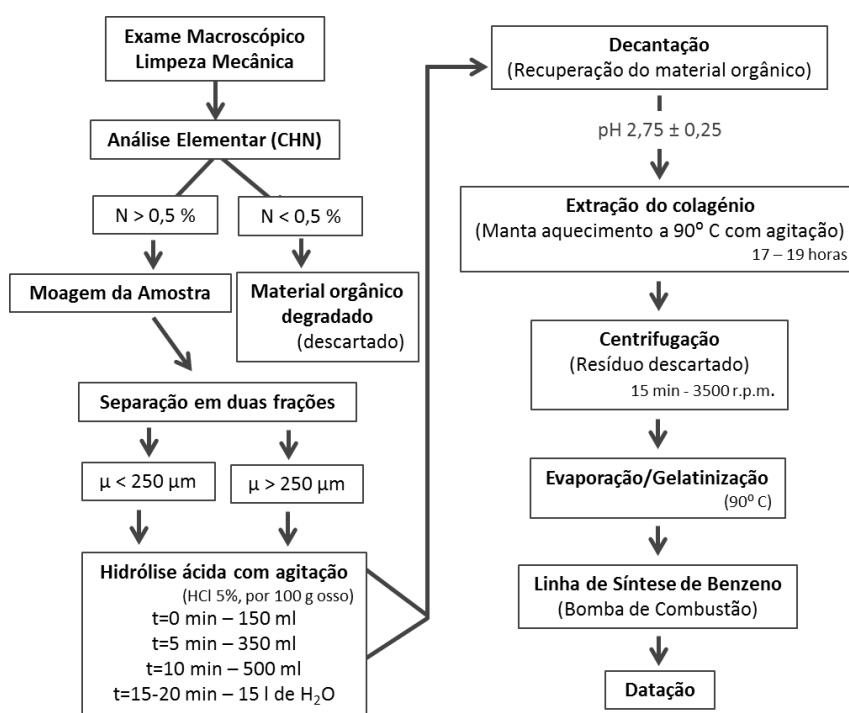


Fig. 2.5 – Esquema do procedimento utilizado no pré-tratamento de amostras de ossos.

2.1.10.1.4 Carvão e Madeira

As amostras de carvão e madeira processadas são sujeitas a um exame macroscópico preliminar, com o auxílio de uma lupa a fim de eliminar elementos estranhos à amostra (como pequenas raízes, fragmentos líticos e fragmentos de conchas). De seguida, a amostra é fragmentada em pequenos pedaços (com cerca 0,5 cm) recorrendo a um almofariz e a um pilão por forma a garantir a eficiência do pré-tratamento químico.

O pré-tratamento utilizado encontra-se esquematizado na figura 2.6 e assenta, normalmente, numa sequência de reações ácido/base/ácido das amostras com o objetivo de eliminar os contaminantes.

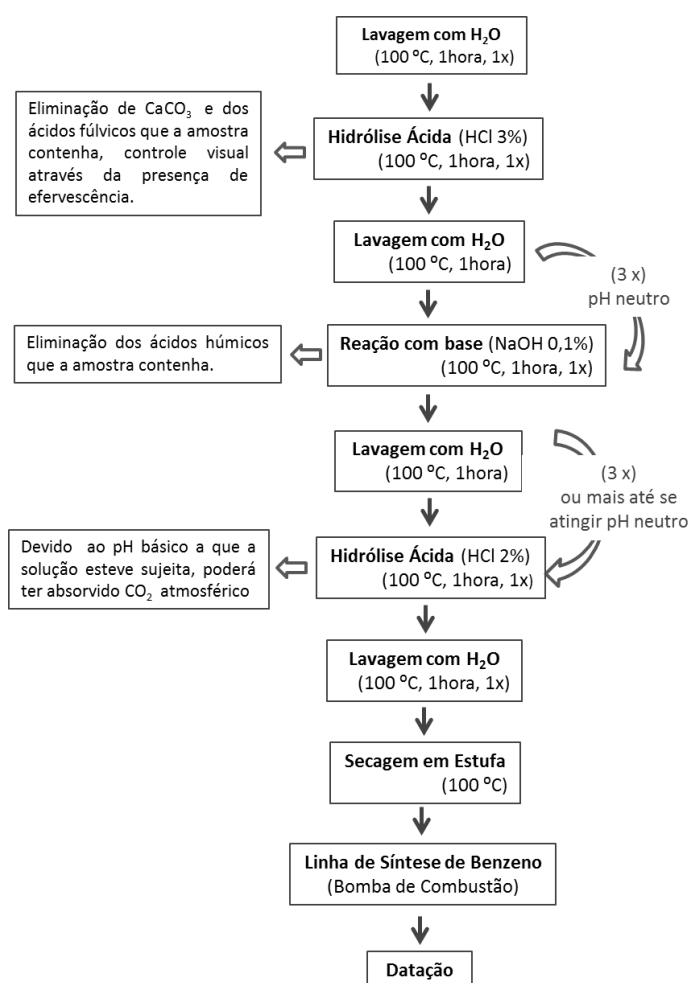


Fig. 2.6 – Esquema do procedimento utilizado no pré-tratamento de amostras de carvão e madeira.

De salientar que, sempre que possível, as amostras de carvão e madeira devem ser sujeitas a uma análise antracológica prévia ao processamento por forma a serem identificadas as espécies vegetais que deram origem aos fragmentos que irão ser alvo de datação. Esta análise possibilita a escolha entre amostras de vida longa e de vida curta, podendo deste modo ser minimizado o denominado *old wood effect* (uma discussão mais

detalhada sobre a problemática relativa ao cálculo do efeito de reservatório oceânico ΔR será retomada no capítulo 3).

A utilização de restos vegetais pertencentes a espécies de vida longa pode conduzir a um “envelhecimento” artificial do estrato geológico ou contexto arqueológico datado com base nestas amostras. Um dos princípios do método de datação por ^{14}C é a cessação das trocas de CO_2 com a atmosfera (que acontece aquando da morte de um organismo). No caso de espécies vegetais, estas trocas processam-se de modo mais complexo. O crescimento de uma espécie vegetal de vida longa é marcado pela formação de anéis de crescimento anuais, em que cada anel corresponde a um ano. Deste modo, ao datar um fragmento de madeira (ou carvão) pertencente a uma espécie vegetal de vida longa podemos estar na presença de uma idade que representa apenas a idade de formação da madeira dos anéis contidos na amostra e não a idade do depósito ou estrato em que a amostra se encontrava.

Quando não foi possível realizar a análise antracológica prévia de todas as amostras de origem vegetal procurou-se datar outras amostras da biosfera terrestre que estivessem associadas direta ou indiretamente às amostras vegetais datadas, mas pertencentes a organismos de vida curta como amostras de fauna mamalógica (ossos). A comparação entre as datas obtidas para estas amostras permitirá avaliar a presença ou não do denominado *old wood effect* permitindo, deste modo, aferir da fiabilidade das datas obtidas com materiais provenientes de espécies vegetais não identificadas ou pertencentes a espécies de vida longa.

2.1.10.2 Síntese de benzeno

A natureza da amostra condiciona, a montante, o modo como a amostra é convertida em CO_2 na linha de síntese de benzeno. Ou seja, amostras passíveis de combustão (com um teor em carbono orgânico superior a 3%) como o colagénio, o carvão e a madeira são processadas numa bomba de combustão (PHONON) de eixo horizontal numa atmosfera de O_2 ultra puro. No caso de amostras em que não é possível realizar uma combustão (conchas e fração carbonatada de areias) a obtenção do CO_2 é realizada através de uma hidrólise ácida controlada utilizando para tal normalmente HCl 5M.

Após a conversão em CO_2 e independentemente da natureza da amostra, o processamento é feito de modo igual. Assim, o gás é purificado através da passagem em *traps* de vidro que equipam a linha de síntese de benzeno (Fig. 2.7), mergulhadas numa mistura de gelo seco e álcool (atingindo uma temperatura de $-80\text{ }^\circ\text{C}$, onde ficam retidas

eventuais moléculas de H₂O). O CO₂ é recolhido, a seguir, em *traps* mergulhadas em azoto líquido, cuja temperatura de cerca de -196 °C conduz à solidificação do CO₂.

Após esta fase de purificação, é retirada uma pequena quantidade de CO₂, num dedo de vidro e efetuada a determinação do δ¹³C desse gás, utilizando um espectrómetro de massa para isótopos leves (DI-IRMS, GEO 20-20, SerCon).

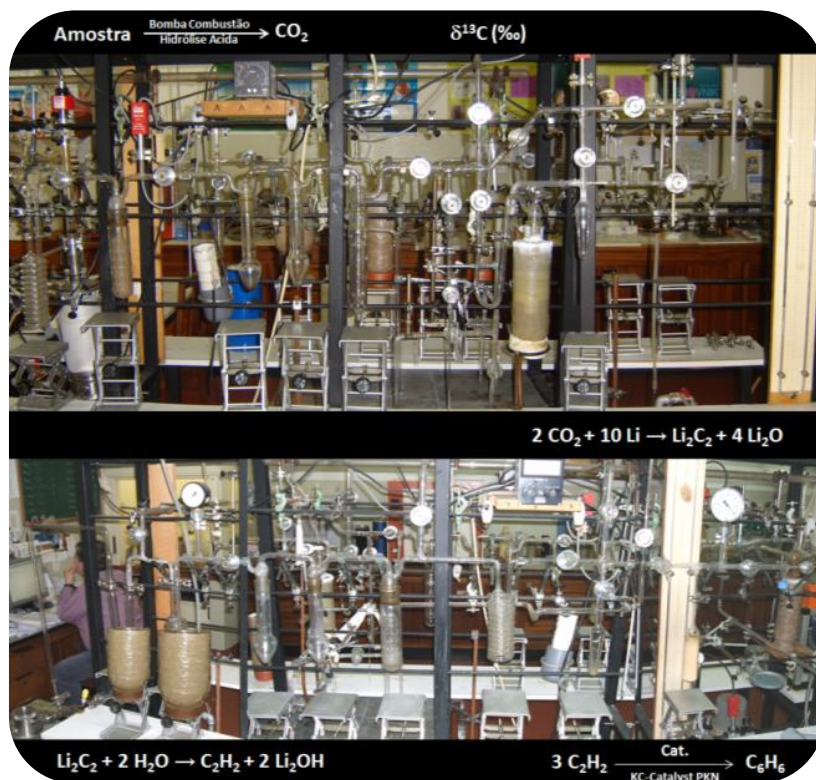


Fig. 2.7 – Linha de síntese de benzeno existente no Laboratório de Radiocarbono do C²TN com indicação das reações químicas que se processam até à síntese final de benzeno (C₆H₆).

O CO₂ produzido faz-se reagir com lítio (Li), ocorrendo a formação de carboneto de lítio (Li₂C₂) que, por sua vez, reage com água para formar acetileno (C₂H₂). Fazendo uso de um catalisador de crómio (KC-Catalyst PKN) o acetileno sofre uma trimerização obtendo-se benzeno (C₆H₆) (Soares 1989, 2005).

De salientar que a linha de síntese de benzeno se encontra em alto vácuo e todas as reações se processam em sistema fechado, apresentando normalmente um rendimento entre 95 e 100 %, assegurando assim que, a existir algum fracionamento isotópico posteriormente à determinação da razão isotópica do CO₂ produzido na fase inicial do processo de síntese, será desprezável.

O benzeno recolhido na fase final do processamento na linha de síntese é conservado durante um mês (a uma temperatura de -5 °C) a fim de garantir o tempo necessário para que ocorra o decaimento de qualquer radão (²²²Rn t_{1/2}= 3,82 dias) que

possa estar contido na amostra. A eventual incorporação do radão na amostra está relacionada com a reação do carboneto de lítio com a água, a qual poderá conter este elemento radioativo. Este método de conservação das amostras antes da sua medição no espectrómetro de cintilação líquida permite também evitar as perdas por evaporação de benzeno, composto volátil à temperatura ambiente.

2.1.10.3 Espectrometria de Cintilação Líquida

A espectrometria de cintilação líquida como técnica utilizada na datação por ^{14}C encontra-se estabelecida em Polach (1987). Esta técnica recorre a espectrómetros de cintilação líquida que medem eletronicamente os impulsos resultantes da emissão de fótons de luz originados pela interação das partículas β com um cintilador (*cocktail* de cintilação) adicionado ao benzeno a analisar.

A determinação das taxas de contagem foi efetuada recorrendo a um espectrómetro de cintilação líquida modelo PACKARD 2770 TR/SL. Foi realizada utilizando séries de 12 amostras, compostos por 2 fundos, 1 padrão moderno e 9 amostras cujas idades se pretende determinar. Cada amostra é constituída por 6,1500 g (7,0 ml) de benzeno aos quais é adicionado 1 ml de *cocktail* de cintilação (64 g de butil-PDB por litro de tolueno) (Soares 1989, 2005).

Os fundos são constituídos pela mesma quantidade de benzeno, mas sem atividade, sendo este benzeno também utilizado para garantir a geometria de contagem nas amostras cujo peso não perfaz os 6,1500 g. Para o padrão moderno utiliza-se o benzeno obtido na linha de síntese a partir do ácido oxálico SRM 4990-C (NBS-NOx) (Soares 1989, 2005). A medição de cada amostra (incluindo o padrão e os fundos) é efetuada durante 100 minutos em cada ciclo de contagem, sendo efetuada durante 20 a 30 ciclos consoante o peso inicial e a idade esperada para as amostras (Soares 1989, 2005).

2.1.10.4 Cálculo de datas convencionais de ^{14}C

O processamento dos dados das medições é efetuado de acordo com as recomendações estatísticas propostas por Gupta e Polach (1985) para validação das contagens obtidas. Após validação dos dados de contagem, o cálculo das datas convencionais de ^{14}C é efetuado de acordo com as recomendações de Stuiver e Polach (1977). A formulação matemática necessária encontra-se referida no ponto 2.1.4, e descrita em detalhe em Soares (1989, 2005), sendo os cálculos efetuados recorrendo a dois programas informáticos construídos para o efeito.

2.2 Geoquímica Isotópica

2.2.1 Isótopos estáveis

Isótopos são átomos de um mesmo elemento com o mesmo número de prótons, mas que diferem entre si pelo número de nêutrons. Isótopos estáveis definem-se como aqueles que apresentam uma configuração energética mínima não sendo, por isso, radioativos. Um isótopo tende a ser estável quando o número de nêutrons e o número de prótons é semelhante (Hoefs, 2009). Os isótopos podem, assim, ser agrupados em dois grupos principais: os estáveis e os instáveis (ou radioativos, como o ^{14}C abordado anteriormente neste capítulo). Considera-se que existem atualmente cerca de 300 isótopos estáveis e 1200 instáveis, sendo que apenas 21 elementos possuem apenas um isótopo estável, tendo todos os outros elementos misturas de, pelo menos, dois isótopos (Hoefs, 2009). Relativamente aos estudos no campo ambiental, os isótopos leves — Hidrogénio (H), Carbono (C), Azoto (N) e o Oxigénio (O) — são os mais utilizados, uma vez que dominam a composição química dos compostos biológicos. Os isótopos leves são, como o nome indica, os que menos partículas contêm no seu núcleo. Como o aumento ou diminuição de massa, em termos percentuais, causada pela adição ou perda de um nêutron, é maior nestes elementos, a sua utilização torna-se preferencial, no que se refere à sua quantificação, relativamente a outros isótopos (Sulzmann, 2008).

2.2.2 Fracionamento isotópico

Os isótopos de qualquer elemento químico, como já foi referido, diferem entre si pela respetiva massa. Para um determinado elemento, os isótopos mais pesados apresentam uma taxa de movimento e de difusão diferente da que os isótopos mais leves possuem (é o denominado efeito cinético). Existe também uma variabilidade dessas taxas associadas às temperaturas de fusão, solidificação, cristalização, condensação e evaporação. Além disso, quando se dá uma reação química, os isótopos de um mesmo elemento químico, embora reajam do mesmo modo, fazem-no a velocidades diferentes, podendo os produtos finais da reação ter teores isotópicos diferentes daqueles donde se partiu. Diz-se, então, que em todos estes casos ocorreu um fracionamento isotópico. O grau de fracionamento isotópico depende da temperatura a que se deu a transição de estado ou reação química e expressa-se, normalmente, pela grandeza delta (δ), definida pela equação 2.8:

$$\delta (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \right) \times 1000 \quad (2.8)$$

em que R representa a razão entre teores isotópicos do mais pesado relativamente ao mais leve, medidos por espectrometria de massa, quer para a amostra ($R_{amostra}$), quer para o padrão ($R_{padrão}$). Por exemplo, no caso do carbono, a definição da grandeza $\delta^{13}\text{C}$ será expressa de acordo com a equação 2.9:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{amostra} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{padrão}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{padrão}} \times 1000 \quad (2.9)$$

Cada material orgânico terá então uma determinada composição isotópica (em C e N, por exemplo) resultante do fracionamento isotópico ocorrido aquando dos processos específicos que lhe deram origem. Para os animais, a composição isotópica em carbono e azoto dos seus tecidos pode ser usada na determinação da sua dieta (Schoeninger *et al.*, 1983; Ambrose, 1993; Richards e Hedges, 1999; Martins *et al.*, 2008).

Relativamente à caracterização elementar e isotópica da matéria orgânica ao longo de sequências sedimentares verticais, alguns dos parâmetros geoquímicos utilizados na sua caracterização assentam na determinação da sua composição elementar em C e N, na razão elementar C/N, bem como nas razões isotópicas destes elementos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$). A determinação destes parâmetros permite quantificar a matéria orgânica presente nos sedimentos, assim como distinguir e identificar as diferentes fontes sedimentares que contribuíram com material orgânico. Este facto deve-se, sobretudo, à assinatura geoquímica característica destas fontes sedimentares (abordada em detalhe no capítulo 4), que acaba por deixar a sua impressão digital na matéria orgânica presente nos sedimentos, permitindo a sua identificação e quantificação (Meyers, 1994; Perdue e Koprivnjak, 2007).

2.2.3 Espectrometria de Massa

A invenção da espectrometria de massa ocorreu em 1910 pelo investigador J.J. Thomson no laboratório Cavendish, em Cambridge, que identificou, pela primeira vez, a existência de isótopos estáveis do Néon (Ne). Nesta determinação, foi utilizada uma versão embrionária dos atuais espectrômetros de massa denominado de *parabola spectrograph*. Seguindo os trabalhos pioneiros deste investigador, F. Aston desenvolveu um novo equipamento denominado de *mass spectrograph* que utilizou na determinação da maior parte dos isótopos que ocorrem naturalmente na Terra. Ambos foram distinguidos pela sua investigação através da atribuição do Prémio Nobel da Física em 1906, para J.J. Thomson, e da Química em 1922 para F. Aston (Brand, 2004).

A espectrometria de massa representa o método mais eficiente para a determinação da abundância isotópica (Hoefs, 2009). Um espectrômetro de massa de razões isotópicas permite separar átomos e moléculas carregadas em função das suas massas e movimentos através de um campo magnético e/ou elétrico. Os espectrômetros de massa atuais são constituídos, basicamente, por quatro partes principais (Fig. 2.8): 1) sistema de introdução de amostras, 2) fonte de ionização, 3) analisador e 4) detetor.

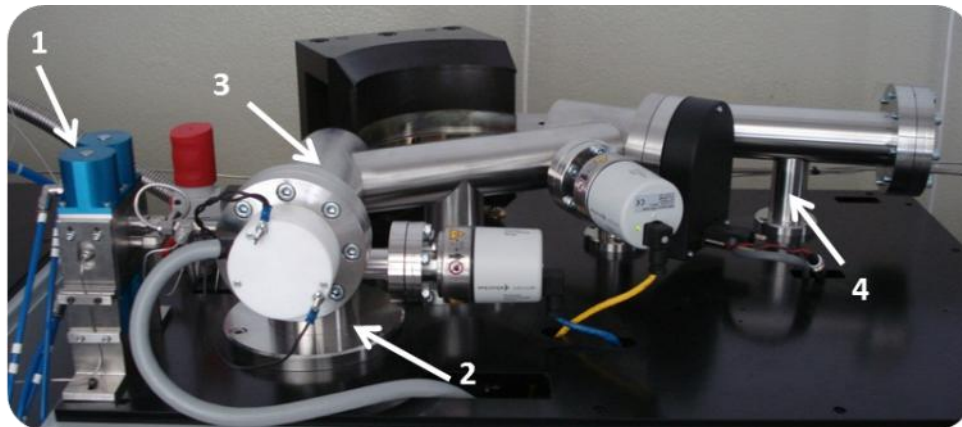


Fig. 2.8 – Componentes do Espectrômetro de Massa, Geo 20-20 (SerCon, Ltd).
1) Sistema de introdução de amostras, 2) fonte de ionização, 3) analisador, e 4) detetor.

A utilização de um coletor universal triplo (*Faraday cups*) posicionado ao longo do plano focal do espectrômetro de massa, como o que equipa o espectrômetro de massa utilizado nesta dissertação, Geo 20-20 (SerCon), permite analisar simultaneamente as razões massa/carga (m/z) de vários isótopos como os do N, O e C (massas 28 e 29 de N_2 ; 32, 33 e 34 de O_2 ; 44, 45 e 46 de CO_2).

O Geo 20-20 permite a introdução de amostras de dois modos diferentes: em Dupla Entrada (*Dual Inlet*) através de um *Manifold*, e em Fluxo Contínuo (*Continuos Flow*)

recorrendo a um analisador elementar (EA, Sercon) acoplado ao espectrómetro. No primeiro método, a amostra e o padrão de referência (com uma composição isotópica conhecida) têm de ser introduzidos sob a forma de um gás puro, sendo analisados alternadamente e efetuada a medição das suas razões isotópicas. Constitui a técnica clássica para a medição de razões isotópicas, sendo considerada como a mais precisa para a medição de isótopos de elementos leves. Contudo, requer um tempo de preparação maior relativamente ao método de Fluxo Contínuo. Neste método, o fluxo proveniente do analisador elementar (que neste caso converte amostras sólidas em gás) é introduzido de forma contínua no espectrómetro de massa. O fluxo contínuo é mantido através de um gás de arraste, He, pelo qual a amostra é transportada para o interior do espectrómetro de massa. Uma comparação entre as duas técnicas encontra-se na tabela 2.1, que sumariza as suas principais diferenças de acordo com Hoefs (2009).

Tabela 2.1 – Comparação entre as técnicas de Dupla Entrada (*Dual Inlet*) e Fluxo Contínuo (*Continuous Flow*) (Hoefs, 2009).

Dupla Entrada (<i>Dual Inlet</i>)	Fluxo Contínuo (<i>Continuous Flow</i>)
Preparação de amostras <i>offline</i>	Preparação de amostras <i>online</i>
Purificação dos gases <i>offline</i>	Purificação dos gases através da coluna do Cromatógrafo gasoso (GC)
Amostras com peso na ordem dos μg	Amostras com peso na ordem dos μg
Entrada direta das amostras gasosas	Entrada das amostras gasosas através de gás de arraste
Medição alternada entre amostra e referência (6 vezes)	Um pico por amostra
Valor de δ calculado através da média das medições	Valor de δ calculado através de integração dos picos e do gás de referência
Calibração do sistema mensal	Calibração do sistema diária e durante cada série de amostras
Poucos problemas relacionados com a homogeneidade das amostras	Problemas com homogeneidade das amostras

2.2.3.1 Espectrómetro de Massa de Razões Isotópicas de Dupla Entrada (DI-IRMS)

A espectrometria de massa de razões isotópicas de dupla entrada (*Dual Inlet – Isotope Ratio Mass Spectrometry DI-IRMS*) foi concebida por forma a garantir que tanto a amostra como a referência são introduzidas no espectrómetro de massa com a mesma pressão garantindo deste modo a ausência de fracionamento isotópico. A introdução da amostra e da referência no espectrómetro de massa é realizada alternadamente, através de um conjunto de válvulas que vão abrindo e fechando denominadas de *Change-Over-Valves* (Fig. 2.9 (C.O.V.)) sendo a pressão ajustada por meio de foles (Fig. 2.9 (*Bellows*)) que

garantem um ajuste eficiente (Ghosh e Brand, 2003). Uma representação esquemática do Geo 20-20 com funcionamento em DI-IRMS encontra-se na figura 2.9.

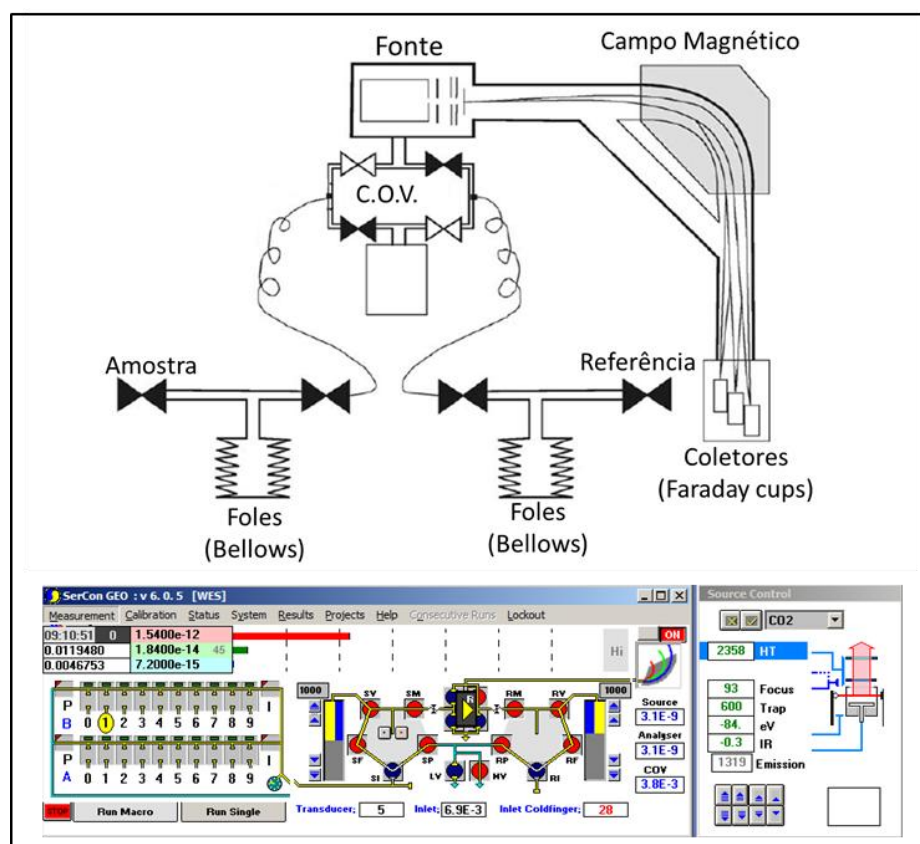


Fig. 2.9 – Esquema de funcionamento da DI-IRMS adaptado de Ghosh e Brand (2003).
Em baixo software de funcionamento do espectrômetro de massa Geo 20-20
(adaptadas de Sercon GeoMan Issue 1 (SJW 26/06/2007) SerCon, Ltd).

As moléculas da amostra após entrarem no espectrômetro de massa são ionizadas na fonte e os iões formados são acelerados por um campo elétrico até um campo magnético, onde são defletidos e finalmente medidos. Dada a geometria do sistema (curva) as espécies isotópicas mais pesadas, logo com mais inércia, são obrigadas a percorrer um arco maior do que os isótopos mais leves, sendo assim feita a separação isotópica. Cada espécie isotópica é detetada separadamente e a partir das suas razões isotópicas é calculado o valor de $\delta^{13}\text{C}$. Este processo é realizado alternadamente entre a amostra e a referência sendo mantido um fluxo “viscoso” similar, tanto para a amostra como para a referência. Esta técnica é utilizada para a determinação do $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 produzido na fase inicial da linha de síntese de benzeno. Assim, a conversão das amostras num gás de alta pureza (CO_2) é feita na linha de síntese de benzeno e não *online* com o espectrômetro de massa, como acontece no caso no método de Fluxo Contínuo.

2.2.3.2 Espectrômetro de Massa de Razões Isotópicas de Fluxo Contínuo (CF-IRMS)

A espectrometria de massa de razões isotópicas de fluxo contínuo (*Continuous Flow – Isotope Ratio Mass Spectrometry* CF-IRMS) (Fig. 2.10) representa um avanço técnico relativamente ao DI-IRMS por permitir a conversão de amostras *online* num gás de alta pureza possibilitando a análise contínua e automática de amostras.

As amostras a analisar entram no espectrômetro de massa sob a forma de um gás puro, o que requer a utilização de sistemas complexos de preparação de amostras antes da sua introdução no espectrômetro de massa para análise elementar e isotópica, nomeadamente através da passagem dos produtos de reação por colunas de combustão e redução (Fig. 2.10).

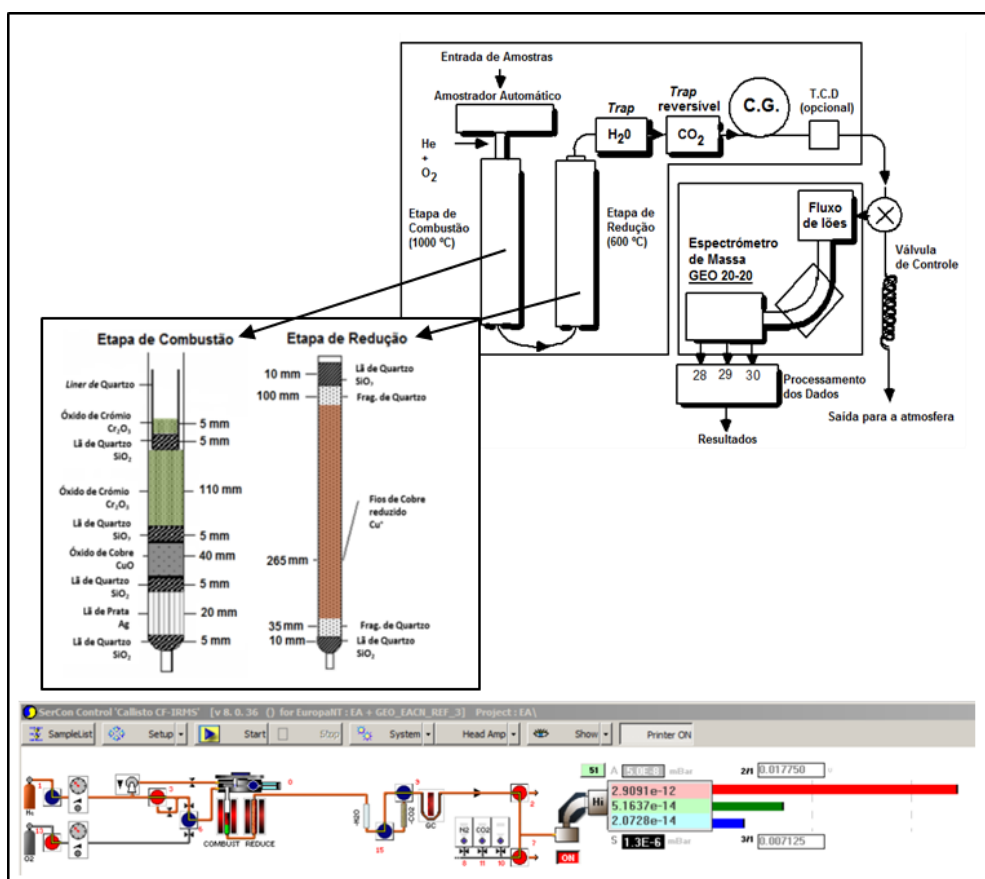


Fig. 2.10 – Esquema de funcionamento do analisador elementar EA (Sercon, Ltd) acoplado a um Espectrômetro de Massa, Geo 20-20. Em baixo software de funcionamento do espectrômetro de massa Geo 20-20 (adaptadas de Sercon GeoMan Issue 1 (SJW 26/06/2007) SerCon, Ltd).

Esta técnica foi desenvolvida com o objetivo de se obter uma conversão total da amostra por forma a eliminar os efeitos de fracionamento isotópico que possam ocorrer durante os processos de conversão.

As amostras a analisar são introduzidas em cápsulas de estanho, e colocadas num amostrador automático que sequencialmente as introduz, por gravidade, no analisador elementar (EA), nomeadamente na coluna de combustão.

A coluna de combustão é composta por Óxido de Crómio (Cr_2O_3), Óxido de Cobre (CuO), lã de Prata (Ag) e lã de Quartzo (SiO_2) (Fig. 2.10) e encontra-se a uma temperatura de $1000\text{ }^\circ\text{C}$. Ao ser introduzida a amostra nesta coluna, que contém uma atmosfera rica em O_2 puro, dá-se a combustão da mesma, sendo atingidos cerca de $1800\text{ }^\circ\text{C}$ devido à natureza exotérmica da reação. A presença de Cr_2O_3 facilita a reação completa com o O_2 de modo a formar-se CO_2 , além de óxidos de azoto, sulfatos e vapor de água. O CuO e a lã de Ag têm como finalidade reter os sulfatos que se formaram.

Em seguida, os produtos de reação passam por outra coluna (coluna de redução) (Fig. 2.10) devido ao fluxo contínuo de Hélio. Esta coluna encontra-se a $600\text{ }^\circ\text{C}$ e é composta por fios de cobre reduzido (Cu^+) que têm como finalidade reduzir os óxidos de azoto a azoto molecular e absorver o oxigénio em excesso que possa não ter reagido durante a combustão.

Os gases produzidos passam ainda por uma coluna contendo Perclorato de Magnésio, para absorver toda a água, antes de entrarem no Cromatógrafo Gasoso (GC), onde se dará a separação dos gases (CO_2 e N_2). Para além da coluna para remoção da água existe uma segunda coluna (onde os gases podem passar ou não) contendo Carbosorb (para eliminação do CO_2), a qual é apenas utilizada quando se pretende analisar N_2 isoladamente.

Após a separação, as moléculas dos gases são transferidas para o espectrómetro de massa onde são ionizadas na fonte e aceleradas por um campo elétrico até um campo magnético. Dada a geometria do sistema, as espécies isotópicas mais pesadas vão percorrer um arco maior do que as mais leves, sendo assim feita a separação isotópica. Cada espécie isotópica ($^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$, $^{14}\text{N}_2$, $^{15}\text{N}^{14}\text{N}$) é então detetada separadamente e, a partir das suas razões, são calculados os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$.

Esta técnica foi utilizada na determinação das composições elementares e isotópicas da matéria orgânica sedimentar dos testemunhos verticais de sedimentos verticais analisados e que se encontram descritos no capítulo 4. O procedimento experimental adotado para o pré-tratamento e análise elementar e isotópica da matéria orgânica sedimentar encontra-se nos pontos seguintes deste capítulo.

2.2.4 Parte experimental

O espectrômetro de massa utilizado nessa dissertação, já descrito, encontra-se instalado no Laboratório de datação por ^{14}C do C²TN. Este equipamento foi adquirido em 2010 visando a preparação de amostras para a datação por AMS. Para além desta funcionalidade, este equipamento permite a realização de análises geoquímicas de alta precisão relativamente à composição elementar (C, N) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) de micro-amostras de sedimentos.

Foram realizadas durante a elaboração desta dissertação todas as fases necessárias à instalação e funcionamento deste equipamento. Estas fases incluíram a calibração, estabilização e linearidade passando também, pela fase de implementação do método e realização de análises elementares (C, N) e isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) em matéria orgânica sedimentar presente nos sedimentos.

2.2.4.1 Operacionalidade do espectrômetro de massa

As condições de operacionalidade do aparelho são verificadas diariamente antes de se efetuarem as medições, sendo para este efeito realizados testes de estabilidade e linearidade.

Assim, e antes de iniciar qualquer análise ou teste de estabilidade e/ou linearidade, os feixes de iões são centrados nos respetivos multi-coletores. Após esta fase, as condições de análise e o sinal produzido são ajustados considerando as condições de trabalho. As condições de trabalho estabelecidas para este equipamento traduzem-se na obtenção de picos entre 7-12 nA para o caso da razão m/z 44 (CO_2) e 10-15 nA no caso da razão m/z 28 (N_2).

Para além deste ajuste é necessário também que o “fundo” de contagem esteja dentro dos valores recomendados, ou seja, inferior 3×10^{-11} A. Valores superiores indiciam que estamos na presença de eventuais contaminações ou fugas no equipamento.

Existem dois tipos de gases ligados ao espectrômetro de massa: os gases utilizados como padrão — CO_2 (pureza 99,995 %) e N_2 (pureza 99,9992 %) — e os consumíveis — He (99,9992 %) e O_2 (pureza 99,9998 %).

O teste de estabilidade propriamente dito consiste na injeção consecutiva de pulsos de gás de acordo com a natureza do gás a analisar (CO_2 e/ou N_2) e da pressão de trabalho. O teste de linearidade difere do teste de estabilidade pela injeção de pulsos de gás com pressões diferentes por forma a garantir que a geometria de contagem se mantém ao longo

das sequências analíticas. Quando se atinge uma diferença na razão isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ ou $\delta^{15}\text{N}$) entre medições dos pulsos de gás inferior ou igual a 0,3 ‰, tanto nos testes de estabilidade como de linearidade, considera-se que as condições operacionais ideais estão atingidas. Nas situações em que não se atinge a estabilidade e/ou linearidade os parâmetros da fonte têm de ser ajustados, nomeadamente a Tensão de Extração (EV - *Extraction Voltage*) e o Repulsor de Iões (IR - *Ion Repeller*).

Antes da análise das séries de amostras é ainda efetuada a análise de um branco (cápsula de estanho vazia) para verificar o estado do amostrador automático e das colunas de combustão e redução. Quando os reagentes que compõem as colunas são consumidos, o sinal obtido pela análise de brancos é afetado, constituindo uma boa ferramenta para sinalizar a necessidade de substituição das colunas por forma a garantir a fiabilidade dos resultados.

Para além destes testes diários a substituição dos reagentes que compõem as colunas encontra-se definida pelo fabricante em função dos números de amostras analisadas, variando de acordo com a natureza e composição elementar das mesmas.

2.2.4.2 Pré-tratamento de amostras

2.2.4.2.1 Secagem/Liofilização e Homogeneização

As amostras provenientes dos testemunhos verticais de sedimentos analisados nesta dissertação que se encontravam criopreservados foram seccadas

recorrendo a um processo de secagem por liofilização. Para as restantes amostras, foi utilizado um processo de secagem à temperatura ambiente. Em ambos os casos, foram posteriormente pesadas alíquotas com cerca de duas gramas correspondentes a cada um dos níveis selecionados para análise.

Após esta fase as amostras são moídas até se obter um pó uniforme com uma dimensão reduzida ($\approx 500\ \mu\text{m}$) utilizando um almofariz de cerâmica, sendo posteriormente transferidas para frascos de vidro e catalogadas. Para garantir a sua homogeneidade, as amostras são sujeitas a uma fase de homogeneização recorrendo para este efeito a um homogeneizador (Pascall Engineering – 50 Hz) durante 60 minutos (Fig. 2.11).

2.2.4.2.2 Descarboxinação

O processo de descarboxinação (Fig. 2.11) consiste em ataques ácidos sucessivos por forma a eliminar totalmente o carbonato de cálcio (CaCO_3), o que pode alterar os resultados da análise isotópica da matéria orgânica sedimentar.

Assim, foram pesadas cerca de 0,500 g de cada amostra de sedimento em tubos de vidro (Duran), aos quais se adicionaram 10 ml de uma solução de HCl 2M. Após 2 horas, com agitação regular, os tubos são colocados numa centrífuga (P-Selecta Mixtasel-BL) e centrifugados a 4000 r.p.m. durante 15 minutos.

Após a centrifugação, o sobrenadante foi descartado e o sedimento novamente alvo de ataque com a solução ácida. Este procedimento foi repetido três vezes até não se verificar qualquer reação (efervescência) com a adição de ácido.

Os sedimentos foram posteriormente lavados com H_2O destilada, para eliminar qualquer vestígio de ácido. A lavagem consistiu na adição de 10 ml de água destilada em cada tubo, sendo aplicado o mesmo procedimento de agitação e centrifugação utilizado para a reação ácida, sendo o sobrenadante descartado. Este procedimento foi repetido até se atingir pH neutro. Uma vez terminado o procedimento de descarboxinação, os tubos de vidro com o sedimento foram colocados numa estufa (30 °C) e, após secagem, pesados novamente. Para a determinação da concentração de CaCO_3 foi utilizada uma abordagem semi-quantitativa efetuada através da diferença entre o peso seco da amostra antes e após a descarboxinação, sendo esta considerada como equivalente à quantidade de CaCO_3 que a amostra contém.

Para garantir homogeneidade das amostras, estas foram novamente moídas num almofariz de cerâmica, transferidas para microtubos (Eppendorf) e sujeitas a nova homogeneização durante 60 minutos.

2.2.5 Análise Elementar (C, N) e Isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$)

A determinação da composição elementar (C, N) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) foi feita com recurso a um Espectrômetro de Massa para Elementos Leves (Geo 20-20 CF-IRMS) com um Analisador Elementar (EA) acoplado e já descrito (Fig. 2.11).

Todas as amostras foram analisadas em duplicado, ou seja, os valores determinados para os teores em C e N e para as razões isotópicas resultam de uma média dos resultados obtidos com duas alíquotas da mesma amostra. Tal decisão baseou-se na elevada reprodutibilidade que os resultados preliminares apresentaram com este equipamento, o que permitiu poupar reagentes e tempo, comparativamente às análises de amostras em triplicado, como é usual acontecer.

As amostras e os materiais de referência foram pesados em cápsulas de estanho (EuroVector, 5x9 mm) sendo a pesagem das amostras efetuada recorrendo a duas balanças, Sartorius MP8-1 (1601) e Mettler Toledo UMT5, com precisão de $\pm 0,1$ mg e $\pm 0,1$ μg respetivamente.

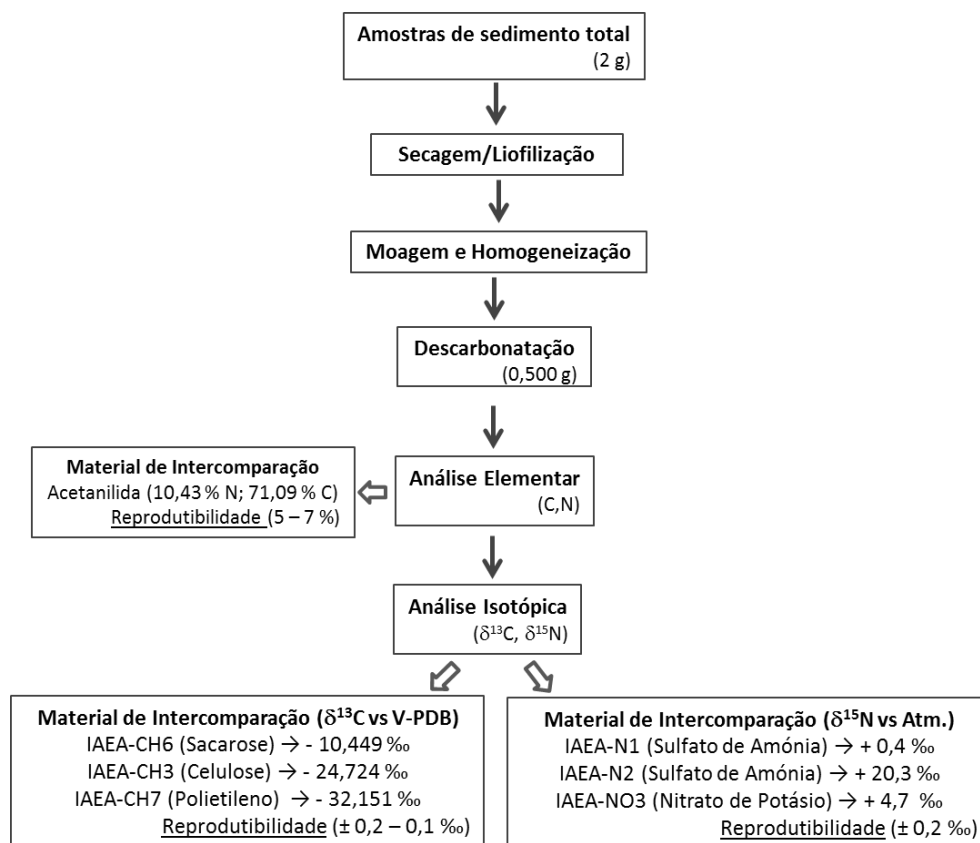


Fig. 2.11 – Esquema de procedimento utilizado no pré-tratamento das amostras analisadas.

Para determinar a composição elementar em C e N (Fig. 2.11) foram preparadas séries de amostras (variando entre 15 e 20 amostras) contendo duas alíquotas de cada

amostra, juntamente com amostras de materiais de referência. Neste caso o material de referência utilizado para a determinação da composição elementar foi a Acetanilida (C_8H_9NO) contendo 71,09 % de C e 10,43 % de N. Nas séries de medição introduziu-se um padrão de referência a cada dez amostras. Nesta determinação efetuou-se a correção para a perda de massa ocorrida durante a descarbonatação.

Para a determinação das razões isotópicas ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) (Fig. 2.11) pesaram-se quantidades de amostra proporcionais ao teor elementar em C ou N, ou seja, o peso de cada amostra foi calculado no sentido de permitir obter sinais analíticos semelhantes.

Amostras com teores elementares mais elevados necessitam de pesos menores para se atingir o sinal ideal, ao contrário de amostras com teores mais baixos. Deste modo, utiliza-se apenas a quantidade necessária e não há desperdício de material, nem desgaste desnecessário dos equipamentos, garantindo também a geometria de contagem e a fiabilidade dos resultados.

Durante o processamento das séries de amostras são analisados, também, impulsos de gás, do mesmo tipo do que está a ser analisado (CO_2 ou N_2). Estas determinações servem, também, como indicador de qualidade de funcionamento do aparelho durante o desenrolar da série analítica.

Relativamente aos materiais de referência utilizados nas determinações isotópicas os mesmos encontram-se descritos nos parágrafos seguintes deste capítulo.

2.2.6 Normalização das medições isotópicas

Por forma a facilitar a comparação dos resultados das medições isotópicas entre os vários laboratórios à escala global, foi necessária a criação de padrões internacionais. Com esta finalidade foram definidas substâncias de referência para estas determinações como o PDB (Pee Dee Belemnite) para o $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, atualmente substituído pelo V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite), e o azoto atmosférico para o $\delta^{15}N$. Os padrões usados nas determinações isotópicas encontram-se calibrados relativamente a estes padrões de referência primários, que se convencionou como representativos do valor de $\delta = 0$ ‰. De acordo com Gröning (2004) a terminologia adequada aos diferentes materiais utilizados nas determinações isotópicas deve ser a seguinte: materiais de referência primários (ou padrões internacionais), materiais de intercomparação e materiais de referência internos.

2.2.6.1 Materiais de referência primários

Os padrões de referência primários utilizados para exprimir as variações naturais da composição isotópica do carbono e do azoto são o PDB e o N₂ atmosférico, respetivamente.

2.2.6.1.1 PDB e V-PDB

Relativamente aos isótopos de carbono, os reservatórios de maiores dimensões e mais homogêneos são de origem marinha. Deste modo, o padrão primário de referência para o carbono é o rostró calcário de um fóssil de *Belemnitella* recolhido na formação Cretácica Pee Dee que se encontra na Carolina do Sul, de onde deriva o nome Pee Dee Belemnite (PDB), tendo a sua composição isotópica sido determinada por Craig (1957). Foi usado como referência para os isótopos de carbono mas, também, para os isótopos de oxigénio, designadamente para os carbonatos. Este material carbonatado encontra-se esgotado há várias décadas tendo sido substituído pelo Vienna-PDB (V-PDB), em 1995 (Gonfiantini *et al.*, 1995).

2.2.6.1.2 N₂ Atmosférico

O azoto (N₂) que existe na atmosfera apresenta um comportamento homogêneo relativamente à sua composição isotópica à escala global sendo por este motivo utilizado como padrão de referência primário na determinação das variações isotópicas do azoto (Mariotti, 1983; Gröning, 2004).

2.2.6.2 Materiais de Intercomparação

Os materiais designados de intercomparação foram adquiridos à Agência Internacional de Energia Atómica (AIEA), apresentando valores internacionalmente aceites e certificados para a determinação de composições isotópicas. Os padrões utilizados nas determinações isotópicas efetuadas nesta dissertação encontram-se na Tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Materiais de intercomparação utilizados nas determinações isotópicas.

Referência	Descrição	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs V-PDB	$\delta^{15}\text{N}$ (‰) vs Atm.
CH-3	Celulose	-24,724 ± 0,041	-
CH-6	Sacarose	-10,449 ± 0,033	-
CH-7	Polietileno	-32,151 ± 0,050	-
USGS24	Grafite	-16,049 ± 0,035	-
IAEA-N1	Sulfato de Amónia	-	+ 0,4 ± 0,2
IAEA-N2	Sulfato de Amónia	-	+ 20,3 ± 0,2
IAEA-NO3	Nitrato de Potássio	-	+ 4,7 ± 0,2

Durante as sequências analíticas os materiais de intercomparação são colocados no início, no meio e no fim da sequência. A utilização de uma ancoragem em três pontos ao longo da sequência analítica permite contabilizar desvios que possam ocorrer durante o período de análise de cada série de amostras (cada série analítica, com 70 a 80 amostras demora em média 7 a 8 horas).

2.2.6.3 Materiais de referência internos

A utilização de materiais de intercomparação em análise de rotina não é prática comum na determinação de composições devido ao elevado custo que estes materiais apresentam e à disponibilização racionada dos *stocks*, por parte dos organismos internacionais (nomeadamente a AIEA), por forma a garantir o fornecimento à escala global.

Deste modo foram também utilizados materiais de referência internos (Tabela 2.3), previamente calibrados com os materiais de intercomparação, sendo efetuadas calibrações regulares por forma a garantir a precisão e reprodutibilidade dos resultados determinados.

Tabela 2.3 – Padrões internos utilizados nas determinações isotópicas.

Referência	Descrição	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs V-PDB	$\delta^{15}\text{N}$ (‰) vs Atm.
IAEA-C3	Celulose	$-24,9 \pm 0,5$	-
IAEA-C6	Sacarose	$-10,8 \pm 0,5$	-
IAEA-C8	Ácido Oxálico	$-18,3 \pm 0,5$	-
SR1	Ureia	$-33,1 \pm 0,3$	$-1,1 \pm 0,3$
SR4	Sacarose Comercial	$-11,6 \pm 0,3$	-
SR5	Farinha Comercial	$-26,8 \pm 0,3$	$3,1 \pm 0,3$

2.2.7 Tratamento de resultados das medições isotópicas

A seleção dos materiais de intercomparação e internos para integrar as séries analíticas teve como fim a construção, após análise, de uma reta de correção (Fig. 2.12), definindo um intervalo que contenha os valores esperados para as amostras analisadas. Ao utilizar um material de intercomparação como referência e medindo os restantes, cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (ou $\delta^{15}\text{N}$) são conhecidos, como amostras, vamos obter uma medida precisa do desvio que a medição pode apresentar.

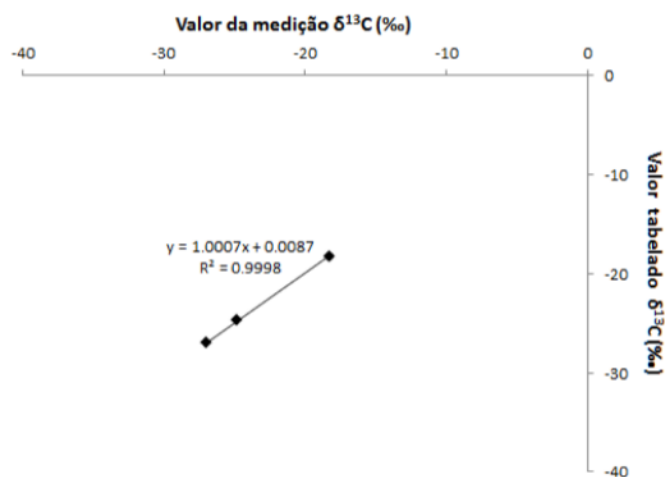


Fig. 2.12 – Reta de correção entre valores medidos e valores tabelados.

Deste modo, após realizada a sequência analítica, os valores $\delta^{13}\text{C}$ (ou $\delta^{15}\text{N}$), medidos para os materiais de intercomparação e internos como amostras, são corrigidos relativamente aos seus valores tabelados, através do traçado de uma reta de regressão linear com os valores medidos em função dos seus valores tabelados (Fig. 2.12). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (ou $\delta^{15}\text{N}$) obtidos para as amostras são posteriormente corrigidos através da reta de regressão obtida para os materiais de intercomparação, obtendo-se os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (ou $\delta^{15}\text{N}$) para as amostras.

Capítulo 3

O Efeito de Reservatório Oceânico (ΔR)



3.1. A problemática associada ao efeito de reservatório oceânico (ΔR)¹

A conceção de modelos de reconstrução paleoambiental e paleoclimática, baseados em datas de ^{14}C de amostras da biosfera marinha, tende a ser relegado para segundo plano, quando comparado com a construção dos mesmos modelos recorrendo a amostras provenientes da biosfera terrestre, desde que estas se encontrem presentes no registo sedimentar. Este facto está sobretudo relacionado com a complexidade em alcançar uma calibração fiável das datas convencionais de ^{14}C obtidas a partir de amostras da biosfera marinha, ao contrário do que acontece com a calibração de amostras provenientes da biosfera terrestre. Esta complexidade é inerente ao próprio reservatório geoquímico marinho, que incorpora variações intra e inter-reservatórios por vezes difíceis de quantificar ao longo do tempo (e.g. Ascough *et al.*, 2007, 2009; Soares e Martins 2009, 2010; Russel *et al.*, 2011).

No entanto, em zonas da plataforma continental em que são recolhidos testemunhos verticais de sedimentos ou em contextos arqueológicos localizados próximos da costa, as amostras passíveis de serem datadas por ^{14}C , que se encontram normalmente presentes em maior abundância e em melhor estado de conservação, são as de origem marinha. Este facto conduz à necessidade de se obter uma quantificação precisa do efeito de reservatório marinho de forma a utilizar de forma correta as datas de ^{14}C obtidas a partir destas amostras.

A conversão de datas convencionais de ^{14}C em idades de calendário solar é essencial, dada a utilização de outros métodos de datação como o $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, ^{210}Pb , TL ou OSL para a conceção destes modelos, sendo, por conseguinte, imperativa a necessidade de integrar os dados obtidos a partir destes vários métodos numa escala temporal universalmente comparável. Esta questão é transversal a todas as áreas científicas em que a datação por ^{14}C é utilizada como a ferramenta por excelência, quer para a definição de um esqueleto cronológico associado a eventos paleoclimáticos e paleoambientais, quer para a definição de períodos históricos da evolução humana nos últimos 50.000 anos.

Quando a amostra a datar provem da biosfera terrestre, a sua radioatividade, relativamente ao ^{14}C , espelha a radioatividade da atmosfera contemporânea, a qual é convenientemente representada por uma determinada percentagem da atividade do padrão

¹ Parte da investigação apresentado neste capítulo da dissertação foi alvo de apresentação e publicação podendo ser consultada em: Martins J.M.M., Soares A.M.M. (2013). Marine Radiocarbon Reservoir effect in southern Iberian Atlantic Coast *Radiocarbon*, 55(2-3), 1123- 1134.

URL: <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/16326>

moderno (ácido oxálico N.B.S.) utilizado em datação por ^{14}C (ver capítulo 2). No caso de amostras provenientes da biosfera marinha já não se pode utilizar essa percentagem da atividade do padrão moderno, uma vez que os organismos marinhos se formam em equilíbrio com a água do mar, a qual é empobrecida em ^{14}C quando comparada com a atmosfera.

Como já foi mencionado no capítulo 2, Stuiver *et al.* (1986) fizeram uso do modelo proposto por Oeschger *et al.* (1975) para efetuarem a caracterização e quantificação do sistema de transferência de carbono entre oceano e atmosfera. Tendo em consideração que existe variabilidade regional das condições oceânicas, variabilidade essa que não é tomada em conta pelo modelo, então haverá que calcular, para a região em estudo, um parâmetro, que denominaram de ΔR (efeito de reservatório oceânico ou marinho), que traduza essa variabilidade. O ΔR pode assim ser definido como a diferença entre a idade de reservatório do *mixed layer* da fração de oceano considerada e a idade de reservatório do *mixed layer* do oceano global.

O parâmetro ΔR para uma determinada região oceânica pode ser calculado a partir da datação de um par de amostras contemporâneas da biosfera terrestre e da biosfera marinha, independentemente da sua cronologia. Para se proceder ao cálculo do ΔR a data convencional de ^{14}C da amostra da biosfera terrestre é convertida através do modelo referido, numa idade marinha (modelada), a qual é subtraída da data convencional de ^{14}C determinada com a outra amostra, constituinte do par, proveniente da biosfera marinha (Stuiver e Braziunas, 1993). O ΔR pode ainda ser calculado através da utilização de amostras historicamente datadas provenientes da biosfera marinha cujo ano de recolha, ou seja, ano da morte dos organismos presentes na amostra seja conhecido com exatidão. Da diferença entre a data convencional de ^{14}C obtida a partir dessa amostra marinha e o ano de recolha do organismo vivo, convertido pelo modelo proposto por Stuiver *et al.* (1986) na data marinha modelada, obtém-se o valor de ΔR . O ano de recolha destas amostras (ou seja o ano da morte do organismo) deverá ser anterior a 1950, a fim de evitar as perturbações ocorridas nos reservatórios geoquímicos de carbono com o início dos testes nucleares.

O valor de ΔR será, para uma determinada região oceânica, uma medida do efeito de reservatório ou, por outras palavras, um índice do empobrecimento ou enriquecimento em ^{14}C dessa região oceânica relativamente ao oceano global.

De salientar que o modelo de difusão oceano-atmosfera, aplicado ao sistema de transferência de carbono entre reservatórios e que conduziu ao conceito e cálculo de ΔR faz uso, apenas, de parâmetros de transferência independentes do tempo, pelo que isso

implica que se assuma que as condições oceanográficas na região em causa não variaram ao longo do tempo de um modo diferente das do oceano considerado como um todo, o que conduziu a que o ΔR fosse considerado como constante (Stuiver *et al.*, 1986). Este modelo tem sido utilizado nas curvas de calibração para organismos marinhos, incluindo a mais recente Marine09 (Reimer *et al.*, 2009), onde se contempla uma idade de reservatório do oceano global de 405 ± 22 anos ^{14}C , correspondendo a esta idade de reservatório um valor $\Delta R = 0$ anos ^{14}C .

A constância do valor de ΔR pode e tem sido testada comparando valores de ΔR obtidos a partir de pares de amostras colhidas em depósitos geológicos ou, mais vulgarmente, em contextos arqueológicos de diferente cronologia. O trabalho que tem vindo a ser desenvolvido no Laboratório de ^{14}C do C²TN sobre o efeito de reservatório oceânico na orla costeira oeste-ibérica pôs, pela primeira vez, em causa que, mesmo durante o Holocénico, a constância de ΔR seja aplicável para qualquer região, como se julgava até à altura da publicação dos primeiros trabalhos sobre esta problemática (Soares 1989, 1993; Stuiver e Braziunas, 1993).

As diferenças das condicionantes oceanográficas regionais relativamente ao modelo proposto para o oceano global originam a existência de valores de ΔR de sinal positivo ou negativo. Estas diferenças podem ser facilmente constatadas, a uma escala global, em *Marine Reservoir Correction Database* <http://calib.qub.ac.uk/marine/>, onde se encontram os valores de ΔR e $R(t)$ determinados a partir de amostras de organismos marinhos cujo ano de morte é conhecido com exatidão. O significado paleoambiental dos valores negativos ou positivos que ΔR pode apresentar está relacionado com fenómenos oceanográficos específicos da região oceânica em causa.

Por outro lado, o valor determinado para $R(t)$ toma sempre valores positivos, independentemente do sinal determinado para o valor de ΔR ser negativo ou positivo. Estes dois parâmetros, embora intimamente ligados, apresentam-se como entidades completamente distintas, sendo por vezes confundidas aquando da calibração de datas convencionais de ^{14}C provenientes da biosfera marinha, o que conduz a erros significativos na interpretação das datas (e.g. Rodríguez-Vidal *et al.*, 2010; Soares, 2010).

3.2. Relação entre ΔR e *Upwelling*

Um dos fenómenos hidrodinâmicos que contribui para a variabilidade do ΔR ao longo do tempo é o *upwelling* costeiro. O *upwelling* pode ser definido como o transporte

vertical de águas profundas e frias para a superfície do oceano, onde substitui a massa de água mais quente aí existente, por processos diferentes da turbulência ou da difusão.

A existência de *upwelling* traduz-se numa menor atividade específica do ^{14}C nas regiões oceânicas afetadas pelo fenómeno, uma vez que as águas provenientes de maiores profundidades que afloram à superfície são mais empobrecidos em ^{14}C do que as águas de superfície. Dado que quaisquer variações das condições oceanográficas, que originam um enriquecimento ou empobrecimento em ^{14}C nas massas de água envolvidas, ficam registadas nas conchas dos moluscos que se formaram nessas águas, o teor em ^{14}C das conchas marinhas constitui um indicador direto (*proxy*) da presença ou ausência de *upwelling* e da sua intensidade. Assim, para regiões passíveis de serem afetadas por este fenómeno, valores francamente positivos de ΔR sugerem a existência de um *upwelling* ativo, enquanto que valores de ΔR negativos ou próximos de zero estão normalmente associados a um *upwelling* de fraca intensidade ou reveladores da sua inexistência (e.g. Kennett *et al.*, 1997; Ingram, 1998;; Diffenbaugh *et al.*, 2003; Soares, 2005; Soares e Dias, 2006a, 2007; Soares e Martins, 2009, 2010).

3.2.1. Costa Ocidental Portuguesa

A costa ocidental portuguesa (Fig. 3.1) encontra-se enquadrada, do ponto de vista oceanográfico, na fronteira norte do sistema de *upwelling* costeiro do NW Africano. Os ventos costeiros presentes nesta região obedecem a um padrão sazonal relacionado com a climatologia característica do sector NE do Oceano Atlântico (Wooster *et al.*, 1976).

A plataforma continental da costa ocidental portuguesa origina um sistema oceanográfico complexo devido à sua localização, extensão, forma da linha de costa e batimetria, potenciando uma série de processos oceanográficos físicos incluindo o *upwelling* e o *downwelling* costeiro. Por outro lado, o padrão de ventos dominante nesta região da costa portuguesa é uma consequência direta da influência do anticiclone dos Açores, que origina variações na direção dominante e na intensidade do regime de ventos na região, a que correspondem modificações significativas na estrutura da coluna de água. Estas variações criam um regime de *upwelling* sazonal, com maior intensidade nos períodos de Abril a Setembro, devido ao regime de ventos dominante do sector norte (Nortada), que potenciam o transporte de Ekman, criando condições favoráveis a um incremento na intensidade deste fenómeno oceanográfico. Nos meses de Outubro a Março, esta zona costeira está sobre a influência de ventos do sector sul devido a um reforço da intensidade da depressão atmosférica localizada na Islândia, associada à migração

latitudinal do anticiclone dos Açores para sul, o que potencia a presença do fenómeno de *downwelling* na costa ocidental (Fiúza, 1982, 1983; Fiúza *et al.*, 1982; Ferreira, 1984; Nogueira, *et al.* 2003; Varela *et al.*, 2005).

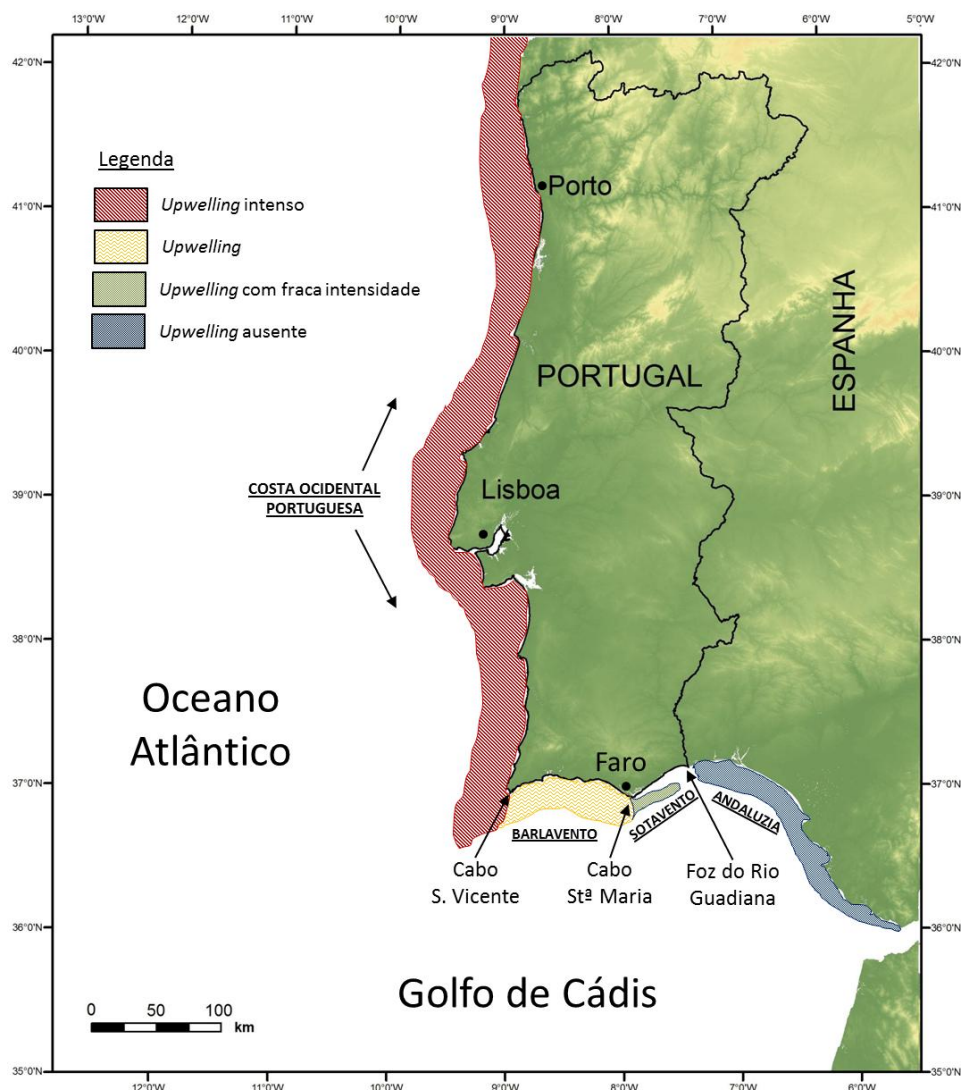


Fig. 3.1 – Mapa de localização das áreas em estudo.

A investigação realizada por Soares (1989, 2005) e Soares e Dias (2006a) sobre o efeito de reservatório oceânico na orla costeira portuguesa permitiu determinar, pela primeira vez, valores de ΔR para a costa ocidental. A partir de amostras de conchas historicamente datadas determinou-se que ΔR tomava o valor de 280 ± 35 anos ^{14}C ($R=700 \pm 35$ anos ^{14}C) nesta costa (Soares, 1993). Este valor, francamente positivo, reflete um *upwelling* costeiro de elevada intensidade, o que acontece, na realidade, hoje em dia. Por outro lado, fazendo uso de pares de amostras arqueológicas, da biosfera marinha e da biosfera terrestre, contemporâneas e estreitamente associadas, foi possível verificar que,

durante o Holocénico, ΔR terá variado entre 940 ± 50 anos ^{14}C e -160 ± 40 anos ^{14}C (Soares e Dias, 2006a). Para o intervalo de tempo 3000 - 1200 BP, para o qual existe um número razoável de valores de ΔR , o valor médio ponderado determinado para ΔR foi de 95 ± 15 anos ^{14}C , o que sugere uma situação de *upwelling* costeiro menos intenso que o atual. Também entre 7500 BP e 5000 BP os poucos valores obtidos para ΔR , bem como outros *proxies* paleoclimáticos, apontam também para uma situação de *upwelling* com uma intensidade menor que a atual (Soares, 2005; Soares e Dias, 2006a).

3.2.2. Costa norte do golfo de Cádiz

Na costa norte do golfo de Cádiz (Fig. 3.1) podem ser consideradas três zonas com condições oceanográficas distintas: o Barlavento e o Sotavento algarvios e a costa da Andaluzia.

O Barlavento algarvio (zona oeste da costa sul Portuguesa), localizado entre o Cabo de S. Vicente e o Cabo de St.^a Maria (Fig. 3.1), é influenciado pelo efeito dinâmico do Cabo de S. Vicente que permite que as águas empobrecidas em ^{14}C presentes na costa ocidental portuguesa se desloquem para sul e para este, originando um zona de *upwelling* quasi-permanente na área do Cabo de S.Vicente e prologando-se para este até ao Cabo de St.^a Maria. (Fiúza, 1982, 1983; Fiúza *et al.*, 1982; Ferreira, 1984, Relvas e Barton, 2002). Os valores de ΔR já obtidos para esta região variam entre -40 ± 40 e 550 ± 40 anos ^{14}C , tendo sido determinado um valor médio para o ΔR relativo aos últimos 3000 anos de 65 ± 20 anos de ^{14}C (Soares e Martins, 2010).

Relativamente à costa da Andaluzia (Fig. 3.1), devido à configuração da sua linha de costa e às condicionantes meteorológicas que afetam esta região, o processo de *upwelling* costeiro não a afeta (Fiúza *et al.*, 1982). Foi obtido um valor médio para o ΔR de -135 ± 20 anos ^{14}C , o que é consistente com a ausência de *upwelling* na região e indicia a presença de alguma estratificação da coluna de água (Soares e Martins, 2010).

No entanto, durante o período de tempo compreendido entre os 4400 a 4000 BP, foram obtidos para a região do Barlavento e da costa da Andaluzia valores altos de ΔR que sugerem a presença de um *upwelling* de forte intensidade na costa norte do golfo de Cádiz (Soares e Martins, 2010). Este incremento na intensidade do *upwelling*, durante este período de tempo na costa andaluza do Golfo de Cádiz, não estará diretamente relacionado com a direção e intensidade do regime de ventos habituais junto à costa, mas sim, associado, porventura, a um reposicionamento da frente dos Açores a Este, o que terá conduzido a que a corrente dos Açores penetrasse no golfo de Cádiz neste período,

resultando no aparecimento do *upwelling*, que lhe está associado, nesta área costeira (Soares e Dias, 2006b).

No âmbito desta dissertação foi possível preencher uma lacuna no conhecimento da variabilidade do ΔR na costa norte do Golfo de Cádiz através da determinação do valor de ΔR para a região do Sotavento algarvio. Esta região, localizada entre o Cabo de St.^a Maria e a foz do Rio Guadiana (Fig. 3.1), apresenta-se como uma área de menor influência do *upwelling*, em comparação com a região do Barlavento algarvio. Quando o regime de ventos dominante nesta região é do sector oeste, devido à configuração da sua linha de costa e ao curto tempo de reação do reservatório oceânico a modificação do regime de ventos, observa-se a existência esporádica do fenómeno de *upwelling* a este do Cabo de St.^a Maria. Da combinação destes fatores surge, então, uma zona de *upwelling* costeiro de fraca intensidade ao largo da costa do Sotavento algarvio. Esta zona de *upwelling* pode coexistir e ser de certo modo potenciada quando a zona de águas empobrecidas em ¹⁴C proveniente do *upwelling* da costa ocidental atinge esta região através do efeito dinâmico do Cabo de S. Vicente (Fiúza, 1983; Relvas e Barton, 2002 Vargas *et al.*, 2003; Soares, 2005; Criado *et al.*, 2006). Ou seja, o Sotavento algarvio pode ser considerado com uma área de transição entre uma zona fortemente influenciada pelo prolongamento para este do *upwelling* costeiro que afecta a costa ocidental portuguesa (o Barlavento) e uma zona em que este efeito está ausente, a costa andaluza do Golfo de Cádiz.

3.3. Cálculo do valor do ΔR em estudos anteriores na Península Ibérica

O método utilizado anteriormente no cálculo do ΔR para as regiões costeiras atlânticas da Península Ibérica recorreu, normalmente, à datação por ¹⁴C de pares de amostras provenientes da biosfera terrestre e marinha recolhidas em contextos arqueológicos bem definidos, sendo as amostras marinhas consideradas representativas de um ambiente marinho aberto. Os pares de amostras eram constituídos, no mínimo, por uma amostra proveniente da biosfera terrestre (carvão ou ossos) e uma amostra proveniente da biosfera marinha (conchas). Quando foi possível recolher mais do que uma amostra de um dos reservatórios geoquímicos por cada contexto, ou seja, quando o estado de conservação das amostras e o seu peso eram aceitáveis para a datação por ¹⁴C utilizando a espectrometria de cintilação líquida, estas foram datadas a fim de aumentar a fiabilidade do valor de ΔR obtido, bem como a definição temporal precisa do contexto arqueológico utilizado.

O cálculo de ΔR foi realizado seguindo a metodologia proposta por Stuiver e

Braziunas (1993: Fig. 15) para a conversão da idade de ^{14}C da amostra terrestre constituinte do par numa idade marinha modelada. O valor de ΔR foi obtido através da diferença entre a data de ^{14}C da amostra marinha e a idade marinha modelada do par terrestre correspondente. O desvio padrão associado ao ΔR foi calculado através da incorporação do erro determinado para a data de ^{14}C da amostra marinha que constitui o par. Nos casos, em que foram obtidas mais do que uma data de ^{14}C da mesma origem e para o mesmo contexto foi calculada uma média ponderada utilizando os valores do D^{14}C (enriquecimento radiométrico da amostra relativamente ao padrão moderno). Para este cálculo foi utilizado o critério estatístico referido por Harkness (1983), em que a diferença entre o valor do D^{14}C em causa e o valor médio do conjunto de valores terá de ser menor que duas vezes o desvio padrão combinado, sendo, desta forma, estabelecidas as amostras a utilizar no cálculo do valor médio. Se existissem amostras dentro do grupo que não obedecessem ao constrangimento estatístico imposto, estas eram excluídas e calculada uma nova média ponderada. Para as amostras provenientes da biosfera marinha, os valores de D^{14}C utilizados correspondiam à fração interna da estrutura carbonatada da concha, pelos motivos já mencionados no capítulo 2.

Para as zonas costeiras em que foram determinados valores médios de ΔR , nomeadamente para a costa sul do Barlavento algarvio e para a costa da Andaluzia, foi utilizado o mesmo constrangimento estatístico referido por Harkness (1983) para a definição dos valores que integram a média (Soares e Martins, 2010). O erro associado ao valor médio ponderado foi obtido através da utilização do desvio padrão ponderado, ou do valor do desvio padrão resultante da dispersão dos valores, sendo escolhido aquele que tivesse maior valor (Law, 1975; Stuiver *et al.*, 1986; Soares, 1989).

Por além dos pares de amostras, foram também utilizadas amostras cujo ano de recolha se sabia com exatidão. Estas amostras, recolhidas entre 1896 e 1937 pelo Rei D. Carlos I e pelo biólogo Augusto Nobre, foram obtidas em coleções museológicas (Soares, 1989, 2004). O cálculo do valor de ΔR foi efetuado seguindo a metodologia proposta por Stuiver *et al.* (1986) (Soares, 1989; 1993).

3.4. Cálculo do ΔR

A principal diferença na metodologia adotada nesta dissertação para o cálculo de ΔR e a utilizada anteriormente baseia-se na metodologia utilizada em investigações mais recentes, relativamente à determinação do ΔR , desenvolvidas no Atlântico Norte (Reimer

et al., 2002; Ascough *et al.*, 2005, 2007, 2009; Russel, 2011; Russel *et al.*, 2011), tendo em conta os seguintes pontos: a) tipo de interpolação; b) utilização de datas convencionais de ^{14}C sem arredondamentos; c) resultados determinados com recurso à utilização de pares múltiplos de amostras; c) recurso ao teste χ^2 como critério estatístico.

A revisão dos dados anteriormente publicados foi efetuada com o objetivo de harmonizar e facilitar a comparação entre os valores de ΔR , tendo sido possível incluir pares de amostras inéditos nos cálculos para as regiões já analisadas (com exceção da costa andaluza), bem como a determinação, pela primeira vez, do valor de ΔR para a região do Sotavento algarvio.

Relativamente aos novos contextos arqueológicos incluídos nesta dissertação e cujas datas convencionais de ^{14}C foram utilizadas na determinação do ΔR , procedeu-se a um contacto estreito com os investigadores responsáveis pela realização dos trabalhos arqueológicos, tal como tinha sido feito anteriormente. Desta forma, pretendeu-se garantir que os pares utilizados proviessem de contextos seguros e que a associação entre os materiais estabelecesse relações cronológicas precisas. Os que foram escolhidos estavam normalmente associados a lixeiras domésticas, onde os pares de amostras têm um processo deposicional simultâneo, ou seja, donde se pode inferir que a altura da morte dos organismos de ambos os reservatórios é a mesma.

3.4.1. Amostras provenientes de estudos anteriores

3.4.1.1. Pares de amostras

Devido à dinâmica oceanográfica regional presente no Atlântico Norte, a inclusão dos dados relativos à Costa Ocidental Portuguesa reveste-se de particular importância no contexto oceanográfico do golfo de Cádiz, justificando a sua inclusão nesta dissertação.

Assim, os pares de amostras utilizados para a quantificação do ΔR provêm de contextos arqueológicos localizados em diferentes troços da costa ocidental portuguesa e da costa norte do golfo de Cádiz (Fig. 3.2). As amostras marinhas utilizadas são consideradas representativas de um ambiente marinho aberto.

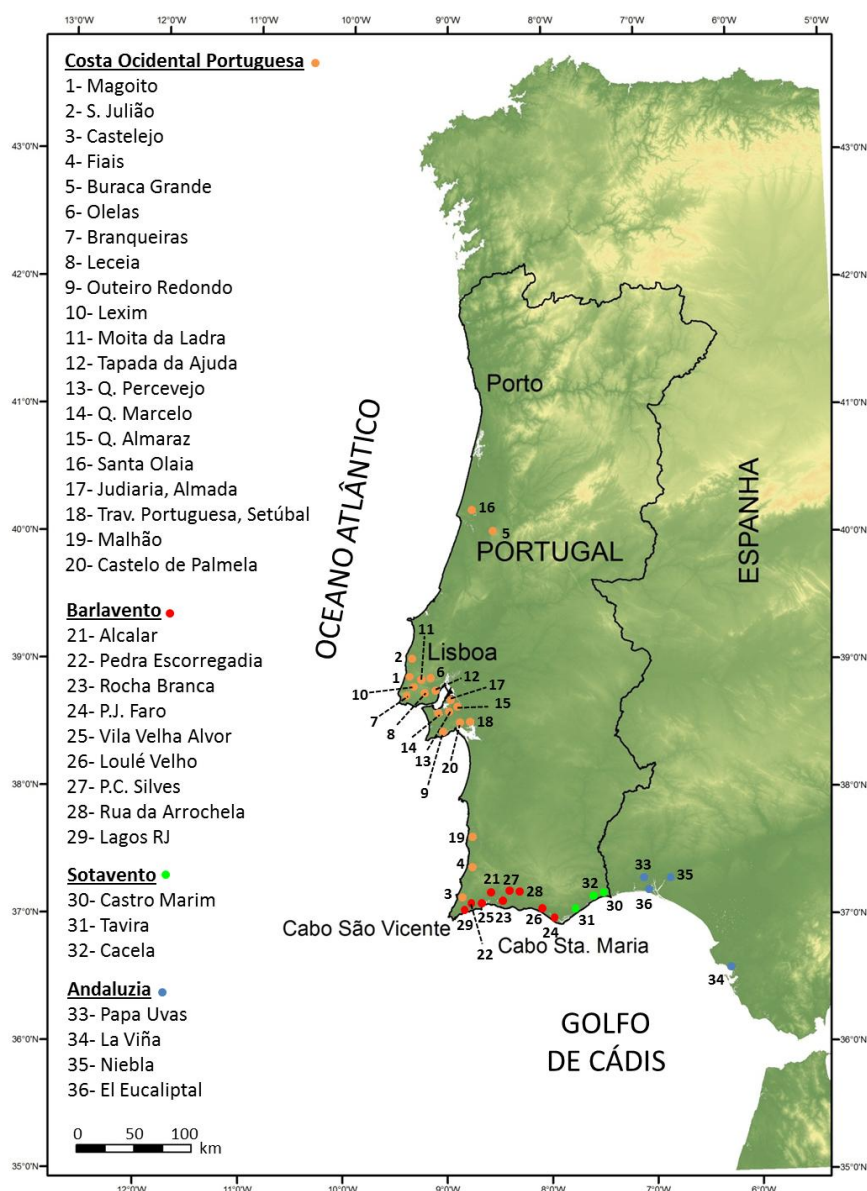


Fig. 3.2 – Mapa de localização dos contextos arqueológicos de onde foram recolhidos os pares de amostras utilizados no cálculo do ΔR .

3.4.1.2. Amostras historicamente datadas, anteriores a 1950

O cálculo do valor de ΔR para amostras históricas de conchas marinhas de moluscos em que se sabe com exatidão o ano da sua recolha, ou seja o ano da morte do molusco que lhe deu origem é feito do seguinte modo: o ano da recolha é convertido na data “marinha” correspondente através de interpolação na curva de calibração Marine09 (Reimer *et al.*, 2009). O valor de ΔR é obtido através da diferença entre a data convencional de ^{14}C obtida para a amostra e a data marinha obtida através da curva de calibração (isto é do modelo) (Stuiver *et al.*, 1986). O desvio padrão associado ao ΔR é obtido através da incorporação do erro associado à idade convencional de ^{14}C da amostra marinha.

3.4.2. Amostras provenientes da biosfera terrestre

Os pares de amostras provenientes da biosfera terrestre são constituídos por ossos (colagénio) ou restos de origem vegetal (madeira ou carvão). As amostras da biosfera terrestre de ossos são todas constituídas por ossos de animais, com exceção das recolhidas na Pedra Escorregadia (discutido em detalhe na secção 3.5.2.1), uma vez que o recurso a ossos de origem humana pode influenciar o valor de ΔR , dado que a incorporação na dieta humana de alimentos de origem marinha numa proporção significativa origina datas “envelhecidas” (Soares, 1989; Martins *et al.*, 2008).

Relativamente às amostras de origem vegetal não foi possível uma análise antracológica prévia a todos os materiais de origem vegetal que compõem as amostras utilizadas, sendo a avaliação da presença de material de vida curta ou longa difícil. No entanto, sempre que possível foram utilizadas amostras de ossos para aferir as idades obtidas com o material de origem vegetal, isto é, a fim de avaliar a presença do efeito de madeira antiga, *old wood effect*, o que pode conduzir à obtenção de idades mais antigas para as amostras da biosfera terrestre e, por conseguinte, a menores valores de ΔR .

No referente às amostras do Sotavento algarvio, foi possível efetuar uma análise antracológica prévia tendo sido identificadas amostras de *Fraxinus sp.*, *Olea europaea*, *Pinus pinea*, *Prunus avium/cerasus*, *Ceratonia siliqua*, *Arbustus unedo*, *Erica arborea*, *Quercus coccifera*, e *Pistacea lentiscus*. Apesar dessa análise, devido à técnica de datação convencional utilizada, que necessita de um peso inicial de amostra relativamente grande, foi obrigatório, com uma única exceção (uma amostra de *Erica arborea*) recorrer a amostras de vida longa para a determinação do ΔR no Sotavento algarvio. No entanto, como se verá adiante, na secção 3.5.2.2., a utilização deste tipo de amostras não terá influenciado os resultados e conclusões obtidas para esta região.

3.4.3. Amostras provenientes da biosfera marinha

Foram selecionadas amostras de conchas de moluscos marinhos associados à alimentação humana. Em alguns contextos arqueológicos foi possível utilizar várias amostras da biosfera marinha, sendo cada amostra utilizada constituída apenas por conchas de uma só espécie. O recurso a estes pares de amostras múltiplos para a biosfera marinha teve por objetivo assegurar que as datas convencionais de ^{14}C obtidas não apresentavam influência dos diferentes hábitos alimentares dos moluscos, ou do seu habitat natural.

As espécies utilizadas foram *Cerastoderma edule*, *Donax trunculus*, *Glycymeris sp.*, *Venerupis decussatus*, *Charonia lampas*, *Pecten maximus*, *Cardium sp.*, *Murex trunculus*,

Ensis siliqua, *Solen marginatus*, *Patella sp.* e *Osilinus lineatus*.

3.4.4. Interpolação

A data convencional de ^{14}C obtida para a amostra proveniente da biosfera terrestre foi convertida numa idade marinha modelada. Esta conversão é feita através da interpolação entre a curva de calibração terrestre IntCal09 e a curva de calibração Marine09 (Reimer *et al.*, 2009), tal como é indicado na Figura 3.3.

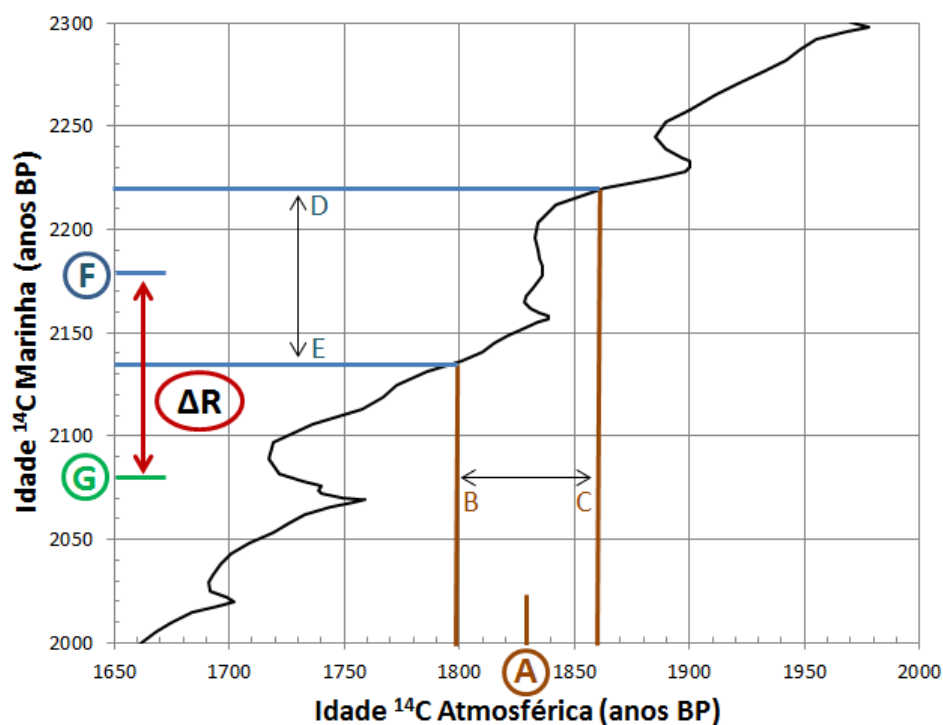


Fig. 3.3 – Representação gráfica da determinação do valor do ΔR (baseado em Russel, 2011; Russel *et al.*, 2011)

A corresponde ao valor médio da data de ^{14}C obtida para a amostra proveniente da biosfera terrestre e **B** e **C** aos limites da incerteza associada. **D** e **E**, correspondem aos limites a 1σ da idade marinha modelada, representando **F** o ponto médio definido por aqueles limites, os quais são obtidos recorrendo à interpolação entre a curva de calibração terrestre IntCal09 e a curva de calibração marinha Marine09.

À data convencional de ^{14}C obtida para a amostra proveniente da biosfera marinha (**G**) é então subtraída a idade marinha modelada (**F**), obtendo-se o valor de ΔR . O desvio padrão associado a ΔR é obtido através da equação 3.1:

$$\sigma_{\Delta R} = \sqrt{\sigma_m^2 + \sigma_{md}^2} \quad (3.1)$$

em que σ_m corresponde ao desvio padrão da data convencional de ^{14}C da amostra proveniente da biosfera marinha e σ_{md} representa o desvio padrão associado à idade marinha modelada.

A incorporação na incerteza associada a ΔR do erro associado à idade marinha modelada e do erro associado à data convencional de ^{14}C da amostra proveniente da biosfera marinha pode conduzir a um incremento indesejado desta incerteza. Quando isso aconteceu, resultou, unicamente da quantidade de amostra disponível para efetuar a datação ser muito reduzida. Quando a quantidade de amostra é reduzida (0,5 a 1 g) o erro associado à data convencional de ^{14}C obtida é muito grande (por ex., ICEN-130, 980 ± 231 BP), resultando numa incorporação de um erro proporcional na incerteza associada ao ΔR por via da interpolação, ou de uma incorporação direta caso o erro elevado esteja associado à data da amostra da biosfera marinha.

3.4.5. Utilização de pares múltiplos de amostras para cada contexto

O recurso à utilização de pares múltiplos de amostras para cada contexto tem sido seguida por vários autores com a finalidade de garantir que não existem misturas de material de origem terrestre ou marinha nos contextos arqueológicos e que a variabilidade de ΔR inerente aos próprios contextos é contemplada através desta abordagem (Ascough *et al.*, 2005, 2007, 2009; Russel, 2011; Russel *et al.*, 2011).

De salientar que as datas convencionais de ^{14}C obtidas por estes autores foram alcançadas recorrendo à técnica de AMS. O recurso a esta técnica possibilita a utilização de quantidades de amostras muito reduzidas (2 a 10 g de osso, 10 a 50 mg de carvão e 20 a 50 mg de conchas), o que potencia a obtenção de várias amostras para um mesmo contexto possibilitando, assim, a obtenção de mais datas convencionais de ^{14}C passíveis de serem utilizadas na quantificação do ΔR . Não estando ainda disponível em Portugal a técnica de AMS, mais concretamente no C^2TN (ex-ITN) para onde a sua instalação esteve prevista, recorreu-se à técnica convencional de espectrometria de cintilação líquida descrita no capítulo 2. O recurso a esta técnica requer quantidades cerca de mil vezes maiores (considerando amostras de carvão) que as requeridas por AMS (100 a 200 g de osso; 10 a 20 g de carvão e 150 g de conchas), o que condiciona a obtenção de um número significativo de amostras, provenientes de reservatórios geoquímicos diferentes e associadas entre si, para um mesmo contexto arqueológico. Deste modo, o recurso a pares

múltiplos de amostras nem sempre foi possível de concretizar, sendo apenas aplicada aos contextos em que o número e a quantidade de amostra o permitiram.

3.4.6. Teste χ^2

O teste χ^2 permite determinar se a data convencional de ^{14}C de uma amostra, dentro de um grupo de datas, é estatisticamente indiferenciável para um intervalo de confiança de 95% das restantes que compõem o grupo, podendo assim considerar-se se as amostras datadas são contemporâneas ou não.

Este teste está incorporado nos *softwares* de calibração mais utilizados na conversão de datas convencionais de ^{14}C em datas de calendário solar, como o Calib e o OxCal. Com a finalidade de avaliar se as datas de ^{14}C obtidas de diferentes amostras são estatisticamente indiferenciáveis ou se várias datas de ^{14}C de um mesmo contexto podem ser combinadas numa única data, sendo este o teste utilizado como critério estatístico (Stuiver e Reimer, 1993; Bronk Ramsey, 2009).

O valor crítico do teste χ^2 varia de acordo com o número de amostras (datas) dentro do grupo, sendo os graus de liberdade associados ao teste χ^2 definidos por $n-1$ (sendo n =números de amostras utilizadas). Este valor é comparado ao valor do teste estatístico T determinado para cada grupo a fim de determinar se as amostras (datas) são estatisticamente indiferenciáveis (Ward e Wilson, 1978; Stuiver e Reimer, 1993; Russell *et al.*, 2011).

A fórmula utilizada no cálculo do teste estatístico T utilizada nesta dissertação está representada pela equação 3.2:

$$T = \sum \frac{(t_i - \bar{t})^2}{\sigma_i^2} \quad (3.2)$$

onde, \bar{t} representa a média ponderada das datas convencionais de ^{14}C do grupo, t_i as datas convencionais de ^{14}C de cada amostra e σ_i o desvio padrão associado a cada data de ^{14}C .

O recurso ao teste χ^2 como ferramenta estatística para avaliar a contemporaneidade de amostras datadas por ^{14}C tem sido utilizado por vários autores como critério estatístico ideal para partir com segurança para o cálculo de ΔR utilizando pares múltiplos de amostras e com a garantia das datas convencionais de ^{14}C utilizadas serem representativas de cada contexto (Ascough *et al.*, 2005, 2007, 2009; Russel, 2011; Russell *et al.*, 2011).

3.4.7. Valor médio ponderado do ΔR

O cálculo da média ponderada de ΔR para cada contexto foi efetuado através da equação 3.3, definida por Law (1975) e utilizada para o cálculo dos valores médios determinados anteriormente para a Península Ibérica (Soares, 1989, 2005).

$$\bar{X} = \frac{\sum_i \frac{X_i}{\sigma_{Xi}^2}}{\sum_i \frac{1}{\sigma_{Xi}^2}} \quad (3.3)$$

em que X_i representa o valor determinado para cada ΔR e σ_{Xi} o valor do desvio padrão associado a cada ΔR .

Nas situações em que foram calculados valores de média ponderada para uma determinada região e por período foi utilizada a mesma equação. Os valores de ΔR que integram estas médias são sujeitos a um teste χ^2 prévio a fim de avaliar se podem ou não ser englobados no cálculo do valor médio de determinada região oceanográfica, para o período de tempo considerado. Nos casos em que os valores de ΔR não obedeciam ao critério estatístico imposto estes foram retirados do cálculo da média ponderada e o novo conjunto de valores de ΔR foi analisado.

3.4.8. Incerteza associada à determinação do valor médio do ΔR

Relativamente à incerteza associada ao valor médio de ΔR foi utilizado o valor do desvio padrão ponderado (equação 3.4) ou o valor do desvio padrão da dispersão dos valores de ΔR (equação 3.5) consoante aquele cujo valor obtido fosse maior (Law, 1975; Stuiver *et al.*, 1986; Soares, 1989; 2005):

$$\sigma_{\bar{x}} = \sqrt{\frac{1}{\sum_i \frac{1}{\sigma_{Xi}^2}}} \quad (3.4)$$

Desvio padrão ponderado

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_i (\bar{X} - X_i)^2}{n(n-1)}} \quad (3.5)$$

Desvio padrão da dispersão

em que σ_{Xi} representa o valor do desvio padrão associado a cada ΔR , \bar{X} representa a média aritmética determinada para o conjunto dos valores de ΔR , Xi o valor de ΔR de cada amostra constituinte do conjunto e n o número de amostras que compõem o conjunto.

3.4.9. Idade Reservatório R(t)

A idade de reservatório R(t) foi calculada segundo a definição de Stuiver *et al.* (1986), em que R(t) é definido como a diferença entre a data convencional de ^{14}C de uma amostra marinha e a data convencional de ^{14}C de uma amostra da biosfera terrestre contemporânea. A incerteza associada a R(t) é obtida através da equação 3.6:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_m^2 + \sigma_t^2} \quad (3.6)$$

em que σ_m corresponde ao desvio padrão da data convencional de ^{14}C da amostra proveniente da biosfera marinha e σ_t representa o desvio padrão da data convencional de ^{14}C da amostra associada à biosfera terrestre.

3.5. Resultados obtidos

3.5.1. Costa Ocidental Portuguesa

3.5.1.1. Valores de ΔR para o Holocénico

Os pares de amostras recolhidos em contextos arqueológicos ao longo da costa ocidental portuguesa utilizados nesta dissertação encontram-se indicados na tabela 1 (Anexo A) e na figura 3.2.

Para os contextos arqueológicos amostrados em Magoito, S. Julião I, Castelejo (C5), Castelejo (C4), Leceia (P C2), Outeiro Redondo (A3 (80-100)), Outeiro Redondo (A3 (40-60)), Outeiro Redondo (A1-A2 (40-60)), Tapada da Ajuda, Quinta do Marcelo (II), Quinta do Almaraz (Qd. U45/3 12), Quinta do Almaraz (Vala E, Sond. 6 (Fosso) 9), Quinta do Almaraz (Vala E, Sond. 6 (Fosso) 2), Travessa da Portuguesa (14d) e Malhão foram obtidos pares múltiplos de amostras. Os resultados do teste χ^2 para as datas convencionais de ^{14}C de cada contexto encontram-se na tabela 2 (Anexo A).

Os resultados obtidos com este teste estatístico conduziram à eliminação de uma das datas convencionais de ^{14}C de amostras marinhas, obtidos para os contextos de S. Julião I (ICEN-109), Outeiro Redondo ((A1-A2 (40-60)) (Sac-2089), e Quinta do Almaraz (Qd. U45/3 12) (ICEN-918), (Tab. 2 – Anexo A). De salientar que nos contextos

arqueológicos acima mencionados apenas foram obtidas duas datas convencionais de ^{14}C para as amostras da biosfera marinha o que obrigou a escolher qual das amostras seria representativa do contexto.

Para o contexto S. Julião I foi eliminada a data ICEN-109 (8548 ± 67 BP). De acordo com as datas de ^{14}C obtidas para a outra amostra proveniente da biosfera marinha ICEN-153 (8336 ± 45 BP) e de acordo com as datas de ^{14}C determinadas para as respetivas frações intermédias (ICEN-108, 8399 ± 49 BP e ICEN-152, 8425 ± 58 BP) observa-se que a data ICEN-109 (8548 ± 67 BP) é mais antiga que as restantes, o que conduziu à sua eliminação do cálculo de ΔR para este contexto.

No contexto arqueológico do Outeiro Redondo (A1-A2 (40-60)) foi eliminada a amostra Sac-2089 (4340 ± 40 BP) obtida a partir de uma amostra de *Pecten maximus*. Esta eliminação deveu-se à espécie de molusco utilizada na determinação da data convencional de ^{14}C que, apesar de frequente em contextos arqueológicos, está normalmente associada a uma utilização prática, de pequeno contentor, e não a hábitos alimentares humanos, o que pode levar à determinação de valores erróneos de ΔR quando se utilizam datas de ^{14}C obtidas a partir destas amostras.

Para o contexto arqueológico da Quinta do Almaraz (Qd. U45/3 12), foi eliminada uma das duas datas de ^{14}C obtidas para amostras da biosfera marinha. Se comparamos as datas de ^{14}C obtidas para os pares de amostras (Tab. 1, Anexo A), provenientes de outros contextos arqueológicos da Quinta do Almaraz vemos que, por ex., à data 2663 ± 51 BP (biosfera terrestre) corresponde uma data de ^{14}C de 3021 ± 47 BP (biosfera marinha) (Qd. U 45/3 11). Para o contexto (Qd. U 45/3 6) à data de ^{14}C de 2402 ± 47 BP (biosfera terrestre) corresponde um data de ^{14}C de 2824 ± 45 BP (biosfera marinha). Para o contexto (Qd. U45/3 12), do qual foi eliminada uma data, obteve-se para a amostra terrestre uma data de ^{14}C de 2571 ± 57 BP, ou seja entre duas datas obtidas para as amostras terrestres dos contextos acima mencionadas. Assim, as datas de ^{14}C expeáveis para as amostras marinhas deste contexto seriam entre 3021 ± 47 BP e 2824 ± 45 BP. Como a data de ^{14}C obtida para amostra ICEN-918 foi de 3129 ± 61 BP, mais antiga, foi eliminada por não ser representativa do contexto (Qd. U45/3 12) tendo sido utilizada a amostra ICEN-916 (2970 ± 47 BP) para o cálculo do ΔR .

Os valores de ΔR relativos aos contextos arqueológicos em que foi possível o recurso a pares de amostras múltiplos, assim como os restantes valores de ΔR e $R(t)$ determinados para esta região, encontram-se na tabela 3 (Anexo A).

De todos os contextos arqueológicos analisados os de Leceia, Tapada da Ajuda e do concheiro medieval do Malhão são aqueles em que foi possível obter o maior número de pares de amostras de cada reservatório geoquímico, o que possibilitou calcular quatro valores de ΔR para Leceia e seis valores de ΔR para a Tapada da Ajuda e para o concheiro do Malhão.

Para o contexto arqueológico de Leceia foram obtidos quatro valores de sinal negativo para o ΔR , variando entre -90 ± 111 anos ^{14}C e -231 ± 84 anos ^{14}C , tendo sido obtido um valor médio ponderado de -177 ± 47 anos ^{14}C .

No contexto arqueológico da Tapada da Ajuda foram determinados seis valores de ΔR que variam entre -16 ± 71 anos ^{14}C e 113 ± 130 anos ^{14}C tendo sido determinado um valor médio ponderado de 36 ± 36 anos ^{14}C . Relativamente ao contexto arqueológico do Malhão, os valores de ΔR obtidos variam entre -10 ± 232 anos ^{14}C e 267 ± 68 anos ^{14}C obtendo-se um valor médio ponderado de 203 ± 43 anos ^{14}C .

Na tabela 3.1. encontram-se as datas convencionais e calibradas das amostras provenientes da biosfera terrestre associadas a cada contexto arqueológico, bem como o valor de ΔR obtido para cada contexto. A calibração das datas convencionais de ^{14}C das amostras da biosfera terrestre foi efetuada recorrendo ao programa de calibração OxCal v. 4.1.7 (Bronk Ramsey, 2009) e à curva de calibração terrestre IntCal09 (Reimer et al. 2009), sendo os respectivos intervalos de calibração apresentados com um intervalo de confiança de 2σ (95,4 %).

Foram obtidos 51 valores de ΔR para a costa ocidental portuguesa, sendo treze de sinal negativo e os restantes de sinal positivo.

Tabela 3.1 – Valores de ΔR para os vários contextos datados na costa ocidental portuguesa

Localização	Contexto	Idade ^{14}C (BP)	cal BC/AD (2σ)	cal BP (2σ)	ΔR (σ) (^{14}C)
Magoito	-	9495 \pm 64	9139 – 8631 cal BC	11088 – 10580	6 \pm 65
S. Julião I	-	8123 \pm 98	7452 – 6771 cal BC	9401 – 8720	-147 \pm 95
Castelejo	(C5)	7972 \pm 55	7049 – 6697 cal BC	8998 – 8646	-152 \pm 83
Castelejo	(C4)	7899 \pm 38	7027 – 6646 cal BC	8976 – 8595	-11 \pm 37
S. Julião II	(F1)	7809 \pm 93	7028 – 6466 cal BC	8977 – 8415	949 \pm 98
S. Julião II	(E1)	7613 \pm 84	6640 – 6262 cal BC	8589 – 8211	166 \pm 76
Fiais	(30-35)	6871 \pm 223	6224 – 5381 cal BC	8173 – 7330	52 \pm 237
Buraca Grande	(L20 B/9)	6793 \pm 208	6073 – 5328 cal BC	8022 – 7277	-272 \pm 238
Olelas	(F3 C3)	4403 \pm 44	3325 – 2909 cal BC	5274 – 4858	-52 \pm 121
Branqueiras	(A)	4241 \pm 48	2998 – 2638 cal BC	4947 – 4587	36 \pm 64
Branqueiras	(B)	4211 \pm 64	2920 – 2581 cal BC	4869 – 4530	255 \pm 83
Leceia	(P C2)	4162 \pm 52	2888 – 2585 cal BC	4837 – 4534	-177 \pm 47*
Outeiro Redondo	(Db. Muralha)	4094 \pm 59	2873 – 2492 cal BC	4822 – 4441	-72 \pm 71
Outeiro Redondo	(A3 (80-100))	4086 \pm 50	2871 – 2488 cal BC	4820 – 4437	39 \pm 45
Outeiro Redondo	(A2-A3 (20-40))	4080 \pm 60	2871 – 2476 cal BC	4820 – 4425	154 \pm 70
Outeiro Redondo	(A3 (80-100))	4071 \pm 53	2865 – 2474 cal BC	4814 – 4423	-128 \pm 97
Outeiro Redondo	(A3 (40-60))	4058 \pm 32	2840 – 2477 cal BC	4789 – 4426	172 \pm 47
Outeiro Redondo	(A3 (100-120))	4058 \pm 45	2857 – 2473 cal BC	4806 – 4422	-44 \pm 93
Lexim	(A)	3977 \pm 60	2835 – 2291 cal BC	4784 – 4240	-158 \pm 63*
Outeiro Redondo	((80-100) A3)	3958 \pm 62	2830 – 2212 cal BC	4779 – 4161	117 \pm 89
Moita da Ladra	(Vala 8)	3932 \pm 77	2831 – 2151 cal BC	4780 – 4100	85 \pm 100
Lexim	(B)	3926 \pm 45	2569 – 2287 cal BC	4518 – 4236	79 \pm 62
Moita da Ladra	(Vala 3)	3809 \pm 65	2466 – 2043 cal BC	4415 – 3992	184 \pm 76
Outeiro Redondo	(A3 (40-60))	3804 \pm 54	2460 – 2051 cal BC	4409 – 4000	312 \pm 63*
Outeiro Redondo	(A3 (60-80))	3780 \pm 58	2457 – 2033 cal BC	4406 – 3982	89 \pm 67
Moita da Ladra	(ML 9 (30-45))	3702 \pm 52	2278 – 1944 cal BC	4227 – 3893	71 \pm 62
Outeiro Redondo	(A1-A2 (40-60))	3690 \pm 70	2287 – 1895 cal BC	4236 – 3844	204 \pm 84
Moita da Ladra	(ML 55(30-45))	3697 \pm 52	2275 – 1941 cal BC	4224 – 3890	155 \pm 82
Moita da Ladra	(ML 6 (45-60))	3456 \pm 88	2014 – 1531 cal BC	3963 – 3480	371 \pm 94*
Tapada da Ajuda	-	3002 \pm 39	1386 – 1125 cal BC	3335 – 3074	36 \pm 36
Q. do Percevejo	(II)	2944 \pm 60	1376 – 980 cal BC	3325 – 2929	92 \pm 85
Q. do Marcelo	(9)	2782 \pm 117	1314 – 674 cal BC	3263 – 2623	219 \pm 81
Q. de Almaraz	(S. 2(0)Q J27/4 (Fosso 31)	2741 \pm 58	1014 – 801 cal BC	2963 – 2750	12 \pm 78
Q. de Almaraz	Vala E S. 6 (Fosso 9)	2710 \pm 46	972 – 799 cal BC	2921 – 2748	-109 \pm 58*
Q. do Marcelo	(8)	2699 \pm 67	1008 – 777 cal BC	2957 – 2726	165 \pm 62
Q. de Almaraz	(Qd U45/3 11)	2663 \pm 51	923 – 771 cal BC	2872 – 2720	7 \pm 53
Q. do Marcelo	(10)	2559 \pm 100	896 – 407 cal BC	2845 – 2356	233 \pm 89
Q. de Almaraz	(Qd. U45/3 12)	2571 \pm 57	839 – 511 cal BC	2788 – 2460	81 \pm 80
Q. de Almaraz	Vala E S. 6 (Fosso 2)	2514 \pm 52	798 – 417 cal BC	2747 – 2366	125 \pm 40
Q. de Almaraz	(Qd. U45/3 6)	2402 \pm 47	752 – 392 cal BC	2701 – 2341	74 \pm 69

Tabela 3.1. (cont.) – Valores de ΔR para os vários contextos datados na costa ocidental portuguesa.

Localização	Contexto	Idade ^{14}C (BP)	cal BC/AD (2 σ)	cal BP (2 σ)	ΔR (σ) (^{14}C)
Santa Olaia	-	2302 \pm 200	842 cal BC – 84 cal AD	2791 - 1867	250 \pm 196
Judiaria Almada	(Silo 7/C3)	1046 \pm 41	891 – 1116 cal AD	1059 - 835	53 \pm 49
Judiaria Almada	(Silo 17/C4)	1043 \pm 44	890 – 1148 cal AD	1060 - 803	-101 \pm 60*
Judiaria Almada	(Silo 6/C6)	1015 \pm 41	898 – 1155 cal AD	1053 - 796	91 \pm 47
T. da Portuguesa	(14d)	932 \pm 40	1022 – 1206 cal AD	929 - 745	91 \pm 51
Malhão	-	878 \pm 74	1024 – 1265 cal AD	926 - 685	203 \pm 43*
T. da Portuguesa	(14a)	873 \pm 42	1040 – 1255 cal AD	910 - 696	17 \pm 60
C. Palmela	(GAL 4)	872 \pm 90	997 – 1283 cal AD	954 - 668	587 \pm 125*
Judiaria Almada	(Silo 2/C2)	820 \pm 41	1057 – 1278 cal AD	893 - 673	151 \pm 55
Judiaria Almada	(Silo 3/C2)	814 \pm 39	1158 – 1277 cal AD	793 - 673	88 \pm 52
Judiaria Almada	(Silo 1/C2/C3)	640 \pm 42	1281 – 1401 cal AD	669 - 550	-82 \pm 58*

* valores eliminados do cálculo do valor médio de ΔR

O valor máximo obtido para o ΔR neste troço de costa foi de 949 ± 43 anos ^{14}C determinado para o contexto S. Julião II (7809 ± 93 BP) tendo o valor mínimo de ΔR sido determinado para o contexto arqueológico da Buraca Grande (7809 ± 93 BP) com um valor de -272 ± 238 anos ^{14}C . De salientar, que a amostra proveniente da biosfera marinha utilizada para determinar a data de ^{14}C para o contexto da Buraca Grande é constituída por conchas de moluscos de várias espécies, que foram juntas para que a amostra tivesse uma massa suficiente para ser processada. Assim, não será de excluir a possibilidade de existirem conchas com idades diferentes, o que atribui uma fiabilidade reduzida ao valor de ΔR obtido.

Foi efetuado o cálculo do valor médio ponderado para o período compreendido entre os 4403 e os 640 BP, tendo sido utilizados 34 dos 43 valores ($44,73$; ($\chi^2_{:0,05}=47,40$)) obtidos neste período de tempo (ver tabela 3.1) que resultaram num valor médio ponderado de 87 ± 16 anos ^{14}C .

3.5.1.2. Valor moderno de ΔR

Os valores modernos recalculados para ΔR para a costa ocidental portuguesa encontram-se na tabela 3.2.

De salientar que as conchas marinhas datadas foram recolhidas com o molusco vivo, não estando sujeitas a processos de alterações resultante do enterramento, ao contrário das provenientes de contextos arqueológicos. Assim, uma eventual contaminação estará associada à fração externa descartada durante o pré-tratamento da amostra (ver

capítulo 2), o que levou a ser incluída a data de ^{14}C obtida para uma fração intermédia (ICEN-181) no cálculo do valor médio ponderado.

Tabela 3.2 – Resultados de ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ e ΔR para as amostras historicamente datadas (anteriores a 1950) recolhidas na costa ocidental Portuguesa.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	Localização	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Ano de Colheita	Idade ^{14}C (BP)	Idade Modelada ^{14}C (BP)	$\Delta\text{R} \pm \sigma$ (^{14}C)
ICEN-253	<i>Dosinia exoleta</i>	Costa da Galé	-1,30	1897	653 ± 86	458 ± 86	195 ± 86
ICEN-245	<i>Venerupis aurea</i>	Setúbal	2,07	1920	540 ± 55	449 ± 55	91 ± 55
ICEN-192	<i>Venerupis decussata</i>	S. Martinho Porto	2,72	1937	678 ± 55	458 ± 55	220 ± 55
ICEN-254	<i>Donax trunculus</i>	Aveiro	4,54	1887	784 ± 85	467 ± 85	317 ± 85
ICEN-195	<i>Laevicardium norvegicum</i>	Aveiro	0 ^a	1920	580 ± 90	449 ± 90	131 ± 90
ICEN-181	<i>Pecten maximus</i> ^b	Aveiro	3,09	1920	787 ± 43	449 ± 43	338 ± 43
ICEN-182	<i>Pecten maximus</i> ^c	Aveiro	1,52	1920	732 ± 40	449 ± 40	283 ± 40
ICEN-187	<i>Pecten maximus</i>	Aveiro	2,32	1922	810 ± 36	450 ± 36	360 ± 36
ICEN-249	<i>Mytilus edulis</i>	Leça da Palmeira	0 ^a	1886	459 ± 90	468 ± 90	-9 ± 90

a) não foi efetuada a medição; b) fração intermédia; c) fração interna

O resultado obtido a partir do teste T foi de (33,25; ($\chi^2_{:0,05}=15,51$)), ou seja acima do valor crítico de rejeição para o teste χ^2 , o que conduziu à eliminação dos valores de ΔR determinados com as datas ICEN-245 (91 ± 55 anos ^{14}C) e ICEN-249 (-9 ± 90 anos ^{14}C). Para os restantes sete valores de ΔR (10,91; ($\chi^2_{:0,05}=12,59$)) foi possível calcular um valor médio ponderado de ΔR de 299 ± 32 anos ^{14}C como valor moderno.

3.5.2. Costa Norte do Golfo de Cádiz

3.5.2.1. Barlavento

Relativamente aos pares de amostras recolhidos em contextos arqueológicos presentes no Barlavento algarvio, para além dos utilizados anteriormente na determinação do ΔR para este troço de costa (Soares, 2005) foram ainda incluídos pares de amostras que se encontram inéditos, nomeadamente para a unidade estratigráfica [781] do povoado de Alcalar e para a Rua do Jardim em Lagos (Tab.4 – Anexo A) (Fig. 3.2).

Foi aplicada a metodologia de pares múltiplos de amostras para os contextos arqueológicos Alcalar (M7), Pedra Escorregadia, Vila Velha de Alvor e Rua da Arrochela. Para estes pares os valores do teste T encontram-se abaixo do valor crítico de rejeição para o teste χ^2 , com exceção das amostras terrestres provenientes do contexto arqueológico da Pedra Escorregadia (Tab. 5 – Anexo A). Como já foi anteriormente mencionado estas amostras são constituídas por ossos humanos, normalmente não utilizados neste tipo de estudo, devido à potencial influência de uma componente elevada de dieta marinha que pode conduzir a um envelhecimento das datas de ^{14}C determinadas. Apesar de não termos

disponíveis dados relativos ao $\delta^{15}\text{N}$, que conjugados com os dados de $\delta^{13}\text{C}$, permitem aferir com elevado grau de certeza da incorporação na dieta humana de alimentos de origem marinha, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos (-19,42 ‰ e -19,68 ‰) são indicadores de ausência desta componente na alimentação destes indivíduos em quantidades significativas (e.g. Richards e Hedges, 1999; Martins *et al.*, 2008). Relativamente ao valor obtido para o teste T (4,72; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)) excedendo o valor crítico do teste χ^2 foi decidido, apesar disso, incluir estas datas de ^{14}C no cálculo de ΔR para este contexto. Note-se que os valores de ΔR determinados (442 ± 88 anos ^{14}C , 448 ± 91 anos ^{14}C , 741 ± 118 anos ^{14}C e 747 ± 120 anos ^{14}C) são os mais elevados obtidos para este troço da costa sul portuguesa, com a exceção dos determinados para Alcalar (M7) (ver tabela 6 – Anexo A).

É também possível observar na tabela 6 (Anexo A) que para o contexto arqueológico Alcalar (M7), os valores de ΔR recalculados variam entre 582 ± 107 anos ^{14}C e 446 ± 105 anos ^{14}C , tendo sido calculado um valor médio ponderado de 527 ± 54 anos ^{14}C . A possibilidade de utilizar várias amostras de origem marinha permite atribuir uma fiabilidade elevada aos valores de ΔR determinados para este contexto.

Na tabela 3.3 encontram-se as datas convencionais de ^{14}C , bem como os valores de ΔR calculados para o Barlavento. As calibrações das datas convencionais de ^{14}C , foram efetuadas com o programa e curva de calibração mencionados no ponto 3.5.1.1.

Tabela 3.3 – Valores de ΔR para os vários contextos datados no Barlavento algarvio.

Localização	Contexto	Idade ^{14}C (BP)	cal BC/AD (2 σ)	cal BP (2 σ)	$\Delta R \pm 1\sigma$ (anos ^{14}C)
Alcalar	M7	5636 ± 97	4710 – 4330 cal BC	6659 – 6279	$527 \pm 54^*$
Pedra Escor.	-	3985 ± 55	2834 – 2300 cal BC	4783 – 4249	$553 \pm 86^*$
Alcalar	[781]	3957 ± 45	2576 – 2306 cal BC	4525 – 4255	158 ± 64
Rocha Branca	QD3	2566 ± 42	813 – 544 cal BC	2762 – 2493	79 ± 73
Rocha Branca	QE3	2391 ± 44	750 – 389 cal BC	2699 – 2338	158 ± 58
P.J. Faro	EA	2234 ± 40	390 – 203 cal BC	2339 – 2152	40 ± 74
V.V. Alvor	-	2105 ± 65	359 cal BC – 24 cal AD	2308 – 1927	36 ± 110
Loulé Velho	Abside	2028 ± 72	345 cal BC – 128 cal AD	2294 – 1823	113 ± 87
Loulé Velho	2	1754 ± 44	138 – 392 cal AD	1812 – 1558	32 ± 62
P.C. Silves	Q30	1277 ± 38	659 – 861 cal AD	1292 – 1090	-51 ± 64
P.C. Silves	Q4	1139 ± 45	776 – 992 cal AD	1174 – 959	$380 \pm 75^*$
R. Arrochela	Silo 4	1060 ± 41	891 – 1029 cal AD	1060 – 921	67 ± 35
Lagos	RJ306	564 ± 36	1302 – 1430 cal AD	648 – 520	59 ± 55
Lagos	RJ37	539 ± 34	1312 – 1440 cal AD	638 – 511	77 ± 47
Lagos	RJ86	423 ± 35	1419 – 1620 cal AD	531 – 330	106 ± 49

* valores excluídos do cálculo do valor médio ponderado de ΔR .

Do conjunto de valores obtidos (tabela 3.3.) apenas um apresenta sinal negativo, -51 ± 64 anos ^{14}C , referente ao contexto arqueológico Poço-Cisterna (Silves), obtendo-se

valores de sinal positivo para os restantes, variando entre 553 ± 86 anos ^{14}C e 32 ± 62 anos ^{14}C .

Para aferir da possibilidade de conjugar os valores de ΔR determinados para o Barlavento algarvio num valor médio ponderado foi efetuado um teste χ^2 a todos os valores determinados. O valor do teste T obtido para o conjunto de valores situa-se muito acima do valor crítico para a aceitação destes valores ($127,25$; ($\chi^2_{:0,05}=23,68$)) (Tab.7 – Anexo A). Assim considerar um valor médio de ΔR para todo o horizonte temporal não se apresentou como uma opção aceitável. Deste modo, foram eliminados os valores determinados para Alcalar (M7) 527 ± 54 anos ^{14}C , Pedra Escorregadia 553 ± 86 anos ^{14}C e Poço-Cisterna Silves (Q4) 380 ± 75 anos ^{14}C , uma vez que eram os que contribuíam de forma mais significativa para o elevado valor obtido no teste T .

Após a eliminação destes valores os doze valores restantes de ΔR abrangem os últimos 4000 anos (Tab.8 – Anexo A). O valor médio obtido foi de 69 ± 17 anos ^{14}C . Se o compararmos com o valor anteriormente determinado para esta região, 65 ± 20 anos ^{14}C (Soares e Martins, 2010) observa-se que são estatisticamente indiferenciáveis.

3.5.2.2. Sotavento

Os contextos arqueológicos cujas datas convencionais de ^{14}C foram utilizadas na determinação do ΔR para o Sotavento algarvio encontram-se na tabela 9 (Anexo A).

Foi utilizada a mesma metodologia mencionada nos pontos anteriores, apresentando-se os resultados do teste χ^2 , para as datas convencionais de ^{14}C de cada contexto e de acordo com a sua natureza, na Tabela 10 (Anexo A).

Os resultados obtidos a partir destes testes permitiram concluir que as datas de ^{14}C de cada contexto são estatisticamente indiferenciáveis, permitindo avançar com segurança para o cálculo do ΔR utilizando a abordagem de pares múltiplos. Os valores de ΔR e $R(t)$ determinados para todos os contextos analisados neste sector encontram-se na tabela 11 (Anexo A).

De salientar que para os contextos arqueológicos presentes em Castro Marim, as amostras provenientes da biosfera terrestre, de todas as unidades estratigráficas analisadas, são constituídas por restos de origem vegetal de espécies de vida longa, com exceção da amostra proveniente da unidade estratigráfica UE89 que pertence a uma espécie vegetal de vida curta (*Erica arbórea*) (Tab. 9 – Anexo A). Este facto poderia conduzir a um enviesamento nas cronologias obtidas (envelhecimento) assim como à obtenção de valores

menores de ΔR . Contudo, se analisarmos as sete datas de ^{14}C obtidas com estas amostras (6 pertencentes a espécies vegetais de vida longa e 1 de vida curta) é possível observar que variam entre 2458 ± 82 BP e 2419 ± 41 BP. Estas datas são estatisticamente indiferenciáveis e enquadráveis dentro do horizonte temporal atribuído ao sítio arqueológico (Arruda *et al.*, *in press*). Este facto leva-nos a concluir que apesar destas amostras pertencerem a espécies vegetais de vida longa a presença do denominado *old wood effect* será desprezável ou pouco significativa, o que sugere uma boa fiabilidade para os valores de ΔR determinados.

Por outro lado, as amostras terrestres de origem vegetal datadas, provenientes de contextos arqueológicos de Tavira, são também pertencentes a espécies de vida longa. Neste caso, foi possível datar amostras de vida curta (ossos) associados aos mesmos contextos, nomeadamente as amostras Sac-2470, Sac-2498 (Tavira CSM); Sac-2500, Sac-2464 (Tavira Sap. 6); Sac-2460, Sac-2501 (Tavira CNSP). As datas obtidas são igualmente estatisticamente indiferenciáveis para cada contexto sendo deste modo afastada a influência do *old wood effect* nestas amostras.

Relativamente ao contexto arqueológico Tavira (Sap.6) foi calculado um valor médio ponderado de -59 ± 52 anos ^{14}C , enquanto que para o contexto Tavira (CNSP), foram calculados quatro valores de ΔR , sendo o valor médio ponderado de -37 ± 41 anos ^{14}C . De salientar que os valores determinados variam entre -108 ± 51 anos ^{14}C e 90 ± 90 anos ^{14}C o que mostra uma grande variabilidade nos valores de ΔR para este contexto. Neste caso, a variabilidade observada não se deverá à natureza das amostras provenientes da biosfera marinha, mas devido às datas convencionais de ^{14}C obtidas para as amostras da biosfera terrestre. As datas convencionais obtidas coincidem com o troço final da curva de calibração terrestre, em que dada a horizontalidade do andamento desta se traduz numa multiplicidade de valores na interpolação realizada.

Na tabela 3.4 encontram-se as datas de ^{14}C das amostras terrestres provenientes de cada contexto arqueológico utilizado para o cálculo do ΔR no Sotavento algarvio bem como os valores de ΔR determinados. A calibração apresentada foi efetuada recorrendo ao programa e curva de calibração já mencionados anteriormente.

Os valores de ΔR obtidos para o Sotavento algarvio são, na sua maioria, de sinal negativo tendo sido apenas determinados três valores com sinal positivo, 190 ± 51 anos ^{14}C (Cacela UE405), 26 ± 26 anos ^{14}C (Cacela UE410) e 55 ± 41 anos ^{14}C (Tavira Sap.6).

Comparando com os valores obtidos para o Barlavento, é facilmente observável que os valores determinados para o Sotavento, são normalmente inferiores aos determinados para o Barlavento algarvio para os últimos 3000 anos.

Tabela 3.4 – Valores de ΔR para os vários contextos datados no Sotavento algarvio.

Localização	Contexto	Idade ^{14}C (BP)	cal BC/AD (2 σ)	cal BP (2 σ)	ΔR (σ) (^{14}C)
Castro Marim	UE 340	2458 \pm 82	782 – 402 cal BC	2731 – 2351	-51 \pm 113
Castro Marim	UE 345	2447 \pm 83	780 – 398 cal BC	2729 – 2347	-37 \pm 97
Castro Marim	UE 89	2438 \pm 34	752 – 406 cal BC	2701 – 2355	-120 \pm 41
Castro Marim	UE 215	2431 \pm 55	757 – 401 cal BC	2706 – 2350	-7 \pm 65
Castro Marim	UE 124	2427 \pm 68	764 – 397 cal BC	2713 – 2346	-146 \pm 81
Castro Marim	UE 299	2419 \pm 41	752 – 399 cal BC	2701 – 2348	-11 \pm 100
Tavira	RAF	1662 \pm 58	252 – 536 cal AD	1669 – 1415	-44 \pm 76
Cacela	UE 405	866 \pm 50	1040 – 1260 cal AD	910 – 690	190 \pm 51*
Cacela	UE 410	860 \pm 36	1046 – 1260 cal AD	905 – 690	26 \pm 26
Tavira	CSM	839 \pm 32	1057 – 1265 cal AD	893 – 685	-80 \pm 42
Tavira	Sap.5	708 \pm 36	1227 – 1389 cal AD	723 – 562	55 \pm 41
Tavira	Sap.6	649 \pm 29	1281 – 1395 cal AD	670 – 556	-59 \pm 52
Tavira	CNSP	271 \pm 27	1520 – 1797 cal AD	430 – 153	-37 \pm 32

* valor excluído do cálculo do valor médio ponderado de ΔR .

Para aferir da possibilidade de conjugar os valores de ΔR , determinados para o Sotavento algarvio, num valor médio ponderado representativo desta região foi efetuado um teste χ^2 a todos os valores determinados para este troço da costa sul portuguesa (Tab. 12 – Anexo A). O valor do teste T obtido foi de 34,59; ($\chi^2_{:0,05}=21,03$) acima do valor crítico para a aceitação destes valores, o que conduziu à eliminação do valor 190 \pm 51 anos de ^{14}C , uma vez que era o que contribuía de forma mais significativa para o valor obtido no teste T .

Após a eliminação deste valor, novo teste χ^2 foi efetuado (Tab.13– Anexo A) utilizando as restantes doze amostras (17,75; ($\chi^2_{:0,05}=19,68$)), tendo sido possível obter um valor médio ponderado de -26 \pm 14 anos de ^{14}C . Este valor é o recomendado para a calibração fiável de datas convencionais de ^{14}C obtidos a partir de organismos marinhos que viveram nesta região.

3.5.2.3. Valores modernos de ΔR para o Barlavento e Sotavento

Os valores de ΔR modernos recalculados a partir de amostras historicamente datadas (anteriores a 1950) provenientes da costa sul portuguesa (Soares, 1989; 2005) encontram-se na tabela 3.5.

Tabela 3.5 – Resultados de ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ e ΔR para as amostras historicamente datadas (anteriores a 1950) recolhidas na costa sul portuguesa.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	Localização	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Ano de Colheita	Idade ^{14}C (BP)	Idade Modelada ^{14}C (BP)	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)
ICEN-251	<i>Ensis Siliqua</i>	Portimão	2,24	1925	804 \pm 85	451 \pm 85	353 \pm 85
ICEN-204	<i>Venerupis decussatus</i>	Ria Formosa	2,85	1925	681 \pm 70	451 \pm 70	230 \pm 70
ICEN-194	<i>Venerupis decussatus</i>	Ria Formosa	0,98	1896	722 \pm 62	459 \pm 62	263 \pm 62
ICEN-246	<i>Cassis saburon</i>	Cabo St.ª Maria	3,18	1897	486 \pm 74	458 \pm 74	28 \pm 74
ICEN-174	<i>Charonia sp.</i> ^a	Algarve	6,00	1917	682 \pm 38	448 \pm 38	234 \pm 38
ICEN-175	<i>Charonia sp.</i> ^b	Algarve	2,08	1917	703 \pm 39	448 \pm 39	255 \pm 39
ICEN-178	<i>Charonia sp. (t.ml.)</i>	Algarve	-16,16	1917	836 \pm 70	448 \pm 70	388 \pm 70
ICEN-183	<i>Pecten maximus</i>	Algarve	4,32	1917	760 \pm 44	448 \pm 44	312 \pm 44
ICEN-206	<i>Pecten maximus</i>	Ria Formosa	2,73	1934	605 \pm 51	456 \pm 51	149 \pm 51
ICEN-205	<i>Neritula neritea</i>	Ria Formosa	3,76	1933	759 \pm 69	456 \pm 69	303 \pm 69
ICEN-193	<i>Venerupis aurea</i>	Ria Formosa	0 ^c	1934	571 \pm 90	456 \pm 90	115 \pm 90
ICEN-243	<i>Lutraria lutraria</i>	Ilha da Culatra	3,62	1937	765 \pm 77	458 \pm 77	307 \pm 77
ICEN-180	<i>Cymbium papillatus</i>	Ilha da Culatra	4,16	1937	869 \pm 43	458 \pm 43	411 \pm 43
ICEN-250	<i>Macra corallina</i>	V.R.S. António	4,27	1925	458 \pm 73	451 \pm 73	7 \pm 73

a) fração intermédia

b) fração interna

c) não foi efetuada a medição

Para o cálculo dos valores de ΔR modernos para o Barlavento e para o Sotavento algarvio não foram tomados em conta onze dos catorze valores de ΔR recalculados devido essencialmente a dois fatores; i) local de recolha impreciso e ii) possível inclusão de amostras representativas de ambientes confinados, “lagunas costeiras”, que não refletem as condicionantes oceanográficas de um ambiente marinho aberto.

A eliminação das amostras ICEN-174, ICEN-175, ICEN-178 e ICEN-183 está relacionada com o primeiro ponto mencionado, uma vez que, apesar de terem sido recolhidas na costa sul portuguesa não é possível determinar, com rigor, em qual das duas zonas (Barlavento ou Sotavento) seriam integráveis.

Relativamente às amostras recolhidas na Ria Formosa (ICEN-204, ICEN-194, ICEN-206, ICEN-205, ICEN-193) e Ilha da Culatra (ICEN-243, ICEN-180) não foram tomados em conta devido ao local da sua recolha, ou seja, estas amostras são provenientes de zonas lagunares, que devido à complexidade inerente a este tipo de ambiente em que as interações entre água doce e salgada refletem um ambiente marinho confinado, levou a que

não fossem consideradas representativas de qualquer das duas zonas em causa (considerando essas zonas como ambientes marinhos abertos).

Assim, para o Barlavento algarvio, foi apenas considerado como representativo das condicionantes oceanográficas associadas a um regime de mar aberto, um dos valores determinados. Este valor foi calculado a partir da amostra recolhida em Portimão (ICEN-251 804 ± 85 BP), obtendo-se 353 ± 85 anos ¹⁴C. Este valor carece de alguma fiabilidade por ter sido determinado utilizando apenas uma data de ¹⁴C. Por outro lado, o seu valor é superior ao determinado para costa ocidental portuguesa, 299 ± 32 anos ¹⁴C. Embora estes dois valores de ΔR sejam estatisticamente indiferenciáveis (0,35; ($\chi^2_{:0,05}=3,84$)), o valor determinado para o Barlavento indica a presença de um *upwelling* tão ou mais intenso do que o da costa ocidental portuguesa, o que na realidade não se observa, o que deixa grandes reservas relativamente ao valor moderno do ΔR determinado para o Barlavento algarvio.

Para o valor moderno de ΔR relativo à região do Sotavento algarvio foram considerados apenas os valores de ΔR obtidos com as amostras recolhidas no Cabo St.^a Maria (ΔR= 28 ± 74 anos ¹⁴C) e em V.R.S. António (ΔR= 7 ± 73 anos ¹⁴C) dos quais se obtém um valor médio ponderado de 17 ± 52 anos ¹⁴C para esta região, o que é aceitável.

3.5.2.4. Costa Andaluza do Golfo de Cádiz

Os contextos arqueológicos utilizados para recalculer o ΔR na costa andaluza do Golfo de Cádiz encontram-se na tabela 14 (Anexo A). Nos contextos arqueológicos em que foi determinada mais do que uma data de ¹⁴C para um determinado reservatório geoquímico de carbono, as datas obtidas foram sujeitas ao teste χ^2 (Tab.15 – Anexo A), tal como realizado para as regiões anteriormente analisadas.

Os valores obtidos para o teste *T*, abaixo dos valores de rejeição, para o teste χ^2 , permitiram confirmar que as datas de ¹⁴C obtidas nestes contextos podem ser aplicadas no cálculo de ΔR utilizando a abordagem de pares múltiplos de amostras, o que foi efetuado para os contextos arqueológicos de Papa Uvas (FIV), La Viña (Silo 16) e El Eucaliptal (UE4). Os valores de ΔR e R(t) recalculados, encontram-se na tabela 16 (Anexo A).

Algumas datas de ¹⁴C destes contextos têm associado erros elevados, obtidos aquando da determinação das datas convencionais de ¹⁴C das amostras terrestres, especialmente para o contexto arqueológico de Papa Uvas (108, 94 e 195 anos ¹⁴C)

(Soares, 2005). Estas incertezas, acabaram por ser transpostas para os valores de ΔR determinados, como aconteceu para o valor máximo determinado (327 ± 233 anos ^{14}C).

A calibração das datas convencionais de ^{14}C das amostras terrestres bem como os valores de ΔR encontram-se na tabela 3.6.

Tabela 3.6 – Valores de ΔR para os vários contextos datados na costa andaluza do Golfo de Cádiz.

Localização	Contexto	Idade ^{14}C (BP)	cal BC/AD (2σ)	cal BP (2σ)	ΔR (σ) (^{14}C)
Papa Uvas	E15	4574 ± 108	3632 – 2942 cal BC	5581 – 4891	$-117 \pm 114^*$
Papa Uvas	FIV	4475 ± 49	3357 – 2945 cal BC	5306 – 4894	$-103 \pm 80^*$
La Viña	Silo 16	4428 ± 83	3345 – 2911 cal BC	5294 – 4860	$200 \pm 66^{**}$
Papa Uvas	F12	4421 ± 94	3355 – 2898 cal BC	5304 – 4847	$98 \pm 106^{**}$
Papa Uvas	B10	4054 ± 195	3308 – 2027 cal BC	5257 – 3976	$327 \pm 233^{**}$
Niebla	UE69	2067 ± 65	351 cal BC – 71 cal AD	2300 – 1880	$-163 \pm 105^*$
El Eucaliptal	UE 4	1751 ± 84	73 – 530 cal AD	1877 – 1421	$-142 \pm 73^*$
Niebla	UE16	904 ± 40	1033 – 1213 cal AD	917 – 737	$-82 \pm 77^*$
Niebla	SA	218 ± 43	1524 – 1955 cal AD	427 – 0	$-88 \pm 54^*$

* valor utilizado para o cálculo do valor médio ponderado do conjunto de valores negativos (Tab.17-Anexo A).

** valor utilizado para o cálculo do valor médio ponderado do conjunto de valores positivos (Tab.18-Anexo A).

Analisando o conjunto de valores obtidos para ΔR para a costa andaluza do Golfo de Cádiz é possível observar que a maior parte destes valores apresentam sinal negativo, embora tenham sido obtidos três valores positivos. Os valores de ΔR obtidos apresentam um valor máximo de 327 ± 233 anos ^{14}C em 4050 BP e um valor mínimo de -163 ± 105 anos ^{14}C em 2070 BP.

Assim, e por forma a considerar estas variações, cuja justificação detalhada pode ser encontrada no ponto 3.6, foram determinados dois valores médios ponderados de ΔR . Um relativo ao período 4400 – 4000 BP, considerando o conjunto de valores positivos de ΔR , a partir dos quais foi obtido um valor médio ponderado de 180 ± 66 anos ^{14}C . O segundo valor médio ponderado de ΔR foi calculado utilizando o conjunto de valores negativos, com o qual se obteve o valor médio de -108 ± 31 anos ^{14}C . Comparando o valor determinado nesta dissertação para a série de valores negativos (-108 ± 31 anos ^{14}C) com o valor obtido anteriormente -135 ± 30 anos ^{14}C (Soares e Martins, 2010) para os mesmos contextos arqueológicos vemos, mais uma vez, que os valores são estatisticamente indiferenciáveis.

3.6. Variabilidade do ΔR e interpretação Paleoambiental e Paleoclimática

Os valores médios de ΔR são, para os últimos 4000 anos, de 87 ± 18 anos ^{14}C para a costa ocidental portuguesa (Fig. 3.4) e de 69 ± 17 anos ^{14}C para a região do Barlavento (Fig. 3.5). Para o Sotavento algarvio e para a costa andaluza do Golfo de Cádiz, relativamente aos últimos 3000 anos, foram obtidos valores médios de ΔR de -26 ± 14 anos ^{14}C e -108 ± 31 anos ^{14}C , respetivamente (Fig. 3.5). Foi, ainda, determinado um segundo valor médio para a costa andaluza do Golfo de Cádiz de 180 ± 66 anos ^{14}C para o intervalo de tempo 4400-4000 BP (c. 3100 – 2500 cal BC).

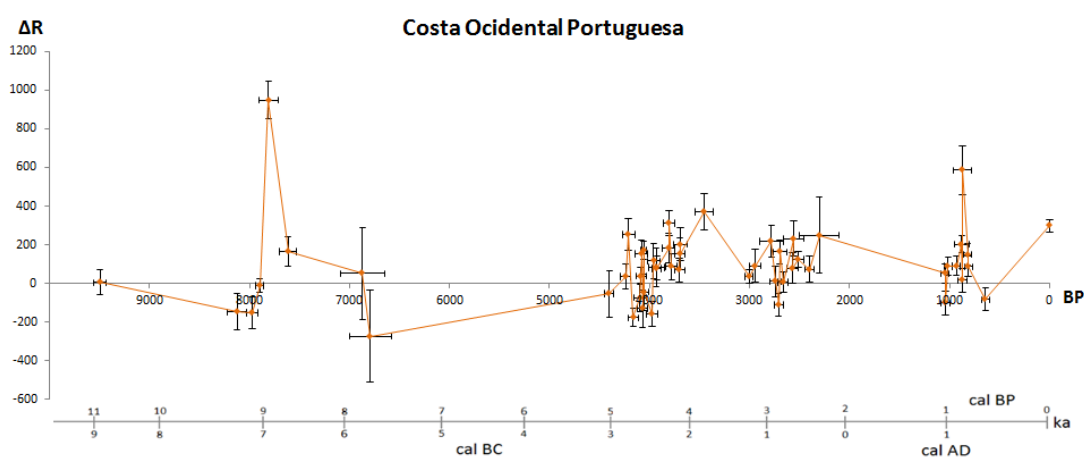


Fig. 3.4 – Valores de ΔR ($\pm 1\sigma$) determinados para a costa ocidental portuguesa.

Para além do significado paleoambiental e paleoclimático que a variabilidade associada ao ΔR pode apresentar ao longo do tempo, que se descreve detalhadamente nos parágrafos seguintes, a determinação deste parâmetro é essencial para a obtenção de uma calibração fiável de datas convencionais de ^{14}C obtidas a partir de organismos marinhos. Assim, para se obter um esqueleto cronológico preciso e fiável associado à definição de eventos paleoclimáticos e paleoambientais ocorridos nestas regiões recomenda-se a utilização dos valores acima mencionados, aquando da calibração das datas convencionais de ^{14}C obtidas a partir de amostras da biosfera marinha fazendo uso da curva de calibração para organismos marinhos Marine09 (Reimer *et al.*, 2009).

A metodologia utilizada, nesta dissertação, no cálculo destes valores médios conduziu a um “refinamento” e atualização dos valores de ΔR , que já tinham sido obtidos, resultante da utilização das novas curvas de calibração (IntCal09 e Marine09), do critério estatístico adotado e da utilização de pares múltiplos de amostras. No entanto, os valores

obtidos não diferem significativamente dos que tinham sido obtidos anteriormente, pelo que as conclusões a que se chegou, com os valores anteriormente propostos (Soares, 2005; Soares e Dias 2006a; Soares e Dias, 2006b; Soares e Martins, 2009; 2010), permanecem válidas e atuais. Nesses estudos foi possível correlacionar conjuntos de valores de ΔR com condições oceanográficas e paleoambientais (e/ou paleoclimáticas) reinantes na costa ibérica atlântica durante o Holocénico e identificados, pelo menos tentativamente, os eventos de frio 5 e 4 de Bond (em *c.* 8,2 ka cal BP e *c.* 5,9 ka cal BP) e o de 0,8 ka cal BP, identificado por deMenocal (Soares, 2005; Soares e Dias 2006a).

Foi, agora, possível adicionar novos dados a esta investigação, designadamente para o Sotavento algarvio, onde foi pela primeira vez determinada uma série de valores para ΔR , o que permitirá precisar algumas das inferências anteriormente realizadas.

A representação gráfica dos valores de ΔR , obtidos para as três áreas analisadas na costa norte do Golfo de Cádiz, em função do tempo encontram-se na figura 3.5.

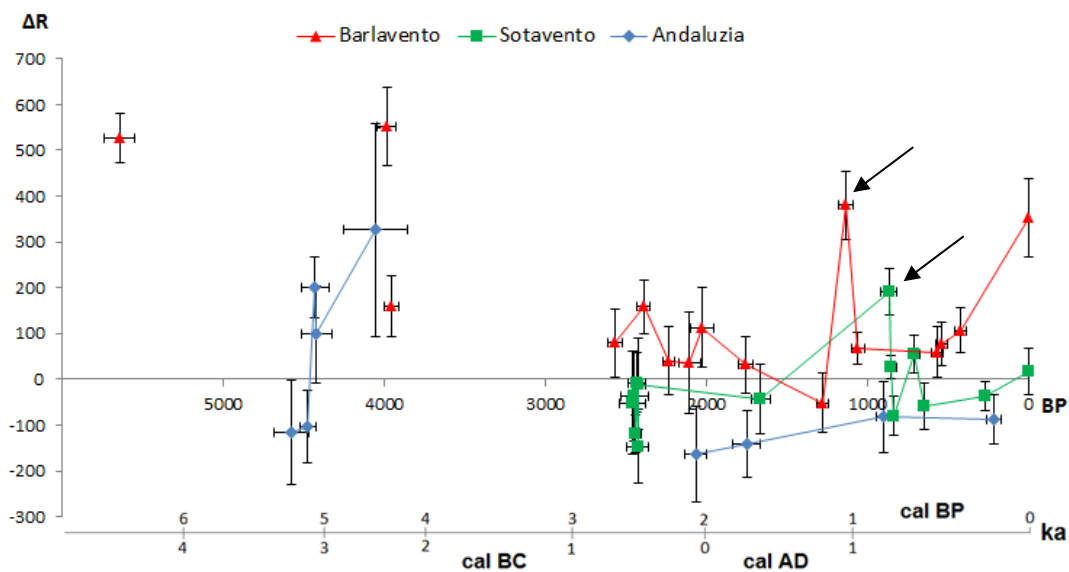


Fig. 3.5 – Valores de ΔR ($\pm 1\sigma$) determinados para as 3 orlas marítimas estudadas na costa norte do Golfo de Cádiz.

Observa-se que a região do Barlavento apresenta os valores mais elevados de ΔR , enquanto a costa andaluza do Golfo de Cádiz apresenta os valores mais baixos, encontrando-se os valores de ΔR determinados para a região do Sotavento entre os valores obtidos para aquelas duas regiões costeiras. Estes conjuntos de valores de ΔR estão de acordo com as condições oceanográficas reinantes na costa norte do Golfo de Cádiz,

referidas anteriormente no ponto 3.2.2, relativo à descrição da situação oceanográfica. A região do Sotavento, com um valor médio (-26 ± 14 anos ^{14}C) menor que o determinado para o Barlavento (69 ± 17 anos ^{14}C) mas maior que o obtido para a costa andaluza do Golfo de Cádiz (-108 ± 31 anos ^{14}C) pode, assim, ser considerada como uma área de transição entre uma região, o Barlavento, que é influenciada pelo prolongamento para Este do *upwelling* costeiro que afeta a costa ocidental portuguesa e uma área, a costa andaluza do Golfo de Cádiz, em que, devido à configuração da sua linha de costa, este regime está ausente.

Relativamente à região do Barlavento, é possível verificar que, entre *c.* 5640 e *c.* 3990 BP, apesar de ser um intervalo de tempo mal amostrado, onde apenas dispomos de duas determinações para ΔR , encontra-se o conjunto de valores mais elevados, 527 ± 54 anos ^{14}C e 553 ± 86 anos ^{14}C , sugerindo uma intensificação do fenómeno de *upwelling* neste período. Também para a costa andaluza do golfo de Cádiz, dentro do mesmo período temporal (mais concretamente entre 4400 e os 4000 BP), foram obtidos valores altos de ΔR : 98 ± 106 anos ^{14}C , 200 ± 66 anos ^{14}C e 327 ± 233 anos ^{14}C .

No entanto, este aparente incremento na intensidade do *upwelling* durante este período não estará diretamente relacionado com uma variação da direção e um incremento da intensidade do regime de ventos prevalecente na região norte do Golfo de Cádiz, mas eventualmente associada a um reposicionamento a Este da frente dos Açores, o que terá conduzido a que a corrente dos Açores penetrasse no golfo de Cádiz, resultando num aumento do *upwelling* na área do golfo (Soares e Dias, 2006b). Um reposicionamento similar da frente dos Açores, com a consequente penetração da corrente dos Açores no Golfo de Cádiz foi identificado entre o Último Máximo Glaciar e o início do Holocénico, através da análise de testemunhos (foraminíferos, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) recolhidos nesta região, a partir da qual foi identificado um aumento da intensidade do *upwelling* decorrente deste rearranjo oceanográfico (Rogerson *et al.*, 2004).

Ainda para a região do Barlavento, entre *c.* 2600 BP e a atualidade, foram recalculados oito valores de ΔR e incluídas quatro novas determinações de ΔR , tornando-se num horizonte temporal relativamente bem amostrado. O valor máximo de ΔR para este período (380 ± 75 anos ^{14}C), determinado a partir de um contexto presente no sítio arqueológico do Poço-Cisterna (Silves), datado de 1139 ± 45 BP (776 – 992 cal AD), apresenta-se como um valor bastante próximo do valor moderno calculado para este troço da costa sul portuguesa (353 ± 85 anos de ^{14}C) sugerindo que, nessa altura, a intensidade

do fenómeno de *upwelling* fosse semelhante à atual. Para este sítio arqueológico e para 1277 ± 38 BP (659 – 861 cal AD) obteve-se o valor mais baixo de ΔR (-51 ± 64 anos ^{14}C) da série de valores determinados para o Barlavento, o que indicia uma variação das condicionantes oceanográficas em cerca de 100 anos, passando de uma situação em que o fenómeno de *upwelling* era ausente ou de fraca intensidade, para uma situação em que este fenómeno terá atingido alguma expressão na região. Esta variação poderá ser associada ao início da reorganização climática associada ao Pequeno Ótimo Climático (ou Período Quente Medieval), que ocorreu entre *c.* 800-1300 AD, e foi caracterizada por um aumento global da temperatura associada essencialmente a um aumento da radiação solar (deMenocal, 2001).

Para a região do Sotavento algarvio (Fig. 3.5), os valores de ΔR determinados abrangem apenas os últimos 2500 anos de ^{14}C , sendo a região que apresenta o horizonte temporal amostrado mais reduzido. Na série de valores observa-se um conjunto de valores positivos obtidos entre *c.* 870 e *c.* 700 BP. Este conjunto de valores aponta para uma modificação significativa das condicionantes oceanográficas neste período, sugerindo o aparecimento ou uma intensificação do fenómeno de *upwelling* na região, embora este, a existir, fosse de fraca intensidade. O valor de ΔR mais alto, 190 ± 51 anos ^{14}C , obtido em 866 ± 50 BP (1040 – 1260 cal AD) traduzirá eventualmente o evento frio de 0,8 ka cal BP identificado por deMenocal *et al.* (2000) que, devido a alteração dos padrões de circulação oceânica no Atlântico Norte, terá conduzido a este valor alto de ΔR .

Os restantes valores determinados para o Sotavento, sempre de sinal negativo, oscilam entre -120 ± 41 anos ^{14}C e -7 ± 65 anos ^{14}C , valores inferiores ao valor moderno de ΔR para esta região, 17 ± 52 anos ^{14}C , sugerindo a presença de um regime de *upwelling* inferior ao atual ou mesmo inexistente durante a maior parte dos últimos 2500 anos de ^{14}C .

Da projeção dos valores de ΔR ao longo do tempo para a costa ocidental portuguesa e para o Barlavento algarvio (Fig. 3.6) é possível observar que os valores de ΔR variaram, de um modo geral, paralelamente ao longo do tempo.

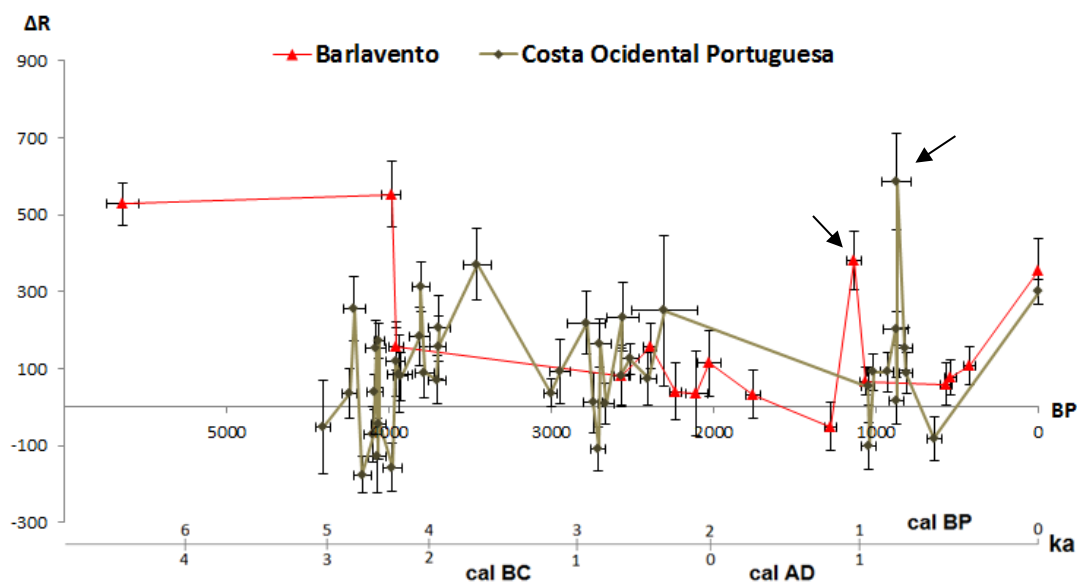


Fig. 3.6 – Valores de ΔR ($\pm 1\sigma$) determinados para a costa ocidental portuguesa e Barlavento algarvio.

Para a costa ocidental portuguesa, entre *c.* 10000 BP e *c.* 5000 BP, não foram determinados novos valores de ΔR para este sector da costa (Fig. 3.4). Assim, as considerações e inferências efetuadas para este período apontam no mesmo sentido dos estudos anteriores (Soares 2005, Soares 2006a, Soares e Martins 2009), nomeadamente o pico de ΔR ($+ 949 \pm 31$ anos ^{14}C) obtido para o contexto de S. Julião II (7809 ± 93 BP), que foi associado ao evento 5 de Bond (evento frio de 8,2 ka cal BP (7700 BP)) que, pela sua magnitude, é um dos eventos climáticos recorrentemente identificados em estudos paleoclimáticos para o Atlântico Norte. Como já foi mencionado, durante este evento ocorreram elevadas descargas de água doce provenientes de precipitação acumuladas durante milhares de anos (águas estas empobrecidas em ^{14}C) em lagos glaciares a altas latitudes no Hemisfério Norte, alterando o padrão de circulação termohalina no Atlântico Norte e coincidindo com o início de eventos climáticos de frio (Bond *et al.*, 1997; 2001; Teller *et al.*, 2002). Assim este valor de ΔR , bastante elevado, não estará associado a um regime de *upwelling* costeiro intenso, mas será, eventualmente, um reflexo destas descargas de águas empobrecidas em ^{14}C no Atlântico Norte (Soares 2005).

Relativamente ao período entre os *c.* 4400 e *c.* 3500 BP, observa-se uma alternância de valores positivos e negativos de ΔR ao que contrário do que acontece no Barlavento em que as duas determinações de ΔR obtidas neste período tomam valor positivo. Se para o Barlavento esta tendência para valores positivos já foi abordada e relacionada com situações oceanográficas específicas que ocorreram ao nível do Golfo de

Cádiz, a situação que se observa na costa ocidental portuguesa não parece ter sido influenciada por qualquer fenómeno ou conjunto de fenómenos paleoclimáticos e/ou paleoambientais específicos ou “anormais” para a região em causa.

Como já mencionado, no conjunto de valores determinados para o Barlavento um valor positivo de ΔR destaca-se a *c.* 1140 BP, tendo sido relacionado com o início da reorganização climática associada ao Pequeno Ótimo Climático, embora este pico não se encontra reproduzido para nenhuma das restantes regiões analisadas.

Relativamente à costa ocidental portuguesa, observa-se a presença de um valor alto de ΔR (587 ± 125 anos ^{14}C), determinado para um contexto arqueológico do Castelo de Palmela, em 872 ± 90 BP. Como já foi mencionado, para a região do Sotavento obteve-se também um valor alto de ΔR em 866 ± 50 BP (190 ± 51 anos ^{14}C). Para a costa ocidental galega também já tinha sido encontrado, em 860 ± 90 BP, um pico para ΔR (270 ± 40 anos ^{14}C) (Soares, 2005; Soares e Dias 2007). Trata-se, por conseguinte, de três picos síncronos, relacionáveis muito provavelmente com o evento climático de frio 0,8 ka cal BP (deMenocal *et al.*, 2000).

Após este evento observa-se uma diminuição dos valores de ΔR , quer para o Barlavento, quer para o Sotavento e para a costa ocidental portuguesa, o que poderá estar associado a uma eventual diminuição da atividade do *upwelling* costeiro, resultante de uma deterioração das condições climáticas associadas à Pequena Idade do Gelo, que ocorreu entre *c.* 1300 e *c.* 1870 AD (deMenocal, 2001).

De salientar que a interpretação paleoambiental, realizada neste capítulo relativamente à variabilidade de ΔR , será mais amplamente discutida e analisada no capítulo 6, aquando da sua integração com os ciclos climáticos Holocénicos identificados a partir dos restantes *proxies* utilizados nesta dissertação.

Capítulo 4

Análise geoquímica de matéria orgânica sedimentar



4.1. Matéria orgânica sedimentar ¹

Em ambientes costeiros abrigados como estuários, lagoas e rias, bem como em zonas da plataforma continental, é possível recolher testemunhos verticais de sedimentos (ou simplesmente testemunhos) que, devido à acumulação contínua de sedimentos durante longos períodos, permitem a identificação e caracterização das condições ambientais e climáticas reinantes nessas regiões (com eventuais inferências a nível global) durante esses períodos, bem como das variações geomorfológicas que experimentaram, nomeadamente durante o Holocénico (Lamb *et al.*, 2006).

As reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas assentam, muitas vezes, no estudo de microfósseis como poléns, foraminíferos e diatomáceas. No entanto, este tipo de fósseis pode estar ausente do registo sedimentar, devido às restrições espaciais associadas aos seus habitats naturais, bem como pela existência de zonas preferenciais de acumulação durante o processo sedimentar. Por outro lado, a sua ausência do registo sedimentar pode também ser devida à existência de processos diagenéticos de origem química e/ou mecânica, que impossibilitam o seu uso como *proxies* paleoclimáticos e/ou paleoambientais ao longo dessas sequências sedimentares. Para além dos microfósseis, os sedimentos acumulam, também, matéria orgânica proveniente de várias fontes, de entre as quais se destacam os rios e oceanos. A matéria orgânica, uma importante componente destas sequências sedimentares, pode fornecer informações sobre os paleoambientes e paleoclimas, e respetivas variações, de uma determinada região ao longo do tempo.

A acumulação e preservação da matéria orgânica nas margens continentais estão condicionadas, principalmente, pelo maior ou menor fornecimento do material orgânico. Para além deste fator, também a suscetibilidade à alteração e mineralização dos sedimentos pode influenciar a sua acumulação e preservação. Este registo orgânico, presente nas sequências sedimentares, representa uma mistura complexa de substâncias de origem biogénica introduzidas por diversas fontes, quer de origem terrestre quer marinha. Deste modo, o carbono orgânico de natureza terrestre que chega às zonas costeiras está intimamente ligado ao maior ou menor acarreio de material efetuado pelos sistemas fluviais. Contudo, o estudo da distribuição da matéria orgânica em ambientes costeiros é uma tarefa bastante complexa, devido à dinâmica fluvial e ao tipo de desembocadura dos

¹ Parte da investigação apresentado neste capítulo da dissertação foi alvo de apresentação podendo o resumo ser consultada em: Martins J.M.M., Portela P., Araújo M F, Ferreira O., Dias J.M.A., Soares A.M.M. (2012). Elemental and stable isotope study of sedimentary organic matter in the continental shelf off the Guadiana River (SW Iberian Peninsula). Abstract book of the 9th International Symposium on Environmental Geochemistry, 161-162. URL: <http://www.cprm.gov.br/pgagem/9iseg/161-162.pdf>

sistemas fluviais no oceano, responsáveis por uma heterogeneidade espacial na deposição destes sedimentos, o que pode levar a uma amostragem deficiente se o padrão de distribuição sedimentar não for bem compreendido.

O material orgânico que os sedimentos costeiros recebem pode provir de fontes autóctones (fitoplâncton e plantas marinhas) e alóctones (provenientes de material de acarreo sedimentar, nomeadamente de origem fluvial). Note-se, no entanto, que um mesmo registo sedimentar pode apresentar fontes autóctones distintas ou alternâncias entre autóctones e alóctones, ao longo do tempo. Essa mudança pode estar associada a variações verticais de carácter temporal, ou seja, modificações do nível médio do mar podem conduzir a que, para determinado horizonte temporal, o mesmo local de formação de uma sequência sedimentar possa estar associado à desembocadura de um rio, portanto altamente sujeito à dinâmica fluvial, e que, para outras épocas, se encontre abaixo do nível médio do mar, onde a dinâmica fluvial tende a atenuar-se em função do aumento da coluna de água.

Normalmente, apenas uma pequena percentagem da quantidade inicial de matéria orgânica resiste à remineralização e permanece enterrada nos sedimentos. Esta pequena fração que fica no registo sedimentar torna-se, deste modo, um importante registo geoquímico das condições ambientais e climáticas que afetaram a área em estudo, podendo ser considerada como um registo “fóssil” geoquímico. Assim, e apesar da perda de matéria orgânica, devido essencialmente a um intenso processo diagenético pré e pós-enterramento, a caracterização elementar e isotópica da fração orgânica preservada conduz a conclusões fiáveis acerca da sua origem (Meyers, 1997).

A caracterização elementar e isotópica da matéria orgânica ao longo da sequência sedimentar permite uma análise contínua desta componente, uma vez que, embora em quantidades reduzidas, esta encontra-se quase sempre presente ao longo das sequências sedimentares. Além disso, a matéria orgânica presente nos sedimentos de estuários e oceanos pode ser considerada com uma mistura binária entre material orgânico proveniente da biosfera terrestre e da biosfera marinha (Perdue e Koprivnjak, 2007).

Alguns dos parâmetros geoquímicos utilizados na caracterização da matéria orgânica sedimentar são as composições elementares em carbono (C) e azoto (N), a razão C/N e as razões isotópicas destes elementos, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$. A quantificação destes parâmetros permite determinar a quantidade de matéria orgânica presente nos sedimentos, assim como distinguir e identificar as diferentes fontes sedimentares que contribuíram com material orgânico. Este facto deve-se, sobretudo, à assinatura geoquímica característica dessas fontes sedimentares (explicada em detalhe no ponto seguinte), que acaba por deixar

a sua impressão digital na matéria orgânica presente nos sedimentos, permitindo a sua identificação e quantificação. Por outro lado, as taxas de acumulação de matéria orgânica são mais baixas em ambientes marinhos, em comparação com ambientes mais protegidos e menos energéticos. Deste modo, podemos considerar que a matéria orgânica sedimentar tem o potencial para registar alterações paleoceanográficas e paleoclimáticas, bem como revelar alterações diagenéticas de longa duração (Meyers, 1994).

4.2. Caracterização dos parâmetros geoquímicos determinados

4.2.1. Carbono Orgânico (C_{org})

A concentração do carbono orgânico total (C_{org}) é um parâmetro fundamental para descrever a abundância de matéria orgânica em sedimentos. Tipicamente, a concentração do carbono na matéria orgânica é de cerca de 50 %. A concentração de C_{org} representa assim um valor “global” representativo da fração da matéria orgânica que escapou à remineralização durante a sedimentação. Essa maior ou menor concentração de matéria orgânica nos sedimentos está dependente da produção inicial de biomassa e do subsequente grau de degradação a que foi sujeita durante os processos de diagénese. Não é invulgar que a concentração em C_{org} varie de local para local devido à multiplicidade de fatores que interagem nos processos de acumulação e que podem levar a uma distribuição heterogénea da matéria orgânica em sedimentos (Meyers e Teranes, 2001).

A concentração de C_{org} é expressa em peso elementar/peso total ou em % em peso sobre o sedimento total (normalmente, representado por wt. %). Esta concentração é, por vezes, convertida numa razão de acumulação de massa de carbono orgânico ($\text{mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$), expressando a concentração de matéria orgânica por unidade de área e por unidade de tempo.

4.2.2. Carbono Inorgânico (C_{inorg})

O carbono inorgânico (C_{inorg}) que se encontra nos sedimentos pode ser de diversa natureza: biogénica, lítica ou precipitado. Pode ser quantificado, através da determinação do teor em CaCO_3 que existe nos sedimentos. A concentração em CaCO_3 no sedimento pode fornecer informações relativas à exportação de sedimentos carbonatados de origem terrígena que são acumulados nas zonas oceânicas (Mahiques *et al.*, 2007), bem como estabelecer relações inversas entre as concentrações de C_{inorg} e C_{org} que podem ser associadas a variações na dissolução do CaCO_3 através do CO_2 produzido pela oxidação da matéria orgânica (Meyers, 1994).

Como já foi mencionado no Capítulo 2, utilizou-se uma abordagem semi-quantitativa na determinação da concentração de CaCO_3 , posteriormente convertida na concentração de carbono inorgânico através da massa molar do carbono. A metodologia utilizada assenta na determinação da sua concentração através da diferença entre o peso seco da amostra antes e após a descarbonatação, sendo esta considerada como equivalente à quantidade de carbonato de cálcio que a amostra contém. O recurso a esta metodologia foi também utilizado por Mahiques *et al.* (2007) para a determinação da concentração em CaCO_3 em sedimentos marinhos, tendo sido realizada a comparação das medições efetuadas com as determinações de C_{inorg} utilizando um analisador elementar, LECO CNS2000, obtendo-se resultados compatíveis.

4.2.3. Razão C/N

A quantidade e tipo de matéria orgânica de origem aquática (fluvial/marinha) ou terrestre podem ser identificados através da análise da razão entre o carbono (C) e o azoto (N) — a razão C/N — uma vez que diferentes fontes de matéria orgânica apresentam razões C/N específicas, consoante a sua natureza e origem. Matéria orgânica proveniente de algas apresenta normalmente valores de razão C/N entre 4 e 10, enquanto que plantas terrestres vasculares (ricas em celulose e pobres em proteínas) apresentam matéria orgânica com valores da razão C/N iguais ou superiores a 20 (Meyers, 1997).

Esta parâmetro pode ser expresso em peso/peso ou ser multiplicado por 1.167 (razão entre o peso atómico do azoto ($N=14,0067$ g/mol) e do carbono ($C=12,011$ g/mol)) transformando-se em razão atómica. Ambas são utilizadas na publicação deste parâmetro, tornando-se necessária a indicação de qual das expressões está a ser usada de modo a permitir a correta comparação dos valores obtidos com os publicados em outros trabalhos. A utilização da razão C/N atómica é aconselhada por alguns autores para que possa ser efetuada a associação à estequiometria bioquímica da matéria orgânica (Meyers e Teranes, 2001). Nesta dissertação, os valores da razão C/N serão expressos em razão atómica.

No entanto, o valor associado à razão C/N pode, por vezes, dar indicações enviesadas relativamente à origem da matéria orgânica, dado que na determinação do azoto total (NT) não se separa o azoto de natureza orgânica do inorgânico presente na amostra. Na maior parte dos sedimentos a fração de azoto inorgânico é vestigial comparada com a fração orgânica, originando razões C/N corretas. No entanto, em sedimentos com concentrações de matéria orgânica muito reduzidas ($C_{\text{org}} < 0,3\%$), a contribuição da fração de azoto inorgânico pode ser significativa (Meyers e Teranes, 2001).

Por outro lado, a degradação parcial de matéria orgânica proveniente de algas, durante o processo deposicional, pode reduzir a sua componente proteica, devido à degradação seletiva de proteínas ricas em azoto, conduzindo a um aumento da razão C/N. Pelo contrário, uma diminuição do valor da razão C/N foi observada em sedimentos oceânicos, devido à absorção de amónia (NH_3^-) resultante da decomposição da matéria orgânica e consequente remineralização e libertação de carbono (Meyers, 1997). Além disso, a razão C/N de uma amostra de madeira apresenta um valor mais alto do que o da matéria orgânica derivada deste material, devido essencialmente à degradação seletiva de açúcares ricos em carbono e lípidos que constituem a madeira. Como exemplo, num caso publicado (Ertel e Hedges, 1985; Meyers, 1997), o valor de C/N de restos vegetais terrestres encontrados em sedimentos costeiros variava entre 30 e 40, enquanto a matéria orgânica sedimentar presente no sedimento apresentava um valor de C/N de 15. Indiciando que, apesar da degradação seletiva que afeta os vestígios vegetais, fica preservada a existência da contribuição de plantas terrestres para a matéria orgânica presente nos sedimentos (Ertel e Hedges, 1985; Meyers, 1997).

A granulometria dos sedimentos é outro fator que também pode influenciar o valor da razão C/N, que apresenta normalmente valores menores em sedimentos finos e maiores em sedimentos grosseiros. Esta variação deve-se, sobretudo, aos diferentes tipos de matéria orgânica (sedimentos grosseiros poderão eventualmente conter restos vegetais praticamente intactos, aumentando consequentemente o valor de C/N) e à composição mineralógica (sedimentos finos contêm uma grande quantidade de minerais de argila que, devido à sua elevada superfície específica, podem potenciar a absorção de elevadas quantidades de amónia (NH_3^-) assim como capturar azoto inorgânico, o que conduzirá a uma diminuição do valor de C/N (Meyers, 1997)).

No entanto, e apesar dos fatores acima mencionados que podem, nalguns casos, condicionar algumas das ilações retiradas deste *proxie*, as alterações na composição elementar da matéria orgânica sedimentar não são normalmente significativas para enviesar a potencial identificação da fonte de matéria orgânica predominante nos sedimentos, como tem sido apontado por vários estudos que recorrem à razão C/N na definição das principais fontes de matéria orgânica nos sedimentos (e.g. Meyers e Teranes, 2001; Lamb *et al.*, 2006; De la Rosa *et al.*, 2011, 2012).

4.2.4. Composições Isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$

A composição isotópica em carbono ($\delta^{13}\text{C}$) é utilizada para distinguir plantas marinhas das terrestres como fontes da matéria orgânica presente nos sedimentos. A composição isotópica desta matéria orgânica acaba por refletir a dinâmica que ocorre durante os diferentes mecanismos de fotossíntese utilizados na assimilação de carbono, quer pelas plantas terrestres, quer pelas plantas marinha (Meyers, 1997). O Ciclo de Calvin (C3) abrange 90 % das plantas terrestres, as quais apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -32 ‰ e -21 ‰. As plantas que utilizem o processo fotossintético C4 (Ciclo de Hatch-Slack) apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ que oscilam entre -17 ‰ e -9 ‰ (Meyers, 1994; Lamb *et al.*, 2006). Pode considerar-se que, em média, a matéria orgânica terrestre apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -27 ‰, quando é formada a partir de plantas que utilizam o processo fotossintético C3, e de -14 ‰ quando na origem da matéria orgânica estiveram plantas C4. Em ambos os casos, a fonte de CO_2 é a atmosfera, para a qual o valor de $\delta^{13}\text{C}$ é de *c.* -7 ‰ (Meyers, 1997).

Quando estamos na presença de plantas cujo processo fotossintético é o CAM (*Crassulacean Acid Metabolism*), que incorpora os dois processos fotossintéticos, C3 e C4, a composição isotópica resultante abrange um vasto espectro de valores de $\delta^{13}\text{C}$, entre -11 ‰ e -28 ‰, o que torna complicada a sua identificação (Lamb *et al.*, 2006). No que diz respeito a algas de água doce, estas incorporam o CO_2 dissolvido, de que resultam valores de $\delta^{13}\text{C}$ da ordem dos -27 ‰. Por outro lado, em ambientes marinhos, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -20 ‰ e -22 ‰ (Meyers, 1994). Esta diferença de cerca de 7 ‰, entre a matéria orgânica produzida por plantas terrestres C3 e algas marinhas, tem sido utilizada com sucesso para identificar as fontes e distribuição da matéria orgânica em sedimentos costeiros e estuarinos (e.g. Prahl *et al.*, 1994; Burdloff *et al.*, 2008; Sánchez-García *et al.*, 2009; De la Rosa *et al.*, 2011, 2012). No entanto, a identificação do sinal isotópico da fonte de matéria orgânica pode ser tarefa complexa, nomeadamente, em zonas costeiras que recebem contribuições de material orgânico de algas e plantas terrestres (C3 e/ou C4). Devido a esta multiplicidade de fontes de matéria orgânica, o valor de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica presente nos sedimentos, pode tomar valores que tornam indistinguível o sinal da fonte predominante. Nestes casos, o cruzamento dos valores da razão C/N, como *proxy* na identificação das fontes de matéria orgânica presente nos sedimentos, com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar, permite uma definição mais fiável das fontes de matéria orgânica (Meyers, 1997).

Deverá notar-se que, ao contrário da razão C/N, que pode apresentar a influência da granulometria dos sedimentos nos valores determinados, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ não sofrem esta influência. Daí que se tornem bastante úteis na determinação da proveniência de matéria orgânica, bem como na reconstrução das variações nas suas fontes (Meyers, 1997).

Relativamente à composição isotópica em azoto ($\delta^{15}\text{N}$) da matéria orgânica sedimentar, esta também pode ser usada para distinguir entre plantas marinhas e plantas terrestres como principal componente da matéria orgânica presente em sedimentos. Esta distinção é consequência da diferença entre a composição isotópica do azoto inorgânico utilizado pelas plantas marinhas e terrestres. O valor de $\delta^{15}\text{N}$ do nitrato (NO_3^-) dissolvido varia entre +7 ‰ e +10 ‰, enquanto que ao azoto atmosférico corresponde um $\delta^{15}\text{N}$ de cerca de 0 ‰. A matéria orgânica produzida pelo fitoplâncton apresenta uma composição isotópica média em azoto de +8,6 ‰, enquanto que a matéria orgânica derivada de plantas terrestres C3 apresenta um valor de $\delta^{15}\text{N}$ de *c.* +0,4 ‰ (Meyers, 1997). A diferença de valores na composição isotópica em azoto da matéria orgânica, conjugada com a composição isotópica em carbono, tem sido utilizada para estimar a origem da matéria orgânica presente nos sedimentos, nomeadamente em zonas estuarinas (Peterson *et al.*, 1987; Castro *et al.*, 2010).

4.3. Integração dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ com a razão C/N

Apesar das diferentes composições isotópicas em carbono e azoto que as fontes de matéria orgânica apresentam, podem, no entanto, existir sobreposições entre os valores das razões isotópicas, o que torna a interpretação isolada destes *proxies* numa tarefa complexa. É, assim, essencial o cruzamento entre as várias componentes utilizadas na caracterização geoquímica da matéria orgânica presente nos sedimentos a fim de obter uma caracterização e identificação mais fiável das fontes de matéria orgânica.

Uma correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e os da razão C/N foi compilada a partir de diversos estudos a fim de facilitar a determinação das fontes de matéria orgânica passíveis de integrarem a matéria orgânica sedimentar (Meyers, 1994; Lamb *et al.*, 2006). Na fig. 4.1 é possível observar os quatro principais conjuntos de valores de $\delta^{13}\text{C}$ conjugados com os da razão C/N (ou $C_{\text{org}}/N_{\text{total}}$), que se encontram na origem da matéria orgânica presente nos sedimentos.

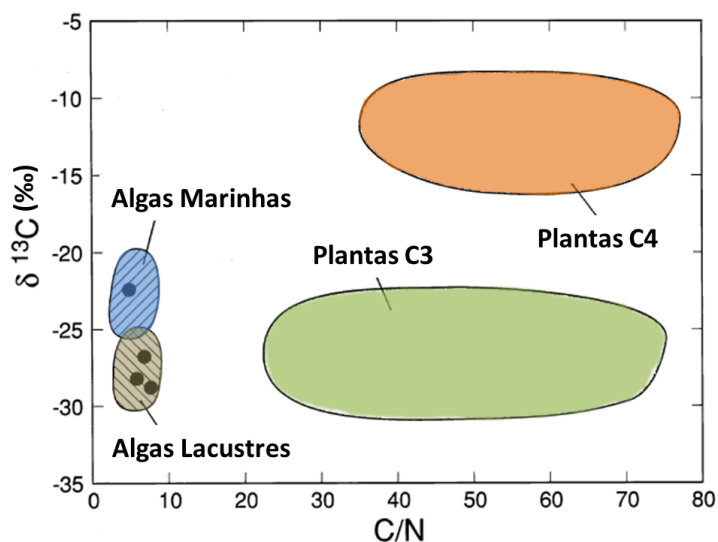


Fig. 4.1 – Valores da razão C/N (atômica) e valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos de matéria orgânica produzida por algas marinhas, lacustres e plantas terrestres C3 e C4 (adaptado de Meyers, 1994).

Uma nova compilação, representada na fig. 4.2, foi efetuada por Lamb *et al.* (2006) e inclui, além dos dados utilizados por Meyers (1994), novos dados relativos a bactérias, ao carbono orgânico particulado (POC) e ao carbono orgânico dissolvido (DOC), não sendo, no entanto considerados no âmbito do estudo efetuado nesta dissertação os dados referentes ao DOC e ao POC.

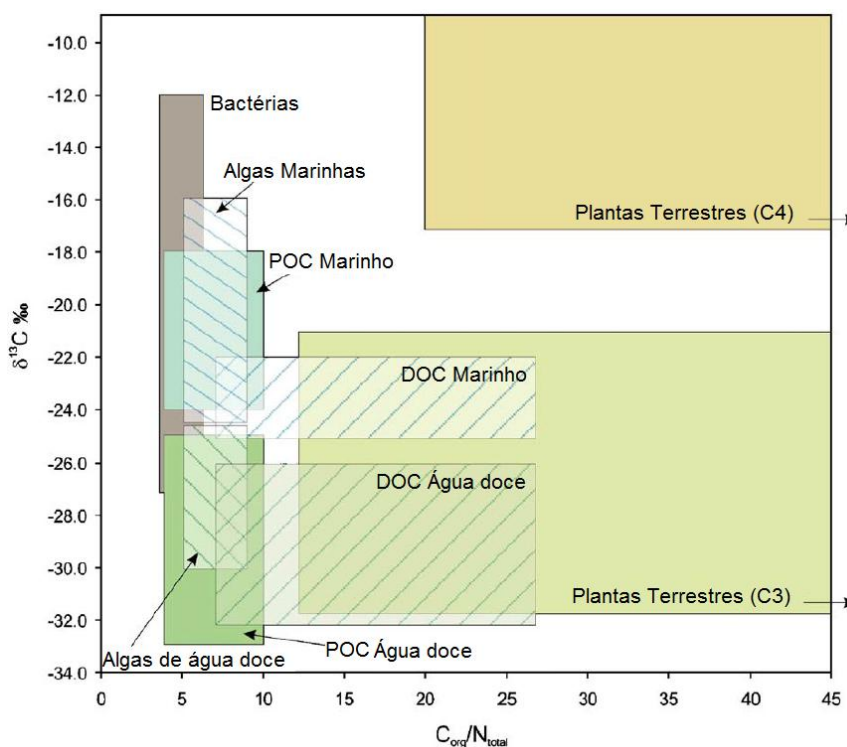


Fig. 4.2 – Intervalos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{total}}$ (peso/peso) para diferentes fontes de matéria orgânica em ambientes costeiros (adaptado de Lamb *et al.*, 2006).

A utilização destes *proxies* na identificação dos materiais que estão na origem da matéria orgânica presente em sedimentos é efetuada sobre a mistura total dos vários componentes que constituem a matéria orgânica, isto é, sobre o *bulk* do sedimento, o que permite ter uma visão global destas componentes. Esta análise acaba por ter uma vantagem relativamente à utilização de biomarcadores moleculares que, normalmente, são determinados a partir de uma pequena fração da mistura total da matéria orgânica presente nos sedimentos, a qual pode não ser representativa de todo o conjunto. Contudo, os biomarcadores fornecem informação importante relativamente a componentes individuais de cada origem e aos processos diagenéticos que ocorreram (Meyers, 1997).

Para além das relações acima mencionadas, a utilização em paralelo dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ e de $\delta^{13}\text{C}$ torna possível acrescentar informações relativamente à origem da matéria orgânica presente em sedimentos. Castro *et al.* (2010), fazendo uso de dados disponíveis na bibliografia para estes *proxies*, elaboraram uma representação gráfica correspondente aos intervalos dos valores típicos de $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$, tendo em consideração diferentes fontes de matéria orgânica, assim como de ambientes de deposição (Fig. 4.3).

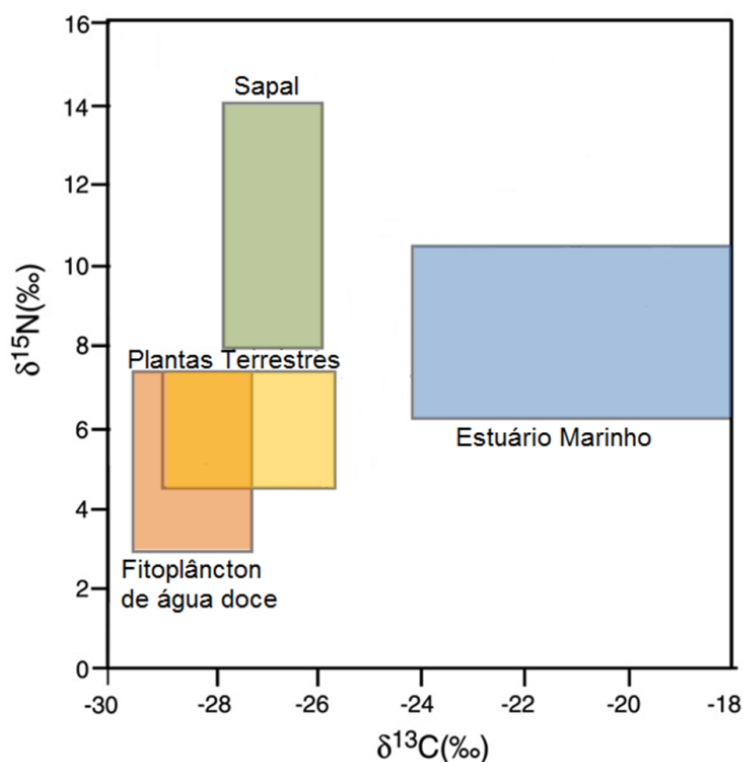


Fig. 4.3 – Intervalos típicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de acordo com origem da matéria orgânica e ambientes (adaptado de Castro *et al.*, 2010).

Aspetos específicos da bioquímica do azoto complicam as ilações que podem ser retiradas deste *proxy*, uma vez que reduzem substancialmente as diferenças entre os valores de $\delta^{15}\text{N}$ das diversas fontes de matéria orgânica, tornando difícil a distinção entre as diversas origens. As principais razões para este “aproximar” nos valores da razão isotópica de azoto prendem-se com variações de cariz ambiental e com a desnitrificação do nitrato (NO_3^-) em águas empobrecidas em oxigénio, o que resulta em valores de $\delta^{15}\text{N}$ bastante baixos para a matéria orgânica de origem marinha, tornando de difícil distinção as diferentes origens de matéria orgânica (Meyers, 1997).

Das compilações acima indicadas vemos que existe sobreposição de alguns intervalos característicos associados a diferentes fontes sedimentares. Esta questão é mais pertinente em ambientes abertos do que em ambientes confinados, em que as fontes de matéria orgânica são mais reduzidas. No caso de ambientes de estuário ou de plataforma, a quantificação da contribuição das várias fontes de matéria orgânica pode ser um tarefa complexa que deve ser ancorada através da integração destes *proxies* com outros indicadores (paleoecológicos, geoquímicos, granulométricos) de maneira a sustentar convenientemente as possíveis conclusões, bem como identificar melhor alguma lacuna ou sobreposição que, quer a razão C/N, quer a razão isotópica, possam apresentar (Lamb *et al.*, 2006).

De salientar, que a análise do comportamento (crescimento, diminuição, estabilização) dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e da razão C/N ao longo do testemunho, mais que os seus valores absolutos, fornecem informações relativamente a variações paleoclimáticas e paleoambientais registadas nas sequências sedimentares e têm sido utilizadas para determinar alternâncias nas principais fontes de matéria orgânica em zonas costeiras como consequência de mudanças paleoambientais e paleoclimáticas (Burdloff *et al.*, 2008; De la Rosa *et al.*, 2011, 2012; Hedges e Oades, 1997; Perdue e Koprivnjak, 2007; Thornton e McManus, 1994).

4.4. Localização e caracterização das zonas em estudo

Nesta dissertação foram analisados dois estuários que se encontram na costa sul portuguesa, o estuário do rio Guadiana localizado no Sotavento algarvio (Fig. 4.4) através da sua influência na plataforma continental e o estuário da Ribeira de Bensafrim no Barlavento algarvio (Fig. 4.6).

Deste modo, foi efetuado o estudo geoquímico dos testemunhos 6 e 3 (plataforma continental a sul do estuário do Guadiana), e do testemunho BF3 (estuário da Ribeira de Bensafrim). Este estudo permitiria a comparação e avaliação da dimensão espacial e temporal das variações paleoclimáticas e paleambientais que afetaram a costa sul portuguesa durante o Holocénico. Por outro lado, permitiria, também, avaliar a magnitude destas alterações em sequências sedimentares existentes num estuário de pequenas dimensões, como é o estuário da Ribeira de Bensafrim, cuja caracterização geoquímica será feita pela primeira vez, bem como nas sequências sedimentares existentes na plataforma continental influenciada por um “macro” estuário, como é o caso do estuário do rio Guadiana.

4.4.1. Estuário do Guadiana/ Plataforma Continental algarvia

O estuário do Guadiana (Fig. 4.4) constitui um dos mais importantes sistemas fluvio-marinhos da região SW da Península Ibérica, onde o canal estuarino atua como um *bypass* através do qual os sedimentos são fornecidos para a plataforma continental adjacente.



Fig. 4.4 – Estuário do Guadiana (adaptado do Google Earth; consultado em 20/11/2012).

O rio Guadiana drena uma região semi-árida, apresentando descargas (antes da construção da barragem do Alqueva) caracterizadas por uma alta variabilidade sazonal e inter-anual (Dias *et al.*, 2004). A sua bacia hidrográfica abrange uma área de 66960 km² e

um comprimento total de 810 km, sendo o regime climático dominante de cariz mediterrânico com verões quentes e secos, alternando com invernos suaves em que se concentra a maior parte da pluviosidade que atinge a região, e sujeita a variações de escala global, como as relacionadas com a Oscilação do Atlântico Norte (NAO, *North Atlantic Oscillation*).

A NAO reflete as principais variações do clima no Atlântico Norte e indica a alternância nas intensidades dos centros de baixas e altas pressões, localizados, respetivamente, sobre a Islândia e sobre os Açores (Roger, 1984). Resultantes destas alternâncias, uma série de condicionantes meteorológicas são afetadas no Atlântico Norte, como a temperatura do ar, o regime de ventos e a pluviosidade. O regime oceânico também reflete estas alternâncias, através de modificações da temperatura da água, salinidade, profundidade da camada superficial oceânica (*mixed layer*), assim como a formação de águas profundas a altas latitudes (Trigo *et al.*, 2002, 2004; Mendes, 2010).

Estas alternâncias são denominadas de fase positiva e negativa da NAO (Fig. 4.5), sendo a fase positiva o reflexo de uma pressão atmosférica baixa no centro de baixas pressões localizados na Islândia e/ou de um aumento de pressão no centro de altas pressões localizado sobre os Açores. Traduz-se num aumento de intensidade do regime de ventos que sopram do sector oeste, associados a massas de ar húmidas que afetam o norte da Europa, e que tem, como contrapartida, um regime seco na Península Ibérica. Durante esta fase da NAO é potenciado um aumento da intensidade do *upwelling* costeiro na região oeste da Península Ibérica (Trigo *et al.*, 2002, 2004; Mendes, 2010).

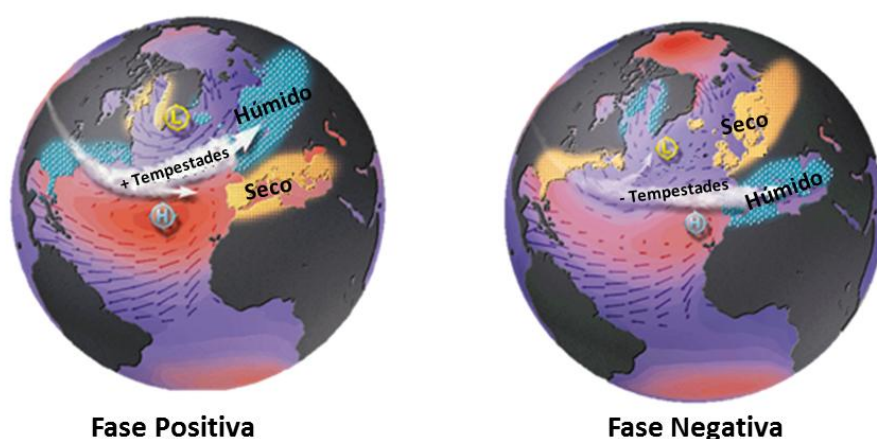


Fig. 4.5 – Variações da Oscilação do Atlântico Norte (**H** - Alta Pressão, Açores; **L** – Baixa Pressão, Islândia) (adaptado de <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>; consultado em 18/02/2013).

Durante a fase negativa da NAO, em que ocorre uma diminuição da diferença das intensidades das pressões atmosféricas entre os centros de pressões situados na Islândia e

nos Açores, origina-se a criação de condições meteorológicas mais secas no norte da Europa e um incremento da precipitação a latitudes mais baixas, tendo a fase negativa da NAO a sua expressão na Península Ibérica através, por exemplo, de um aumento das inundações nos rios, designadamente no Guadiana, devido ao aumento da pluviosidade durante os meses de Inverno (Trigo *et al.*, 2002; Dias *et al.*, 2004).

Relativamente às variações de escala regional, e como já foi mencionado, episódios esporádicos de cheias têm influenciado o fornecimento de sedimentos finos e grosseiros à plataforma continental. No entanto este fornecimento tem sido condicionado desde meados do séc. XX pela construção de barragens no rio Guadiana e nos seus tributários (Dias *et al.*, 2004). Se até 1992 o volume de água armazenado nas barragens edificadas no Guadiana perfazia um total de 9000 hm³/ano com a conclusão da barragem do Alqueva em 2002 este valor passou para 13000 hm³/ano (Dias *et al.*, 2004).

Deste modo, a barragem do Alqueva conduziu a uma redução significativa da capacidade de transporte de sedimentos por parte do rio Guadiana para a plataforma. As descargas médias do Guadiana passaram de mais de 100 m³/s para menos de 20 m³/s tendo, consequentemente, diminuído a alta variabilidade natural que caracterizava este sistema fluvial (Silva *et al.*, 2000). Antes da construção da barragem (1947-2001) cerca de 50% das descargas médias do rio Guadiana eram menores que 110 m³/s apresentando valores que oscilavam entre os 10 m³/s e os 4660 m³/s (Garel *et al.*, 2009).

O fornecimento de sedimentos por parte do rio Guadiana para a plataforma é essencialmente efetuado através do transporte de material em suspensão. Por outro lado, a deriva litoral constitui também uma importante fonte de sedimentos nesta região da plataforma, sendo neste caso o transporte de fundo o principal mecanismo de acarreio de sedimentos (Gonzalez *et al.*, 2004, 2007).

A morfologia da plataforma continental a sul do estuário do Guadiana é complexa e exerce a sua influência, quer ao nível do processo sedimentar, quer ao nível da distribuição espacial dos sedimentos. O fornecimento de sedimentos encontra-se condicionado pelas descargas do rio Guadiana e pela batimetria. Os sedimentos do interior da plataforma, próximos da desembocadura do rio, zona de águas rasas (10 m), são essencialmente constituídos por areias finas, que se tornam gradualmente mais finas para este e oeste da desembocadura do rio Guadiana, sendo dominadas por partículas terrígenas (quartzo, metaxisto e grauvaques). O aumento da profundidade é acompanhado pela sedimentação de sedimentos mais grosseiros, sob a forma de alinhamentos distribuídos entre as batimétricas de 10 e 30 metros, onde o quartzo é dominante. A este da desembocadura do

rio Guadiana, a componente arenosa dá lugar a um elevação composta essencialmente por silte e argila, denominada de cunha pró-deltaica, onde se observa um aumento de quartzo em todas as frações granulométricas. Já a plataforma intermédia é caracterizada por uma faixa lodosa, em que a fração arenosa é bastante baixa (denominada de *Guadiana Mud Patch* ou corpo lodoso) que, a este do rio, é cortada no sentido norte-sul por uma cunha transgressiva, composta por cascalho, areia e lodo arenoso (Gonzalez *et al.*, 2004, 2007; Mendes *et al.*, 2010, Rosa *et al.*, 2011). De assinalar também a presença de uma contracorrente que flui nesta região da plataforma continental com sentido oeste (Relvas e Barton, 2002).

Relativamente à evolução do estuário do Guadiana ao longo do Holocénico vemos que a subida rápida do nível do mar, entre 9800 e 6500 BP, originou um assoreamento rápido do estuário com sedimentos finos, nomeadamente argila, existindo uma fase de deposição de sedimentos mais grosseiros ente 7500 e 7000 BP (Boski *et al.*, 2002). Com um atenuar da subida do nível médio do mar após *c.* 6500 BP, os sedimentos depositados passaram a ser essencialmente constituídos por areias até *c.* 5000 BP. Este enchimento do estuário originou um aumento do transporte de sedimentos finos em suspensão pelo rio Guadiana, sendo depositados na plataforma intermédia no sentido Oeste-Este, originando o já mencionado “corpo lodoso” (Nelson *et al.*, 1999; Rosa *et al.*, 2011). Aliado aos fatores acima mencionados, os eventos de cheias que ocorreram na região nomeadamente desde *c.* 6400 cal BP (*c.* 5600 BP), conduziram a que o estuário do Guadiana se encontre atualmente num estado avançado de assoreamento, onde o transporte de sedimentos é essencialmente feito em suspensão para a plataforma (Gonzalez *et al.*, 2004; 2007).

O impacto antropogénico desempenha um papel preponderante nas variações dos regimes fluviais através da regulação artificial dos leitos e caudais dos rios pela construção de barragens. Como já foi mencionado o caso do rio Guadiana não é exceção, com a construção de barragens desde meados do séc. XX e da mega barragem do Alqueva em 2002; mais de 100 barragens foram construídas durante este período nos afluentes e no rio Guadiana (Dias *et al.*, 2004). O impacte antropogénico na paisagem envolvente ao rio Guadiana não se remete apenas à construção de barragens, ocorrendo registos de um impacto crescente a partir de *c.* 4000 cal BP, constatado a partir da observação de registos polínicos efetuados na região do estuário do Guadiana (Fletcher *et al.*, 2007).

Nos anos 30 do século passado, uma enorme alteração na paisagem envolvente da bacia do Guadiana ocorreu, com vastas áreas de floresta a serem arrasadas para a plantação

de trigo, o que conduziu ao aumento da erosão dos solos e ao consequente aumento da sedimentação na parte final do estuário do Guadiana (Dias *et al.*, 2004).

Corredeira *et al.* (2008) analisaram a variação temporal e espacial da contaminação por metais pesados no Golfo de Cádiz, associando esta variação a eventos de influência continental, utilizando cinco testemunho (testemunho 1, 3, 5, 6 e 8) recolhidos durante a campanha CRIDA0702 na plataforma continental, a sul do estuário do Guadiana. De entre os cinco testemunhos analisados encontram-se o testemunho 6 e o testemunho 3 que são objeto de caracterização geoquímica elementar e isotópica nesta dissertação. Os testemunhos analisados apresentam um enriquecimento em metais pesados (Cu, Zn e Pb) apenas no troço superior das sequências sedimentares analisadas (até cerca dos 25-30 cm), tendo sido observadas variações pouco expressivas a profundidades maiores. Estes metais pesados (Cu, Zn e Pb), associados aos fatores de enriquecimento obtidos e às taxas de sedimentação determinadas, permitiram associar o padrão observado à intensa exploração mineira realizada durante os últimos 200 a 250 anos na faixa piritosa Ibérica (Corredeira *et al.*, 2008).

4.4.2. Estuário da Ribeira de Bensafirim

O estuário da Ribeira de Bensafirim (Fig. 4.6) que se situa na região do Barlavento algarvio (Lagos), apresenta também um clima de cariz mediterrânico.



Fig. 4.6 – Estuário da Ribeira de Bensafirim (adaptado do Google Earth; consultado em 20/11/2012).

A Ribeira de Bensafirim com cerca de 20 km de extensão possui uma bacia hidrográfica com 85 km² apresentando uma forma alongada com orientação NW-SE e uma elevada densidade de drenagem (4,5 km/km²). A sua bacia hidrográfica entalha turbiditos

paleozóicos, arenitos mesozóicos e cenozóicos e calcários (Gomes, 2010; Ramos Pereira *et al.*, 2011). Estudos anteriores determinaram a sua evolução nos últimos 3000 anos, apoiados em análises geomorfológicas e arqueosismológicas. Os resultados deste estudo não foram conclusivos relativamente à existência de sinais de *tsunamis*. Permitiram, contudo, concluir que o estuário de Bensafrim esteve aberto às influências diretas do mar e terá começado a fechar a partir de 2800 cal BP pela interposição de restingas e bancos arenosos na foz (Gomes, 2010).

4.4.3. Localização e descrição dos testemunhos

4.4.3.1. Testemunhos 6 e 3 (CRIDA0702)

A recolha dos testemunhos 3 e 6 foi efetuada em Julho de 2002 durante a campanha CRIDA0702 realizada no âmbito do projeto de investigação, *Consequences of River Discharges Modifications on Coastal Zones and Continental Shelf*, a bordo do navio *Aguayo*, recorrendo a um vibracore. O testemunho 6 foi recolhido à latitude de $37^{\circ} 63' 48''$ e longitude de $7^{\circ} 20' 45''$. Tem um comprimento total de 299 cm, tendo sido recolhido à batimétrica de 40 m. O testemunho 3 foi recolhido à latitude de $36^{\circ} 59' 03''$ e longitude $7^{\circ} 14' 38''$ e contempla uma sequência sedimentar de 262 cm, tendo sido recolhido na batimétrica dos 85 m (Fig. 4.7).

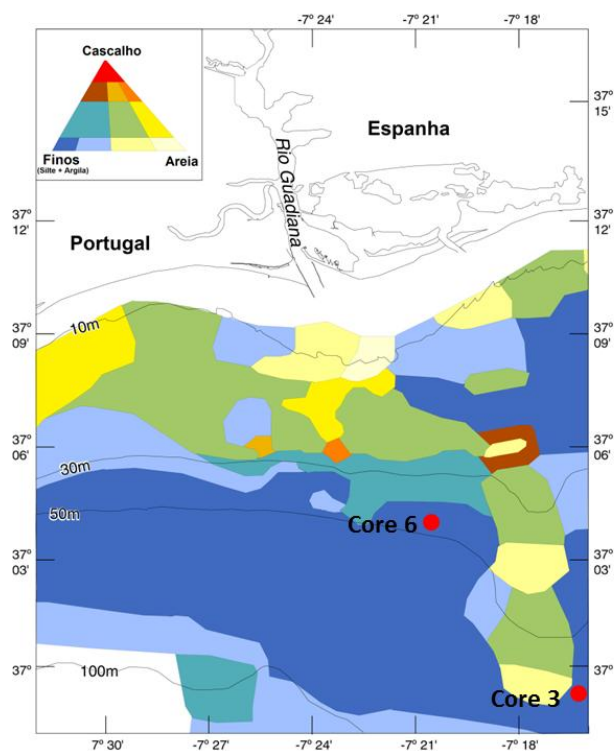


Fig. 4.7 – Mapa de localização dos testemunhos analisados na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana (mapa adaptado de Gonzalez *et al.*, 2004; Rosa *et al.*, 2011).

Os testemunhos foram separados em duas partes, tendo uma delas sido imediatamente criopreservada para arquivo. A outra metade do testemunho 6 foi seccionada em intervalos de 1 cm nos primeiros 40 cm, tendo a restante sequência sedimentar sido segmentada em intervalos de 2 cm. No caso do testemunho 3, o seccionamento cm a cm foi efetuado até aos 20 cm, tendo a restante sequência sido segmentada em intervalos de 2 cm, à semelhança do que foi efetuado para o testemunho 6. Após estas segmentações as amostras foram criopreservadas para posterior caracterização geoquímica.

4.4.3.2. Testemunho BF3

O testemunho BF3 foi recolhido em 2009 na planície aluvial presente na margem direita da Ribeira de Bensafrim, próximo da sua desembocadura (Fig. 4.8), foi colhido no âmbito do projeto de investigação FMI500 – *Environmental changes: Fluvio-marine interactions over the last 5000 yrs*. A recolha do testemunho foi efetuada por via mecânica utilizando o método de percussão. O testemunho apresenta um comprimento total de 568 cm e a boca da sondagem encontrava-se 1,29 m acima do nível médio do mar.



Fig. 4.8 – Mapa de localização do sítio de recolha do testemunho BF3 (adaptado do Google Earth; consultado em 20/11/2012).

Devido a dificuldades na recolha desta sondagem (o que originou a existência de uma lacuna com 233 cm, entre os 271 e os 504 cm, relacionada com a não recuperação de todo o material amostrado e ao colapso do furo), foram apenas considerados no âmbito deste trabalho os 257 cm iniciais da sondagem. O testemunho foi seccionado de 2 em 2 cm, tendo sido utilizada uma malha com um intervalo de 4 cm para cada amostra analisada.

4.5. Resultados obtidos

A descrição detalhada do procedimento utilizado no pré-tratamento das amostras e nas posteriores medições das composições elementares e isotópicas, bem como no tratamento dos resultados das medições efetuadas, foi anteriormente descrita no Capítulo 2.

4.5.1. Análise elementar (C, N) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$)

4.5.1.1 Testemunho 6

Foi efetuada a análise elementar de carbono e azoto, bem como a determinação da composição isotópica em carbono em 61 amostras provenientes do testemunho 6 (Tab. 1 – Anexo B). Para os primeiros 40 cm da sequência sedimentar, as medições foram efetuadas de 2 em 2 cm, alargando-se para um malha entre os 4 e 8 cm para a restante sequência.

As concentrações de carbono orgânico (C_{org}) variam entre os 47,96 mg/g e os 5,00 mg/g (Fig. 4.9 (A)), tendo sido determinado um valor médio de $10,88 \pm 7,58$ mg/g. Nos primeiros 37 cm da sequência sedimentar a concentração de C_{org} varia entre os 47,96 mg/g e os 10,15 mg/g (Fig. 4.9 (A)), sendo este o troço da sequência sedimentar em que se encontram as maiores variações desta componente. No topo da sequência temos valores de 13,99 mg/g que vão aumentando até aos 18 cm (38,16 mg/g) (Fig. 4.9 (A)), a que se segue uma diminuição para cerca de metade deste valor (20 cm – 14,53 mg/g) (Fig. 4.9 (A)) e um novo aumento até aos 32 cm onde se regista o valor máximo de C_{org} (47,96 mg/g) (Fig. 4.9 (A)) para a sequência sedimentar. A partir desta profundidade a concentração de C_{org} volta a diminuir até aos 37 cm onde se observa o valor de 10,15 mg/g (Fig. 4.9 (A)). Abaixo desta profundidade, verifica-se uma diminuição gradual das concentrações de C_{org} , com valores que oscilam entre as 11,09 mg/g (45 cm) e 5,00 mg/g (296 cm), na base do testemunho (Fig. 4.9 (A)).

Os valores de azoto total (NT) determinados ao longo da sequência sedimentar, variam entre os 3,58 mg/g e os 0,35 mg/g (Fig. 4.9 (A)), tendo sido determinado um valor médio de $0,92 \pm 0,59$ mg/g. A variação da concentração de NT em profundidade segue uma tendência semelhante à observada para o C_{org} . Observa-se um aumento da

concentração nesta componente no topo da sequência sedimentar (1,29 mg/g) até aos 18 cm (3,06 mg/g) (Fig. 4.9 (A)), seguido de uma diminuição. Aos 32 cm regista-se um pico na concentração de NT (3,58 mg/g). A partir desta profundidade as concentrações voltam a diminuir (37 cm, 0,82 mg/g), mantendo-se uma tendência de diminuição gradual da concentração em NT até à base do testemunho (296 cm – 0,35 mg/g) (Fig. 4.9 (A)).

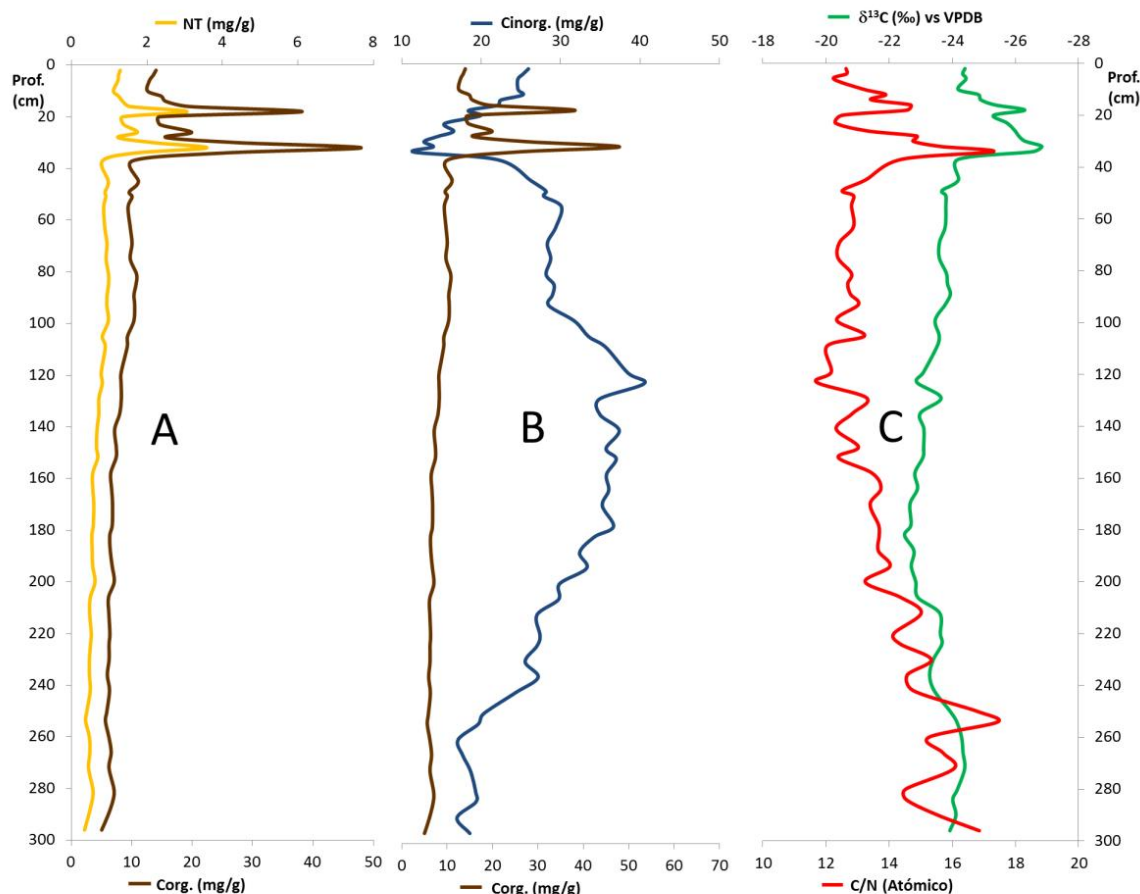


Fig. 4.9 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 6, A- Azoto total e Carbono Orgânico (mg/g), B- Carbono Inorgânico e Orgânico (mg/g) e C- $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e razão C/N (atômica).

Relativamente à concentração em carbono inorgânico (C_{inorg}) observa-se uma variação entre os 40,52 mg/g e os 11,55 mg/g (Fig. 4.9 (B)), tendo sido obtido um valor médio de $26,52 \pm 7,32$ mg/g para toda a sequência sedimentar. Para os primeiros 37 cm, é facilmente observável uma tendência inversa à que se observa para o C_{org} , ou seja, verifica-se uma diminuição do topo da sequência (25,94 mg/g) até aos 34 cm, onde se observa o valor mínimo de toda a sequência (11,55 mg/g) (Fig. 4.9 (B)). À medida que avançamos em profundidade, observa-se um aumento da concentração em C_{inorg} até aos 123 cm (40,52 mg/g) (Fig. 4.9 (B)), onde a concentração neste componente volta a sofrer uma diminuição

gradual em profundidade atingindo uma concentração de 18,56 mg/g na base do testemunho (Fig. 4.9 (B)).

No que diz respeito aos valores determinados para a razão C/N (Fig. 4.9 (C)) estes variam entre 17,4 e 11,7, com um valor médio de $13,8 \pm 1,4$. Na mesma linha do que se observa nas composições elementares (C_{org} e NT, Fig. 4.9 (A)), os primeiros 37 cm da sequência sedimentar exibem as maiores oscilações neste parâmetro. O topo da sequência sedimentar apresenta um valor de 12,6, a que se segue um aumento da razão C/N até aos 16 – 18 cm (14,7 – 14,6), seguido de uma ligeira diminuição e, depois, um novo aumento deste parâmetro, culminando num pico aos 34 cm (17,3) (Fig. 4.9 (C)). Verifica-se uma nova diminuição aos 37 cm (14,4) e a partir desta profundidade a variação torna-se mais homogênea com um valor médio de $12,6 \pm 0,4$ até aos 123 cm. O valor mínimo de C/N registado na sequência sedimentar (11,7) encontra-se aos 123 cm. Dos 123 cm aos 200 cm as variações neste parâmetro são também pouco expressivas, entre 14,0 e 12,3 (Fig. 4.9 (C)). No troço final da sequência (200 – 296 cm) é possível observar flutuações mais significativas nos valores de C/N determinados variando entre 14,1 e 17,4 (Fig. 4.9 (C)), sendo este último valor o mais alto obtido na sequência sedimentar.

A composição isotópica $\delta^{13}C$ (Fig. 4.9 (C)), apresenta valores que variam entre -22,5 ‰ e -26,8 ‰, tendo sido determinado um valor médio de $-24,0 \pm 1,0$ ‰ para a sequência sedimentar. Nos primeiros 37 cm observam-se os valores mais baixos de $\delta^{13}C$. O topo da sequência sedimentar apresenta um valor de $\delta^{13}C$ de -24,4 ‰, encontrando-se os valores mais baixos obtidos aos 18 cm (-26,3 ‰) e aos 32 cm (-26,8 ‰) (Fig. 4.9 (C)), sendo este último valor o mais baixo obtido para toda a sequência. Em profundidade, as variações na composição isotópica tornam-se bastante suaves com tendência para valores mais altos que oscilam entre -22,5 ‰ (182 cm) e -24,4 ‰ (272 cm) (Fig. 4.9 (C)).

Para além da descrição global nas variações das várias componentes analisadas (elementar e isotópica) ao longo da coluna sedimentar, é também de assinalar a presença de “picos” nesta sequência (Fig. 4.9) Estes picos evidenciam-se nas várias componentes analisadas, principalmente no topo do testemunho, através da obtenção de valores máximos ou mínimos na composição elementar e/ou isotópica determinados para a mesma amostra. Deste modo, é possível observar dois picos, o primeiro aos 18 cm e o segundo aos 32 cm. Para o primeiro pico (18 cm) determinaram-se valores de C_{org} de 38,16 mg/g e de NT de 3,06 mg/g que representam um aumento na quantidade de matéria orgânica presente nestes sedimentos, tendo sido determinado um valor de C_{inorg} bastante baixo (18,39 mg/g),

e um valor de 14,6 para a razão C/N. Este pico apresenta também um valor de $\delta^{13}\text{C}$ bastante baixo, -26,3 ‰. O segundo pico, determinado aos 32 cm, e como já foi mencionado anteriormente, representa o nível com maior conteúdo em matéria orgânica na sequência sedimentar com valores de C_{org} de 47,96 mg/g e de NT de 3,58 mg/g. O valor da razão C/N é de 15,6, sendo o valor de $\delta^{13}\text{C}$ o mais baixo de toda a sequência sedimentar - 26,8 ‰.

Os valores das concentrações de C_{org} e NT (Fig. 4.10) estabelecem uma correlação positiva ($r=0,9988$; $n=61$; $p < 0,001$), o que aponta para que a concentração de NT medida seja essencialmente de natureza orgânica (Sabel *et al.*, 2005). Esta inferência é também suportada pela interseção da reta de regressão linear com o eixo dos yy apresentar um valor próximo de 0 (0,0902 mg/g) (Burdloff *et al.*, 2008).

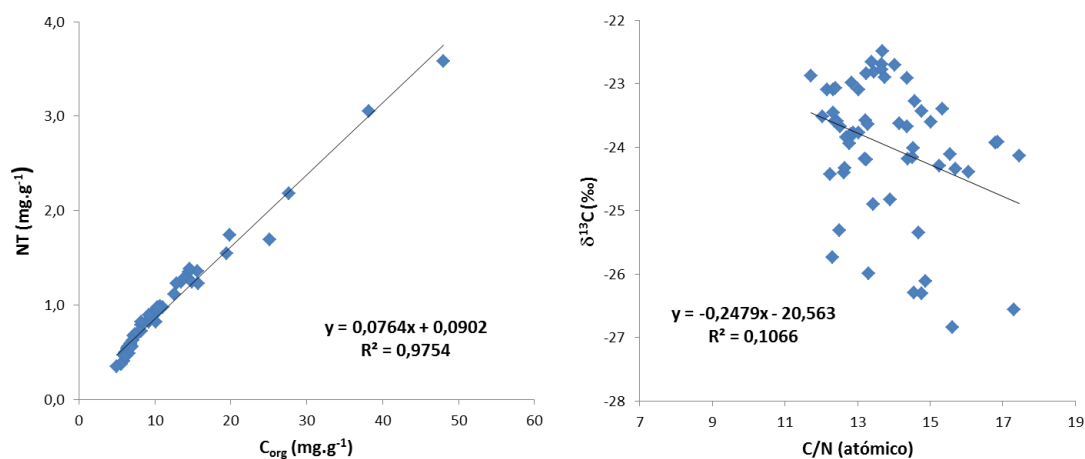


Fig. 4.10 – Correlação entre os dados da análise elementar e isotópica do testemunho 6.

Relativamente à relação entre o C/N atômico e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.10) determinados para o testemunho 6 é possível observar uma correlação baixa ($r=0,3265$; $n=61$; $p=0,005$), o que parece apontar para a presença de diferentes fontes da matéria orgânica presente nos sedimentos.

Dada a variabilidade que se observa nos primeiros 50 cm da sequência sedimentar foi efetuada a determinação dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ para as 18 amostras (Tab. 2 – Anexo B) correspondentes a este troço (Fig. 4.11 (A)). De salientar que as amostras analisados correspondem aos mesmos níveis analisados anteriormente. Os valores obtidos para o $\delta^{15}\text{N}$ oscilam entre 6,5 ‰ e 5,0 ‰ com um valor médio de $5,8 \pm 0,4$ ‰. O valor máximo de $\delta^{15}\text{N}$ (6,5 ‰) foi determinado aos 6 cm e o valor mínimo (5,0 ‰) aos 32 e 34 cm.

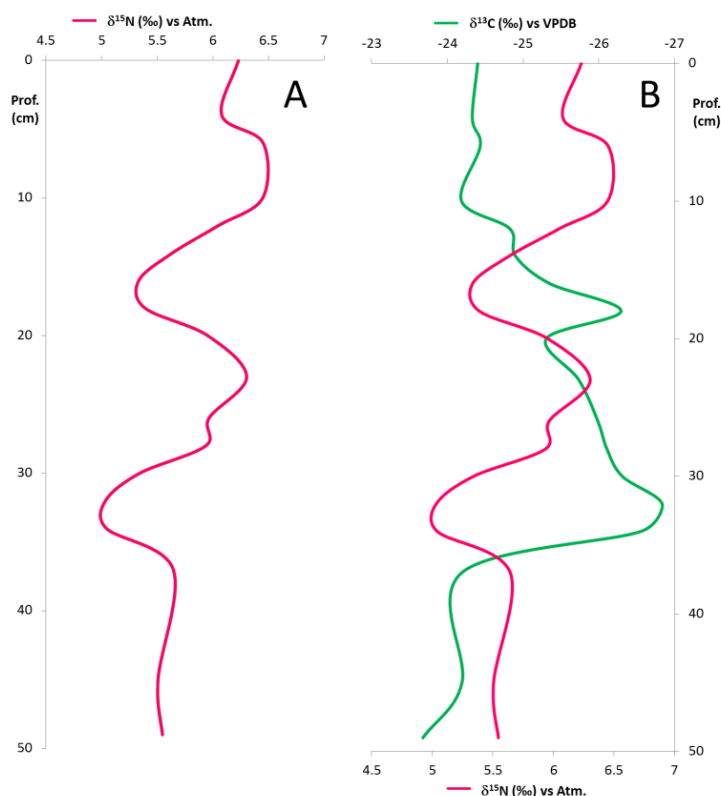


Fig. 4.11 – A – Resultados da análise isotópica $\delta^{15}\text{N}$ para o testemunho 6 (‰) e B – Correlação entre os dados da análise isotópica em $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (‰) do testemunho 6.

Se projetarmos os valores de $\delta^{15}\text{N}$ e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.11 (B)) é possível observar que os picos anteriormente evidenciados aos 18 cm e aos 32 cm se encontram também presentes nos valores de $\delta^{15}\text{N}$. Estes picos correspondem aos valores mais baixos de $\delta^{15}\text{N}$ obtidos para este troço da sequência sedimentar, 5,4 ‰ e 5,0 ‰ respetivamente. De assinalar que os perfis de $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.11 (B)) apresentam um comportamento bastante semelhante em que, para além dos picos replicados nos dois *proxies*, a própria variação dos parâmetros em profundidade é similar com os valores mais baixos de $\delta^{15}\text{N}$ a corresponderem aos valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$.

4.5.1.2 Testemunho 3

No testemunho 3 foi efetuada a análise da composição elementar e composição isotópica em carbono em 52 amostras (Tab. 3 – Anexo B). Para os primeiros 30 cm desta sequência sedimentar foram utilizadas amostras de 2 em 2 cm, alargando-se para uma malha de 4 cm a partir dos 30 cm até ao 184 cm. Apesar da sequência sedimentar apresentar um comprimento total de 248 cm, não foram realizadas medições nos últimos 64 cm. Este facto deveu-se, sobretudo, à ausência ou quase ausência de matéria orgânica

neste troço da sequência sedimentar. Note-se que foi determinado um conteúdo em matéria orgânica muito baixo, entre os 148 e os 184 cm: os valores das medições efetuadas encontram-se próximas dos limites de deteção do equipamento para o azoto (0,1 – 0,2 mg/g), enquanto que os valores de C_{org} se encontram entre 4,48 mg/g e 2,20 mg/g.

Os resultados obtidos para o testemunho 3 encontram-se na figura 4.12 onde é possível observar que a concentração em C_{org} determinada para a sequência sedimentar varia entre os 15,43 mg/g e os 2,20 mg/g (Fig. 4.12 (A)), apresentando um valor médio de $7,51 \pm 3,01$ mg/g. No topo da sequência sedimentar obteve-se um valor de 10,63 mg/g, seguindo-se no nível seguinte (5 cm) o valor máximo da sequência 15,43 mg/g (Fig. 4.12 (A)). A partir deste nível observa-se um decréscimo rápido na concentração em C_{org} até aos 15 cm (9,69 mg/g), seguida de uma diminuição gradual em profundidade com um valor mínimo de 2,20 mg/g, determinado aos 184 cm (Fig. 4.12 (A)).

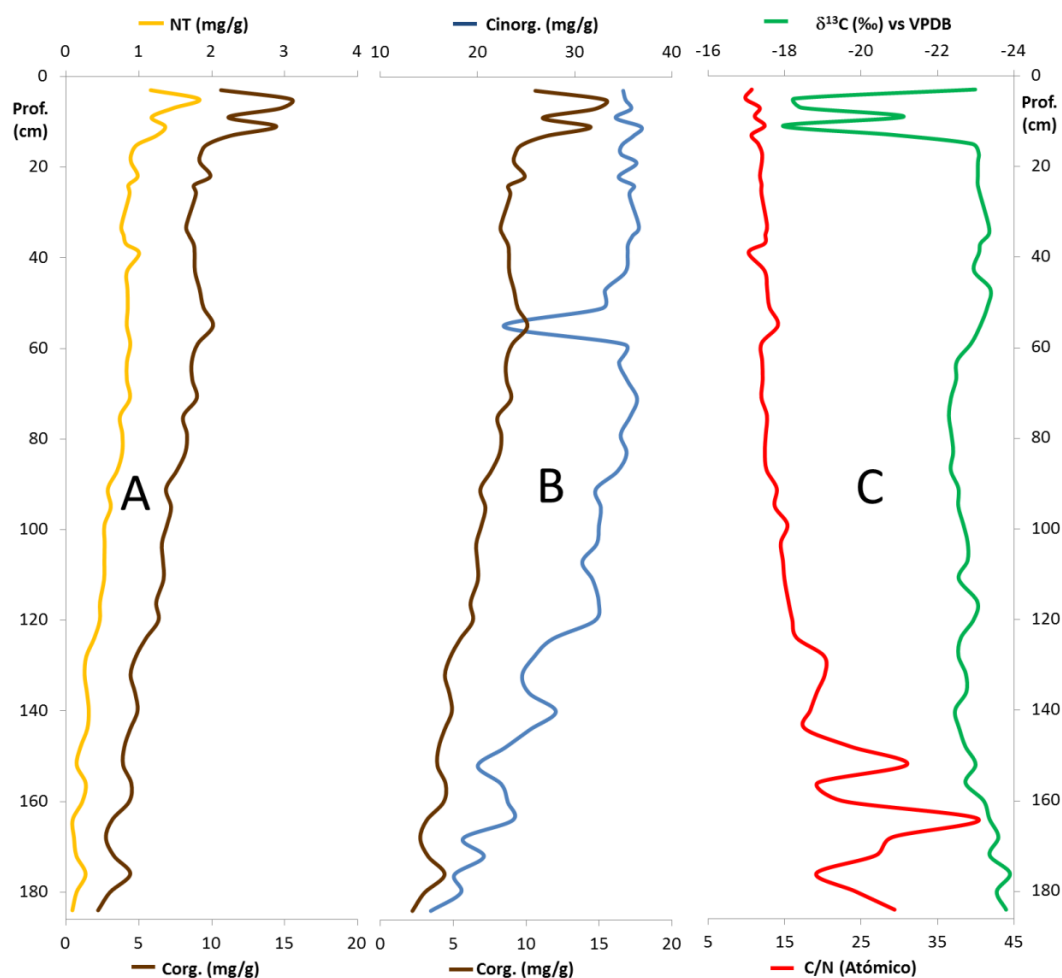


Fig. 4.12 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 3, A- Azoto total e Carbono Orgânico (mg/g), B- Carbono Inorgânico e Orgânico (mg/g) e C- $\delta^{13}C$ (‰) e razão C/N (atômica).

Relativamente aos valores de NT (Fig. 4.12 (A)), e à semelhança do que se observa no testemunho 6, a variação na concentração deste parâmetro ao longo da sequência sedimentar acompanha a observada nos valores do C_{org} . Deste modo, observa-se um rápido decréscimo na concentração de NT após os primeiros centímetros do testemunho, passando de um concentração de 1,83 mg/g, aos 5 cm, para cerca de metade deste valor (0,98 mg/g), aos 15 cm (Fig. 4.12 (A)). Em profundidade, observa-se uma diminuição gradual na concentração de NT, atingindo o valor mínimo, de 2,20 mg/g, aos 184 cm (Fig. 4.12 (A)).

O conteúdo em C_{inorg} varia entre os 36,85 mg/g e os 15,19 mg/g (Fig. 4.12 (B)), com um valor médio de $30,58 \pm 6,21$ mg/g. Com exceção da amostra referente aos 55 cm, que apresenta um valor relativamente baixo nesta componente (22,69 mg/g), a variação entre o topo da sequência e os 120 cm é bastante baixa, com valores que oscilam entre os 36,85 mg/g e os 30,78 mg/g. A partir desta profundidade, observa-se uma tendência geral para a diminuição na concentração desta componente, sendo visíveis oscilações entre aumentos e diminuições na concentração em C_{inorg} , culminando no valor de 15,19 mg/g para o último nível analisado (184 cm) (Fig. 4.12 (B)).

Os resultados obtidos para a razão C/N (Fig. 4.12 (C)) mostram uma variação entre 40,4 e 9,8, com um valor médio de $16,0 \pm 6,3$. Os valores mais altos na razão C/N foram determinados a partir dos 120 cm de profundidade, onde se observam valores entre 40,4 e 16,5 (Fig. 4.12 (C)), com um valor médio de $23,6 \pm 6,4$. Para o troço superior, entre o topo da sequência e os 120 cm, os valores de C/N variam entre 9,8 e 16,0, bastantes mais baixos que os determinados para o troço final da sequência, sendo o valor médio de $12,6 \pm 1,5$ para este setor da sequência sedimentar (Fig. 4.12 (C)).

Os valores do $\delta^{13}C$ (Fig. 4.12 (C)) oscilam entre -17,9 ‰ e -23,9 ‰, com um valor médio de $-22,6 \pm 1,2$ ‰, determinado para toda a sequência sedimentar. Os primeiros 17 cm deste testemunho apresentam variações nos valores de $\delta^{13}C$, com valores bastantes altos que oscilam entre -17,9 ‰ e -23,1 ‰ (Fig. 4.12 (C)). Os valores determinados neste sector são os mais altos da sequência sedimentar. A partir deste nível (17 cm) as variações na composição isotópica $\delta^{13}C$ tornam-se bastante reduzidas, com um valor médio de $-22,9 \pm 0,4$ ‰.

À semelhança do que se observa no testemunho 6, também no testemunho 3 existem picos nas várias componentes analisadas sendo facilmente identificáveis no topo da sequência sedimentar, nomeadamente aos 5 cm e aos 11 cm (Fig. 4.12). O pico aos 5 cm apresenta a maior concentração em matéria orgânica (C_{org} : 15,43 mg/g e NT: 1,83

mg/g) da sequência sedimentar e o valor mais baixo de razão C/N, 9,8. O valor de $\delta^{13}\text{C}$ para este nível (-18,3 ‰) encontra-se entre os valores mais altos determinados. Relativamente ao pico identificado aos 11 cm, este apresenta também valores de matéria orgânica altos tendo em consideração os determinados para esta sequência sedimentar (C_{org} : 14,42 mg/g, NT: 1,36 mg/g) e um valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -17,9 ‰, tendo sido o valor mais alto obtido nos testemunhos analisados.

Para além destes picos presentes no topo da sequência sedimentar, é possível observar a presença de “picos” a partir dos 120 cm para a razão C/N e para a concentração de C_{inorg} (Fig. 4.12 (B)). Como já foi mencionado estes picos apresentam um comportamento “oscilatório”, ou seja um aumento seguido de uma diminuição, seguindo-se um novo aumento ou vice-versa, observando-se uma relação inversa entre as componentes.

A relação entre os valores das concentrações em C_{org} e NT determinadas para o testemunho 3 (Fig. 4.13), e à semelhança do que acontece com os dados do testemunho 6, apresentam uma correlação positiva ($r=0,9872$; $n=52$; $p < 0,001$), o que aponta para a natureza orgânica do NT medido. No entanto, e um pouco em contradição com esta inferência, o valor da interseção da equação da reta de regressão linear com o eixo dos yy apesar de próximo de 0, apresente um valor negativo (-0,2892 mg/g), o que parece indiciar a presença de uma quantidade C_{org} ligeiramente superior à de NT medido nas amostras. Como já foi mencionado, a concentração de matéria orgânica neste testemunho é bastante reduzida, o que poderá afetar as razões de C/N determinadas devido à presença de efeitos de alterações diagenéticas que podem diminuir e alterar as concentrações elementares em carbono e azoto presentes nas amostras.

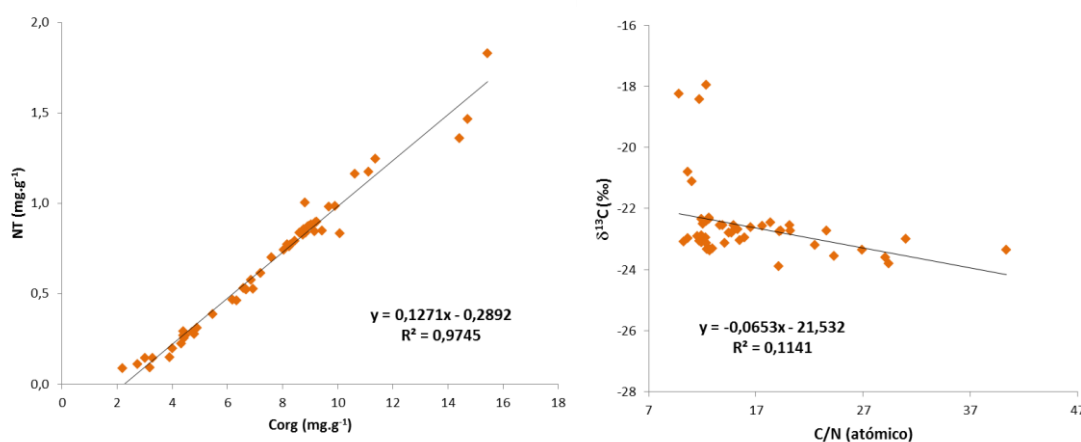


Fig. 4.13 – Correlação entre os dados da análise elementar e isotópica do testemunho 3.

No que diz respeito à relação entre o C/N atômico e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.13), determinados para o testemunho 3 é possível observar uma correlação baixa entre as variáveis no mesmo sentido do que se observou para o testemunho 6 ($r=0,3378$; $n=52$; $p=0,0072$). Esta fraca correlação poderá ter duas explicações: ou se trata do sinal de mistura de matéria orgânica com diferentes origens na gênese da matéria orgânica presente nos sedimentos, ou estamos na presença de matéria orgânica sedimentar sujeita a alterações diagenéticas. Esta segunda hipótese resulta de se verificar, para além de uma baixa correlação entre as variáveis, uma baixa concentração em matéria orgânica, o que aumenta a potencial influência de efeitos diagenéticos passíveis de alterar a composição elementar e isotópica da matéria orgânica sedimentar. De salientar que para, o testemunho 6, o coeficiente de correlação é ainda mais baixo que o determinado para o testemunho 3 (ver figura 4.10). No entanto, a concentração mais elevada de matéria orgânica, bem como o valor da interseção próximo de 0, obtido para correlação C_{org}/NT , apontam para a existência de diferentes fontes de matéria orgânica, mais do que para eventuais vestígios de diagênese sobre a matéria orgânica sedimentar.

Por outro lado, e apesar das considerações acima efetuadas, a fraca correlação obtida para as amostras analisadas neste testemunho poderá estar de algum modo enviesada devido à existência de alguns pontos (correspondentes ao topo da sequência sedimentar) que baixam o valor de correlação entre as variáveis. No entanto, a análise deve ser feita considerando todos os pontos determinados para a sequência sedimentar, sendo deste modo o comportamento global das amostras analisadas traduzido pelo valor de correlação determinado.

Relativamente aos valores da razão $\delta^{15}\text{N}$, e à semelhança do que foi efetuado para o testemunho 6, estes foram determinados para os primeiros 24 cm da sequência sedimentar (11 amostras), dada a variabilidade que se observa nos parâmetros anteriormente descritos (Tab. 4 – Anexo B). Os valores obtidos de $\delta^{15}\text{N}$ variam entre 6,4 ‰ e 4,1 ‰ (Fig. 4.14 (A)) tendo sido determinado um valor médio de $5,3 \pm 0,6$ ‰. O valor máximo de $\delta^{15}\text{N}$ (6,4 ‰) foi obtido no topo da sequência e o valor mínimo (4,1 ‰) aos 11 cm (Fig. 4.14 (A)).

Na projeção dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ e dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.14 (B)) observa-se que os picos identificados aos 5 cm e aos 11 cm com os parâmetros anteriores também se observam no perfil de $\delta^{15}\text{N}$. Estes picos, à semelhança do que se observa no testemunho 6, correspondem aos valores mais baixos de $\delta^{15}\text{N}$ obtidos, 4,8 ‰ e 4,1 ‰ respetivamente.

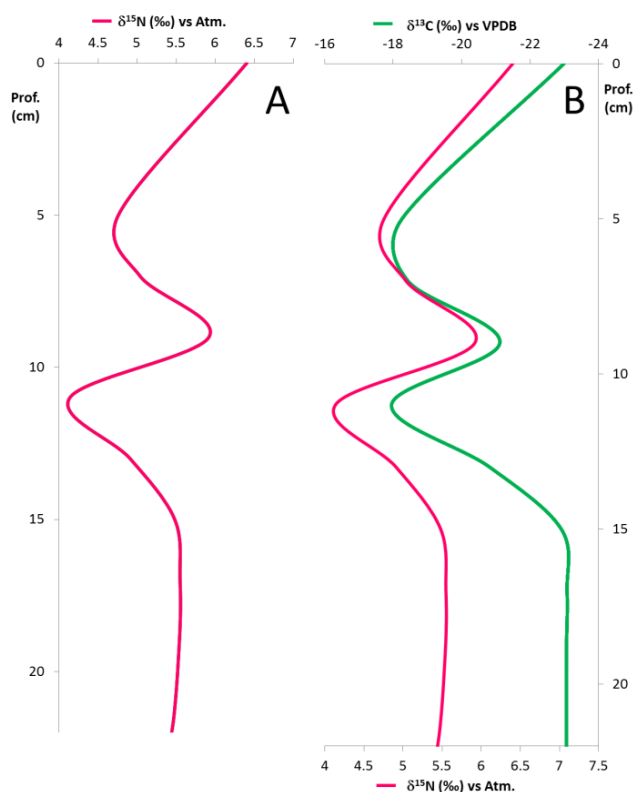


Fig. 4.14 – A – Resultados da análise isotópica $\delta^{15}\text{N}$ para o testemunho 3 (‰) e B - Correlação entre os dados da análise isotópica em $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (‰) do testemunho 3.

Os perfis de $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.14 (B)) são praticamente iguais na sua tendência; no entanto, aos valores mínimos de $\delta^{15}\text{N}$ corresponderem neste caso aos valores máximos de $\delta^{13}\text{C}$, -18,3 ‰ e -17,9 ‰ respectivamente.

4.5.1.3 Testemunho BF3

Relativamente ao testemunho BF3 foi efetuada a análise elementar em carbono e azoto e a determinação da composição isotópica em carbono em 52 amostras provenientes deste testemunho (Tab. 5 – Anexo B). Como já foi mencionado, foi estabelecida uma malha com 4 cm de intervalo para cada amostra a analisar, considerando os 257 cm de testemunho.

Os valores de C_{org} medidos neste testemunho variam entre os 38,79 mg/g (40 cm) e os 2,73 mg/g (162 cm) (Fig. 4.15 (A)) apresentando um valor médio de $9,32 \pm 6,11$ mg/g. As determinações de azoto total (NT) variam entre os 5,18 mg/g (40 cm) e os 0,16 mg/g (257 cm) (Fig. 4.15 (A)), tendo sido determinado um valor médio de $1,00 \pm 0,75$ mg/g. No que diz respeito à concentração em C_{inorg} (Fig. 4.15 (B)) esta varia entre os 35,01 mg/g (162 cm) e os 4,93 mg/g (50cm), com um valor médio de $19,67 \pm 7,85$ mg/g.

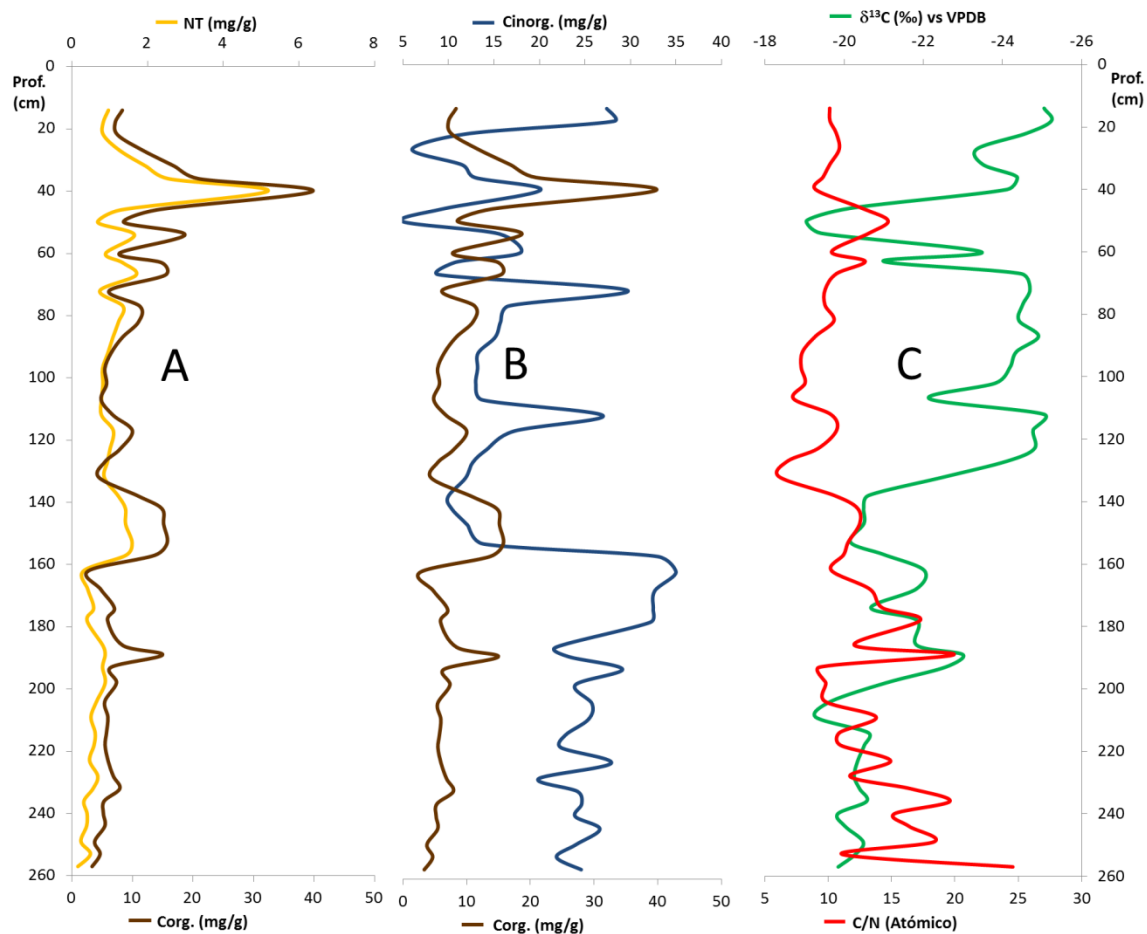


Fig. 4.15 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho BF3, A- Azoto total e Carbono Orgânico (mg/g), B- Carbono Inorgânico e Orgânico (mg/g) e C- $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e razão C/N (atômica).

A razão C/N (Fig. 4.15 (C)) apresenta valores que variam entre 24,6, determinado para a base do registo sedimentar analisado (257 cm), e 6,1, determinado aos 132 cm. O valor médio obtido foi de $11,8 \pm 3,6$. No que diz respeito aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.15 (C)) observa-se que o valor mais alto de -19,0 ‰ foi determinado aos 50 cm, e que o valor mais baixo foi obtido aos 18 cm (-25,2 ‰). O testemunho apresenta um valor médio nesta componente de $-22,2 \pm 2,0$ ‰.

No que diz respeito às variações das várias componentes analisados ao longo do testemunho é possível identificar três tendências principais. A primeira, onde se observam as maiores variações nas várias componentes, vai desde o topo da sequência sedimentar até aos 70 cm (Fig. 4.15). Nesta secção observam-se os valores mais altos e a maior variação em C_{org} e NT, com valores médios de $14,74 \pm 8,81$ mg/g e $1,63 \pm 1,19$ mg/g, respetivamente. Nesta secção a concentração em C_{inorg} atinge os valores mais baixos ($14,30 \pm 7,36$ mg/g) e observa-se uma tendência monótona (valor médio $11,1 \pm 1,7$) nos valores

de C/N. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ registam variações significativas neste troço com valores entre os $-19,0\text{‰}$ e $-25,2\text{‰}$ (valor médio $-22,9 \pm 2,2\text{‰}$).

A segunda tendência encontra-se entre os 70 e os 132 cm (Fig. 4.15), onde as concentrações de C_{org} e NT sofrem uma redução expetável em função do aumento da profundidade atingindo valores de $7,22 \pm 2,30\text{ mg/g}$ e de $0,96 \pm 0,19\text{ mg/g}$, respetivamente. Na mesma linha, observa-se também uma redução dos valores médios da razão C/N ($8,7 \pm 1,5$) e dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($-24,2 \pm 0,9\text{‰}$). Numa tendência inversa regista-se um aumento do médio de C_{inorg} neste troço, tendo sido determinado um valor médio de $16,39 \pm 5,54\text{ mg/g}$.

A última tendência pode ser considerada entre os 132 cm e a base considerada para o testemunho (257 cm) (Fig. 4.15). Nesta secção observa-se novamente um decréscimo suave da componente orgânica, com valores médios de C_{org} de $7,66 \pm 3,96\text{ mg/g}$ e de NT de $0,70 \pm 0,40\text{ mg/g}$. Relativamente aos restantes parâmetros, o C_{inorg} aumenta consideravelmente neste setor (valor médio $23,99 \pm 6,72\text{ mg/g}$) assim como a razão C/N e os valores de $\delta^{13}\text{C}$, tendo sido determinados valores médios de $13,76 \pm 3,8$ e $-20,8 \pm 0,9\text{‰}$, respetivamente.

Assim como nos testemunhos anteriormente abordados, também no testemunho BF3 se assinalam variações significativas nas componentes sob a forma de “picos” que traduzem aumentos ou diminuições bruscas nas componentes analisadas. De salientar o pico de matéria orgânica que se encontra aos 40 cm (Fig. 4.15) (C_{org} : $39,79\text{ mg/g}$, NT: $5,18\text{ mg/g}$) e o pico com o valor mais elevado de $\delta^{13}\text{C}$ ($-19,0\text{‰}$) obtido aos 50 cm (Fig. 4.15) acompanhado por um redução da componente orgânica (C_{org} : $8,56\text{ mg/g}$, NT: $0,68\text{ mg/g}$) e do valor de componente inorgânica (C_{org} : $4,93\text{ mg/g}$).

A projeção dos valores das concentrações de C_{org} e NT (Fig. 4.16) estabelece uma correlação positiva ($r=0,9524$; $n=52$; $p < 0,001$), o que aponta, tal como no caso do testemunho 6, para que seja essencialmente de natureza orgânica o azoto total medido (Sabel *et al.*, 2005). Esta inferência, também à semelhança do testemunho 6, é igualmente suportada pela interseção da reta de regressão linear com o eixo dos yy apresentar um valor próximo de 0 ($0,0993\text{ mg/g}$) (Burdloff *et al.*, 2008).

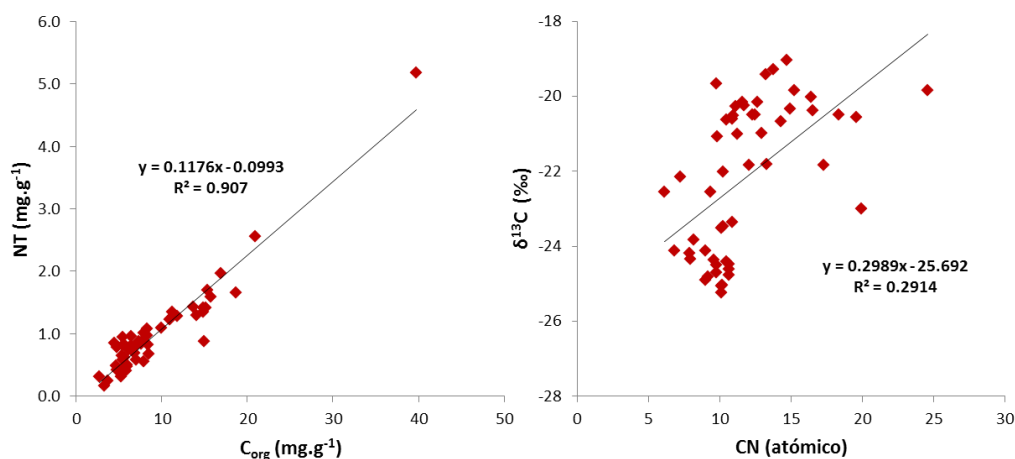


Fig. 4.16 – Correlação entre os dados da análise elementar e isotópica do testemunho BF3.

A relação entre o C/N atômico e os valores de $\delta^{13}C$ (Fig. 4.16) traduz uma correlação baixa entre as componentes ($r=0,5398$; $n=52$; $p=0,005$), o que à semelhança dos testemunhos anteriormente analisados aponta para a presença de diferentes fontes da matéria orgânica presente nos sedimentos.

De assinalar que devido ao baixo teor em azoto que as amostras provenientes do testemunho BF3 apresentam não foi efetuada qualquer determinação em $\delta^{15}N$ nestas amostras.

4.5.2. Fontes da matéria

Se projetarmos os valores de $\delta^{13}C$ e da razão C/N determinados para os testemunhos 6, 3 e BF3 nos gráficos de correlação mencionadas no ponto 4.3 é possível inferir a presença de diferentes fontes de matéria orgânica que contribuíram para a matéria orgânica acumulada nos sedimentos.

De assinalar que a correlação efetuada por Lamb *et al.* (2006) utiliza valores de razão C/N expressos em peso/peso, ao contrário do que foi efetuado aquando da correlação efetuada por Meyers (1994), que utiliza valores para a razão C/N expressos em razão atômica. Este facto foi tomado em consideração na projeção feita, tendo sido utilizadas razões C/N expressas em razão atômica nas figuras 4.17 (A), 4.18 (A) e 4.19 (A) e expressas em peso/peso nas figuras 4.17 (B), 4.18 (B) e 4.19 (B) encontrando-se os valores determinados nas tabelas 1, 3 e 5 (Anexo B).

Na figura 4.17 (A) encontra-se a projeção efetuada para o testemunho 6, onde é possível observar que as amostras apresentam valores que não correspondem a nenhum dos

campos específicos assinalados. Este facto parece apontar para uma mistura de fontes de matéria orgânica com origem terrestre e marinha.

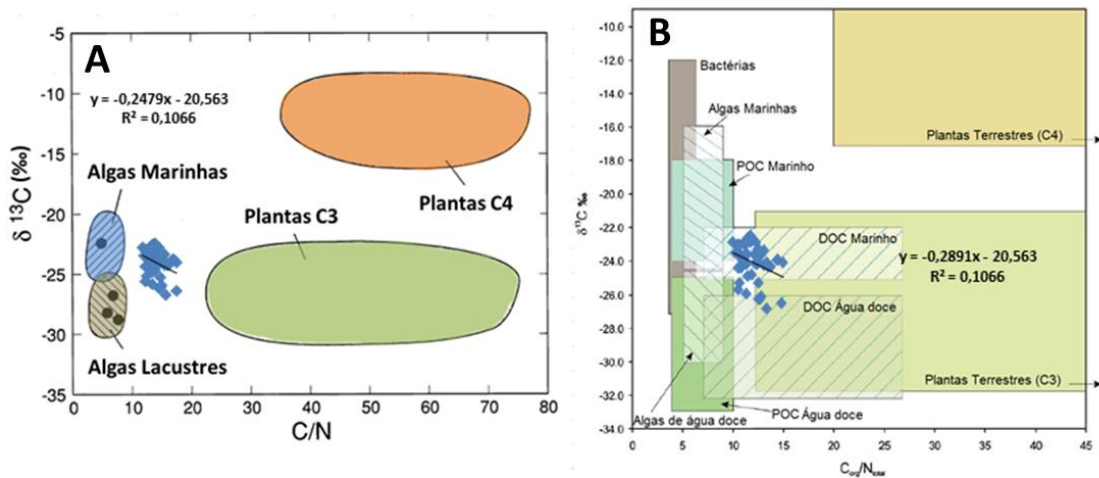


Fig. 4.17 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 6, projetados nas correlações entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N efetuadas por Meyers (1994) (A), e Lamb *et al.* (2006) (B).

Por outro lado, na figura 4.17 (B), é possível observar que o conjunto de valores determinados aponta para uma contribuição de plantas terrestres C3 na origem da matéria orgânica presente nos sedimentos. A sobreposição dos valores determinados para a matéria orgânica deste testemunho, no “campo” das plantas C3, resulta da utilização de um valor de razão C/N mais baixo que o utilizado pela compilação anterior (Fig. 4.17 (A)).

Relativamente às projeções efetuadas para o testemunho 3, figura 4.18 (A), além da presença expectável de uma mistura entre fontes de matéria orgânica (terrestre e marinha) é ainda possível inferir uma alternância entre fontes principais de material orgânico.

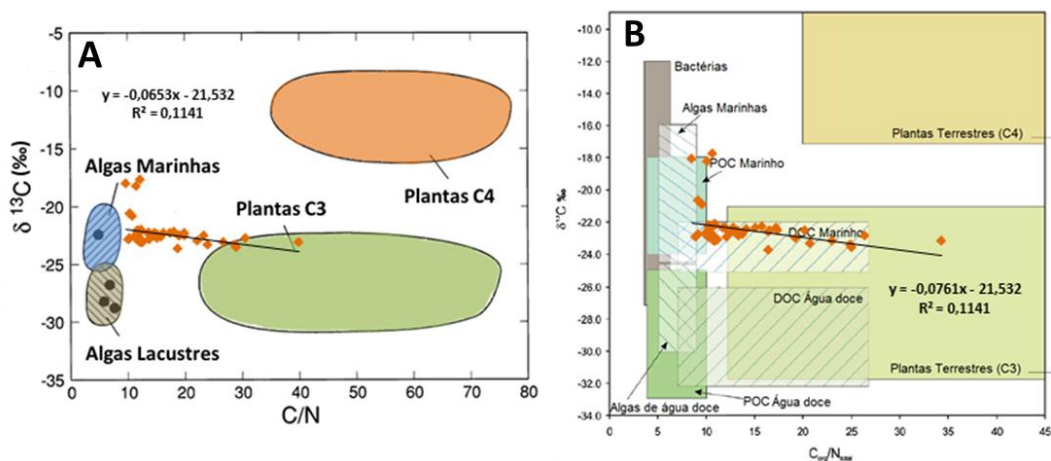


Fig. 4.18 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho 3, projetados nas correlações entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N efetuadas por Meyers (1994) (A), e Lamb *et al.* (2006) (B).

Deste modo (ver figura 4.18 (B)), existe um conjunto de amostras com uma elevada contribuição de matéria orgânica proveniente de algas marinhas, correspondentes ao topo da sequência sedimentar, assim como um conjunto de amostras no troço final da sequência sedimentar analisada (120 – 184 cm) com elevados valores de C/N que parecem indicar uma forte contribuição de matéria orgânica de plantas terrestres C3. Por outro lado, os valores da razão C/N ao longo do testemunho (da base para o topo) apontam para uma passagem gradual entre um ambiente de maior influência terrestre para um ambiente predominantemente marinho.

No entanto, e como já foi mencionado, as concentrações em C_{org} do testemunho 3 são muito reduzidas nomeadamente a partir dos 120 cm. Este troço corresponde aos valores mais altos da razão C/N determinados ao longo da sequência sedimentar. Deste modo, a avaliação de um aumento da contribuição terrestre através dos valores mais altos determinados para a razão C/N deve ser cuidadosa, devido sobretudo à eventual presença de alterações diagenéticas na matéria orgânica analisada, que podem conduzir à alteração das composições elementares da matéria orgânica, quer pela presença de azoto de natureza inorgânica, quer pela alteração da composição em carbono orgânico devido à degradação seletiva da matéria orgânica de origem vegetal.

Para o testemunho BF3 a projeção dos valores da razão C/N e $\delta^{13}C$ (Fig. 4.19 A e B) revelam um realidade diferente dos testemunhos anteriores. Esta diferença estará sobretudo relacionado com o local de amostragem do testemunho, no estuário da Ribeira de Bensafirim, ao contrário do anteriores que foram recolhidos na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana. Deste modo na figura 4.19 (A) observa-se que as amostras se concentram entre as algas marinhas e as plantas C3 como fontes principais de matéria orgânica sedimentar nos sedimentos.

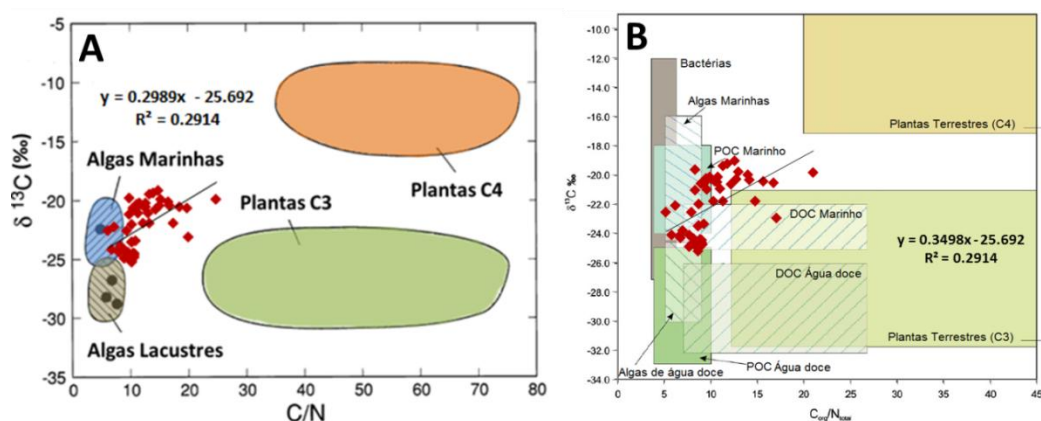


Fig. 4.19 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho BF3, projetados nas correlações entre os valores de $\delta^{13}C$ e razão C/N efetuadas por Meyers (1994) (A), e Lamb *et al.* (2006) (B).

Relativamente à projeção efetuada na figura 4.19 (B) observa-se uma mistura de fontes de matéria orgânica como plantas C3, algas marinhas e de água doce.

De salientar a eventual presença da atividade de bactérias na matéria orgânica analisada. Esta presença aconselha cautela nas ilações a retirar da razão C/N nomeadamente devido à introdução de azoto nos sedimentos com a consequente redução desta razão. A presença de bactérias mas também de algas em quantidade pode tornar difícil a interpretação de quais as principais fontes de matéria orgânica em regiões costeiras (Lamb *et al.*, 2006).

Com a projeção dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ para o testemunho 6 (Fig. 4.20 (A)) e para o testemunho 3 (Fig. 4.20 (B)) é possível confirmar algumas das ilações retiradas anteriormente. Para o testemunho 6 (Fig. 4.20 (A)) a relação entre a análise isotópica em carbono e azoto revela uma importante componente terrestre na matéria orgânica analisada. No caso do testemunho 3 (Fig. 4.20 (B)) o ambiente marinho é dominante como fonte de matéria orgânica nos sedimentos analisados.

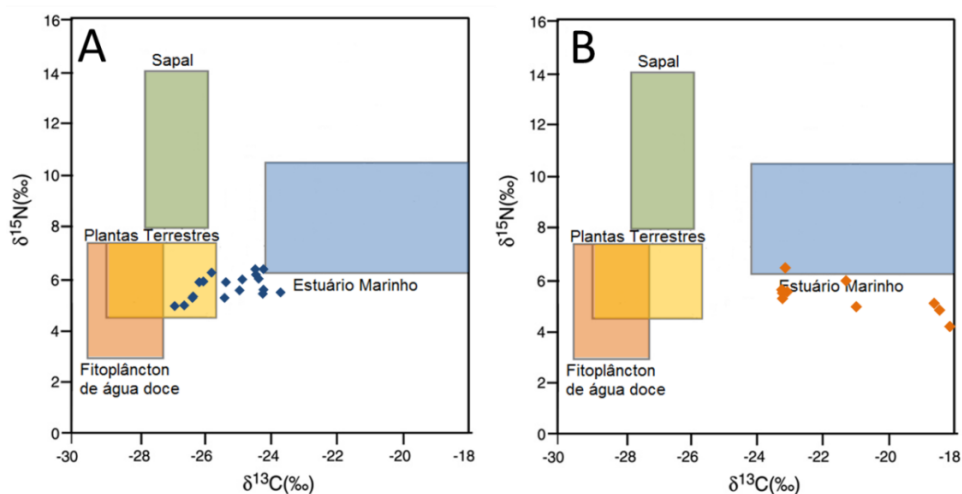


Fig. 4.20 – Resultados das análises isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) determinadas para o testemunho 6 (A) e testemunho 3 (B), projetados nos intervalos típicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de acordo com origem da matéria orgânica e os ambientes (adaptado de Castro *et al.*, 2010).

Como já foi mencionado, a matéria orgânica produzida pelo fitoplâncton apresenta uma composição isotópica média em azoto de +8,6 ‰, enquanto que a matéria orgânica derivada de plantas terrestres C3 apresenta um valor de $\delta^{15}\text{N}$ de *c.* +0,4 ‰ (Meyers, 1997).

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ de ambos os testemunhos acabam por se situar em valores intermédios, entre 6,4 ‰ e 4,1 ‰ para o testemunho 6, e no caso do testemunho 3 entre 6,5 ‰ e 5,0 ‰. Os valores ligeiramente mais baixos de $\delta^{15}\text{N}$ do testemunho 6 (Fig. 4.20 (A))

confirmam o predomínio de matéria orgânica de origem terrestre neste testemunho. No caso do testemunho 3 seria exetável valores de $\delta^{15}\text{N}$ mais próximos do fitoplâncton marinho ($\approx 8\text{ ‰}$) tendo em consideração os valores baixos de $\delta^{13}\text{C}$ determinados para este setor do testemunho. Este facto, como já foi mencionado, dever-se-á sobretudo à degradação seletiva da matéria orgânica presente nesta sequência sedimentar que conduziu à obtenção de valores empobrecidos em $\delta^{15}\text{N}$ bem como a concentrações de matéria orgânica bastante baixas nas amostras deste testemunho.

4.5.3. Matéria orgânica presente nos sedimentos

A quantificação da contribuição da matéria orgânica de origem terrestre presente nos sedimentos pode ser efetuada através de um estimativa que é semi-quantitativa. Para tal, recorre-se a valores de $\delta^{13}\text{C}$ constantes atribuídos, quer à fonte de matéria orgânica de origem terrestre, quer à fonte de matéria orgânica de origem marinha (Burdloff *et al.*, 2008). Para o cálculo desta estimativa foi utilizada a equação 4.1 para o balanço de massa do carbono orgânico, sugerida por Schultz e Calder (1976):

$$\delta^{13}\text{C} = f_{\text{T}}(\delta^{13}\text{C})_{\text{T}} + f_{\text{M}}(\delta^{13}\text{C})_{\text{M}} \quad (4.1)$$

em que $(\delta^{13}\text{C})_{\text{T}}$ representa o valor de $\delta^{13}\text{C}$ da fonte terrestre, $(\delta^{13}\text{C})_{\text{M}}$ o valor de $\delta^{13}\text{C}$ da fonte marinha, e f_{T} e f_{M} , correspondem às frações terrestre e marinha, respetivamente, sendo que $f_{\text{T}} + f_{\text{M}} = 1$ (Perdue e Koprivnjak, 2007).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ utilizados, quer para a matéria orgânica de origem terrestre, quer para a de origem marinha, foram os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais representativos dessa origem obtidos para os registos sedimentares analisados nesta dissertação (testemunho 6, 3 e BF3). Deste modo, foi utilizado para o $(\delta^{13}\text{C})_{\text{T}}$ terrestre o valor de $-26,8\text{ ‰}$ determinado para o testemunho 6, e o valor de $(\delta^{13}\text{C})_{\text{M}}$ marinho de $-17,9\text{ ‰}$, determinado para o testemunho 3. Uma abordagem similar foi utilizada por Burdloff *et al.* (2008) para a estimativa dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ representativos da componente terrestre e marinha para o testemunho 5 (campanha CRIDA0702), tendo sido neste caso utilizado para o valor de $\delta^{13}\text{C}$ da componente terrestre -27 ‰ e assumido um valor de -21 ‰ para a componente marinha, valores próximos dos utilizados nesta dissertação. Apesar dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ utilizados serem apenas representativos destes testemunhos, permitem dar indicações da proporção relativa da origem terrestre ou marinha na matéria orgânica presente nos sedimentos

(Burdloff *et al.*, 2008). Os resultados obtidos para os testemunhos 6 e 3 analisados encontram-se na figura 4.21.

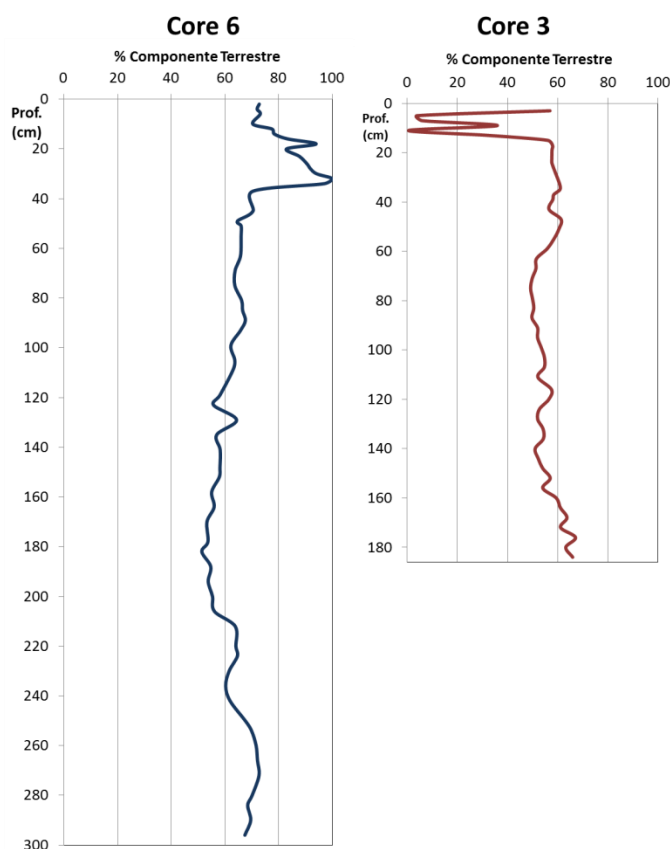


Fig. 4.21 – Variação em profundidade da percentagem de componente terrestre na matéria orgânica sedimentar presente no testemunho 6 e 3.

Relativamente ao testemunho 6 pode observar-se uma forte influência terrestre no material orgânico presente no topo da sequência sedimentar, onde se encontra a percentagem máxima de fornecimento de material terrestre aos 32 cm, seguindo-se um decréscimo rápido para valores na ordem dos 70 %. O valor mínimo de *input* terrestre presente neste testemunho foi de 51 %, determinado aos 182 cm, tendo sido obtido um valor médio de 68 ± 12 % para toda a sequência sedimentar.

O testemunho 3, apresenta uma tendência mais marinha do que a do testemunho 6, tendo sido determinado para esta sequência um valor médio de 52 ± 14 %. O valor máximo de fornecimento de material orgânico de origem terrestre foi de 67 % aos 176 cm.

Estas diferenças nas percentagens de material orgânico terrestre, inferidas a partir dos dados destes testemunhos, são facilmente explicadas pela maior ou menor distância ao principal sistema fluvial responsável pelo transporte deste material orgânico, neste caso o rio Guadiana. No caso do testemunho 6, devido à sua proximidade à desembocadura do rio

Guadiana, seria expetável a presença de uma maior influência de matéria orgânica de origem terrestre do que no caso do testemunho 3, cuja distância ao sistema fluvial é consideravelmente maior. Tal facto é ainda acentuado pelas profundidades de recolha a que se encontram os testemunhos, sendo o testemunho 3 mais profundo e, conseqüentemente, com maior influência marinha.

Relativamente ao testemunho BF3 (Fig. 4.22) observa-se uma tendência geral para uma diminuição da componente terrestre em profundidade. Esta tendência geral é perturbada pontualmente ao longo do registo, nomeadamente aos 50 cm, onde se verifica o valor mínimo de componente terrestre 13 %.

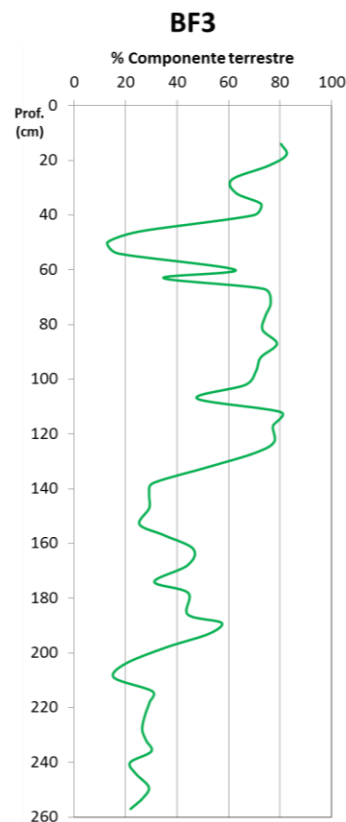


Fig. 4.22 – Variação em profundidade da percentagem de componente terrestre na matéria orgânica sedimentar presente no testemunho BF3.

O valor máximo de componente terrestre foi obtido aos 18 cm da sequência sedimentar com um valor de 82 %. O valor médio determinado para esta sequência foi de 48 ± 22 % traduzindo a forte componente marinha que este testemunho apresenta nomeadamente entre os 132 cm e a base. De assinalar também as fortes oscilações que se verificam ao longo da sequência na componente terrestre traduzidas pelo elevado desvio padrão obtido (± 22 %).

4.5.4 Datações por ^{14}C

Para o testemunho 3, foram obtidas duas datações por ^{14}C , enquanto que para o testemunho 6 se obtiveram quatro (Tab. 4.1). As análises foram efetuadas pela técnica de AMS, fazendo uso de amostras constituídas por carapaças de foraminíferos bentónicos em quantidades que oscilaram entre 20 e 40 mg.

Duas das datações de ^{14}C apresentadas para o testemunho 6, 3050 ± 40 BP (Beta-204307) e 10950 ± 60 (Beta-194505), foram anteriormente publicadas por Mendes *et al.* (2006). A última correspondente à base do testemunho, enquanto que a segunda foi efetuada para um nível intermédio (149 – 151 cm), numa zona em que se observava uma variação significativa na granulometria dos sedimentos (Mendes *et al.*, 2006).

As restantes datações de ^{14}C apresentadas para os testemunhos 6 e 3 foram efetuadas seguindo o mesmo critério acima mencionado (variação significativa na granulometria dos sedimentos) (Comunicação pessoal Rosa F.).

A conversão em datas de calendário solar foi efetuada utilizando o programa OxCal v. 4.1.7 (Bronk Ramsey, 2009) e a curva de calibração Marine09 (Reimer *et al.*, 2009), sendo os intervalos de calibração apresentados em cal BC/AD e cal BP para níveis de confiança de 2σ (95,4 %).

Tabela 4.1 – Datas de ^{14}C provenientes do testemunho 3 e 6, com os respetivos intervalos de calibração.

Testm.	Código Laboratório	Descrição da Amostra	Nível (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	$\Delta\text{R} \pm \sigma$ (^{14}C)	cal BC/AD (2σ)	cal BP (2σ)
3	Beta-285993	F. Bentónicos	(96-98)	-1,2	2250 ± 40	- 26 \pm 14	60 cal BC – 190 cal AD	2010 - 1760
3	Beta-285994	F. Bentónicos	(185-187)	0,8	11220 ± 50		10940 – 10640 cal BC	12890 - 12590
6	Beta-275573	F. Bentónicos	(108-110)	-2,3	1250 ± 40	- 26 \pm 14	1030 – 1230 cal AD	920 - 720
6	Beta-204307	F. Bentónicos	(149-151)	-1,9	3050 ± 40		1010 – 790 cal BC	2960 – 2740
6	Beta-221036	F. Bentónicos	(199-201)	-3	5340 ± 40		3920 – 3670 cal BC	5870 – 5620
6	Beta-194505	F. Bentónicos	(297-299)	-5,7	10950 ± 60		10700 – 10380 cal BC	12650 – 12330

Foi utilizado o valor de ΔR determinado no capítulo anterior para a região do Sotavento algarvio, - 26 \pm 14 anos ^{14}C , na calibração das datas de ^{14}C obtidas para os testemunhos 3 e 6. Apesar deste valor de ΔR ter sido determinado e recomendado para amostras com idade até 3000 anos, decidiu-se utilizar este valor também para amostras com idades mais antigas para as quais ainda não foram determinados valores de ΔR . Uma outra abordagem viável para as amostras de idades mais antigas seria o uso de um valor de ΔR igual 0. Contudo, tendo em consideração a variação observada no ΔR ao longo do Holocénico, para a costa ocidental portuguesa (Capítulo 3), e dada a relação entre a

intensidade do *upwelling* na costa ocidental com a que se manifesta na costa sul portuguesa, não será difícil de assumir que as modificações na intensidade do *upwelling* na região do Sotavento algarvio se tenham mantido mais ou menos constantes ao longo do Holocénico.

Relativamente à sondagem BF3, não se encontram disponíveis datações por ^{14}C para esta sondagem. Por forma a ultrapassar este *handicap* foram utilizadas as sete datações por ^{14}C (Tab. 4.2) obtidas para o testemunho Lagos Conv recolhido a 20 cm do testemunho BF3 no âmbito do trabalho desenvolvido por Araújo Gomes (2010) e na sequência do mesmo projeto de investigação FMI500 – *Environmental changes: Fluvio-marine interactions over the last 5000 yrs* – em que foi efetuada a recolha do testemunho BF3. A conversão em datas de calendário solar foi efetuada utilizando o programa acima mencionado mas, neste caso, recorrendo à curva de calibração IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009), sendo os intervalos de calibração apresentados em cal BC/AD e cal BP para níveis de confiança de 2σ (95,4 %).

Tabela 4.2 – Datas de ^{14}C provenientes do testemunho Lagos Conv. e os respetivos intervalos de calibração.

Código Laboratório	Descrição da Amostra	Dimensão do nível datado (cm)	Prof. Média (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	cal BC (2σ)	cal BP (2σ)
Beta-282768	Mat. Orgânica	3	95	-22,2	2780 ± 40	1020 – 820	2970 – 2770
Beta-282769	Mat. Orgânica	3	102	-21,3	2700 ± 40	920 – 790	2870 – 2740
Beta-282770	Mat. Orgânica	11	110	-18,8	2880 ± 40	1210 – 930	3160 – 2870
Beta-282771	Mat. Orgânica	10	125	-19,3	3000 ± 40	1390 – 1120	3340 – 3070
Beta-282772	Mat. Orgânica	26	160	-20,5	3330 ± 40	1740 – 1510	3690 – 3460
Beta-282773	Mat. Orgânica	10	175	-20,5	3360 ± 40	1750 – 1530	3700 – 3480
Beta-282774	Mat. Orgânica	7	185	-19,0	3610 ± 40	2140 – 1880	4080 – 3820

De salientar que as profundidades indicadas para cada datação representam a média da dimensão do nível datado em cada secção do testemunho. As secções utilizadas para a datação possuem dimensões relativamente longas (entre 3 e 26 cm) o que condiciona as ilações cronológicas que se poderão fazer deste testemunho, mesmo considerando como aceitável a extrapolação das datas de ^{14}C do testemunho Lagos Conv para o testemunho BF3. Ou seja, cada datação representa vários cm de testemunho, devendo deste modo ser considerada como uma idade “média” para o nível datado.

4.5.5 Modelos de deposição

Como já foi descrito em pormenor no capítulo 2, recorreu-se à elaboração de modelos estatísticos bayesianos para a elaboração dos modelos deposicionais dos testemunhos verticais de sedimentos em estudo.

4.5.5.1 Testemunhos 3 e 6 (CRIDA0702)

Tendo em consideração a ausência de datações absolutas para os sedimentos presentes nos topos dos testemunhos 3 e 6, utilizou-se para a conceção do modelo o ano de colheita 2002 (-52 BP) para as idades desses sedimentos. O ano de colheita foi incluído numa fronteira (*Boundary*) por forma a que a distribuição temporal resultante da modelação imposta considerasse o limite temporal para a idade dos sedimentos que constituem o topo como 2002 (mais concretamente 2002 ± 1 , uma vez que a introdução de idades de calendário solar nestes modelos deposicionais acarreta a inclusão de um erro mínimo associado, de ± 1 ano).

Os valores de concordância individual obtidos para a idade definida para o topo das sequências sedimentares (2002 AD ou -52 cal BP) são na ordem dos 92 %, ou seja bastante acima do valor crítico do teste estatístico utilizado (60 %), o que permite concluir que se tratam de horizontes temporais viáveis para as idades atribuídas aos sedimentos presentes no topo das sequências sedimentares.

Relativamente ao testemunho 3 (Fig. 4.23 (A)) foi utilizado um fator k de 0,5 o que se traduz numa interpolação de 2 cm ao longo da sequência sedimentar. O código utilizado na modelação deste testemunho encontra-se na figura 1 (Anexo B). Não foi datada a base do testemunho 3, devido à inexistência de material suscetível de datação. Por forma a ultrapassar este facto, e apesar dos dados obtidos pela análise geoquímica se encontrarem limitados aos primeiros 186 cm, o que abarca o último horizonte datado por ^{14}C , foi incluída uma fronteira (*Boundary*) na base (262 cm) do testemunho 3, utilizando limites temporais aceitáveis para a idade correspondente à base do testemunho. De acordo com a modelação efetuada foi considerada uma idade entre 19000 e 14000 BP, permitindo deste modo tornar a distribuição resolúvel temporalmente para a base do testemunho e, incluindo-a, assim, na modelação global da sequência sedimentar.

Os resultados obtidos para o testemunho 3 encontram-se na tabela 6 (Anexo B) tendo sido obtido um valor de concordância individual acima de 60 % para todas as datações de ^{14}C provenientes deste testemunho e um nível de concordância do modelo de 82,9 %, o que indica que estamos na presença de um modelo estatístico que traduzirá bem

o processo deposicional. Relativamente às taxas de sedimentação determinadas, foram considerados três setores ao longo dos 262 cm que compõem o testemunho 3 (DR1=0-97 cm, DR2=97-186 cm e DR3=186-262 cm). Para o primeiro setor, obteve-se uma taxa de sedimentação de 45,2 a 51,1 cm/ka (2σ). Entre os 97 cm e os 186 cm a taxa de sedimentação é mais baixa, com valores entre 8,1 e 8,4 cm/ka (2σ), voltando novamente a aumentar entre os 186 cm e a base do testemunho, para valores entre 9,7 e 20,2 cm/ka (2σ).

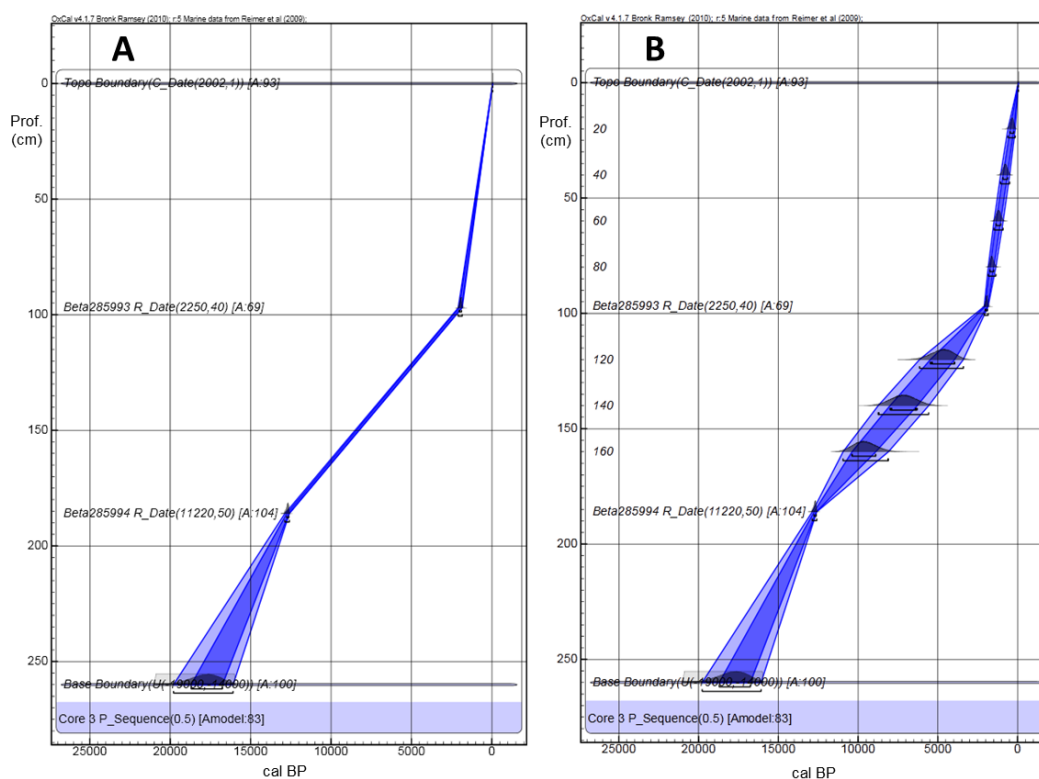


Fig. 4.23 – Testemunho 3 A) Modelação recorrendo ao OxCal, B) Interpolação das idades em função das profundidades.

Relativamente aos intervalos temporais interpolados de acordo com as profundidades indicadas (Fig. 4.23 (B)), é possível verificar que estes abrangem incertezas maiores que as determinadas com níveis datados por ^{14}C . A razão para este “aumento” reside nos poucos dados de datações absolutas disponíveis neste testemunho (apenas dois sectores foram datados), o que origina a necessidade de promover um modelo deposicional flexível de forma a produzir um cenário próximo da realidade, mas que incorpore as incertezas associadas à caracterização cronológica disponível para este testemunho. Os dados obtidos encontram-se na tabela 6 (anexo B) onde é possível verificar os intervalos interpolados das idades calibradas em cal BP para níveis de confiança de 68,2 % (1σ) e 95,4 % (2σ).

No caso do testemunho 6 (Fig. 4.24 (A)) recorreu-se a um valor de k de 0,4 o que equivale a uma interpolação de 2,5 cm ao longo da sequência sedimentar. O código completo utilizado na modelação encontra-se na figura 1 (Anexo B).

Os valores de concordância individual para as quatro datas de ^{14}C deste testemunho estão acima de 60 %, mais concretamente 63,3 % (Beta-275573), 98,1 % (Beta-204307), 99,1 % (Beta-221036) e 99,8 % (Beta-194505). O valor de concordância para o modelo foi de 80,4 %, o que, à semelhança do que acontece no testemunho 3, indica que o modelo idealizado representa um modelo deposicional inerente à sequência sedimentar presente no testemunho 6.

No testemunho 6 foram determinadas taxas de sedimentação em quatro setores ao longo dos 299 cm que compõem a sequência sedimentar (DR1=0-109 cm, DR2=109-150 cm, DR3=150-200 cm e DR4=200-298 cm). Para o primeiro setor, do topo (0 cm) até aos 109 cm, obteve-se uma taxa de sedimentação de 100,4 a 125,5 cm/ka (2σ). Entre os 109 cm e os 150 cm, a taxa de sedimentação é mais baixa, com valores entre 19,5 e 22,5 cm/ka. Entre os 150 e os 200 cm, a taxa de sedimentação volta a baixar, para valores entre 16,3 e 18,3 cm/ka (2σ), tendo sido determinado para o troço mais profundo, 200-298 cm, a taxa de sedimentação mais baixa desta sequência sedimentar com valores entre 14,1 e 15,0 cm/ka (2σ).

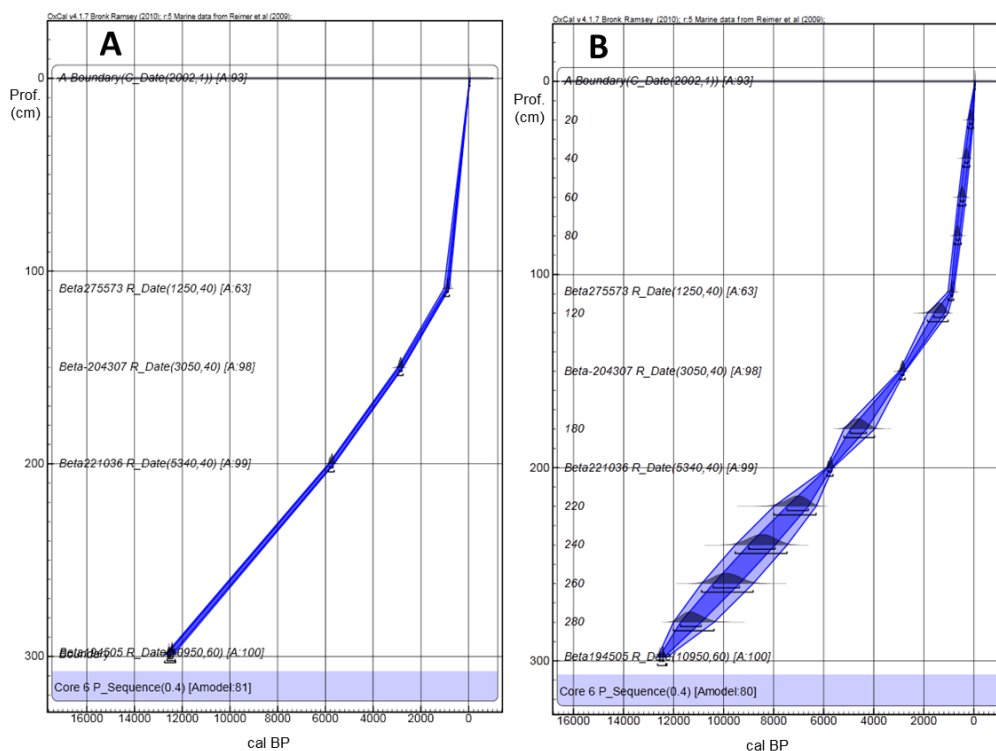


Fig. 4.24 – Testemunho 6 A) Modelação recorrendo ao OxCal B) Interpolação das idades em função das profundidades.

Os intervalos temporais interpolados de acordo com as profundidades indicadas para o testemunho 6 (Fig. 4.24 (B)) encontram-se na tabela 7 (anexo B) em idades cal BP com intervalo de confiança de 68,2 % (1σ) e 95,4 % (2σ). Note-se, uma vez mais, que a incerteza associada às idades calibradas interpoladas é mais reduzida do que as determinadas para o testemunho 3. Este facto resulta do maior número de datas de ^{14}C disponíveis para o testemunho 6, o que diminui as secções do testemunho em que as interpolações são feitas sem “ancoragem” de datas de ^{14}C . Por outro lado, as taxas de sedimentação mais altas que este testemunho apresenta relativamente ao testemunho 3, conduzem a que cada cm do testemunho 6 corresponda a menos anos de deposição que no caso do testemunho 3, o que fez com que, aquando da interpolação das idades calibradas em função das profundidades, se observassem incertezas mais pequenas.

De salientar que num estudo anterior realizado sobre um testemunho recolhido nesta região da plataforma continental durante a campanha CRIDA0702, o testemunho 5 ($37^{\circ} 1' 54''$ N; $7^{\circ} 20' 44''$ W) recolhida à batimétrica dos 72 metros, próximo do testemunho 6 (testemunho 6: 40 m), obteve uma taxa de sedimentação máxima de $0,12 \pm 0,01$ cm/ano (120 ± 10 cm/ka) com recurso ao ^{210}Pb (Burdloff *et al.*, 2008). Os valores determinados para a taxa de sedimentação, através da modelação apresentada nesta dissertação, para o primeiro sector do testemunho 6 (0 – 109 cm), situam-se entre 100,4 a 125,5 cm/ka, o que é perfeitamente enquadrável nos valores determinados no estudo acima mencionado.

4.5.5.2 Testemunho BF3

Relativamente às datações consideradas para testemunho BF3 (mais concretamente as datações obtidas para o testemunho Lagos Conv), e à semelhança dos testemunhos anteriores não existem dados cronológicos para o topo da sequência sedimentar, tendo sido por isso utilizado também na conceção do modelo deposicional o ano de recolha do mesmo, 2009 (-59 BP) para a idade de topo da sequência.

Para a modelação deste testemunho (Fig. 4.25 (A)) recorreu-se a um valor de k de 0,4 igual ao utilizado para o testemunho 6, que equivale a uma interpolação de 2,5 cm ao longo da sequência sedimentar. O código completo utilizado na modelação à semelhança dos anteriores encontra-se na figura 1 (Anexo B).

O valor de concordância individual obtido para a idade definida para o topo deste testemunho (2009 AD ou -59 cal BP) é de 98,1 %, o que permite concluir que também para

este testemunho se trata de um horizontal temporal viável para a idade atribuída ao sedimento presente no topo da sequência sedimentar.

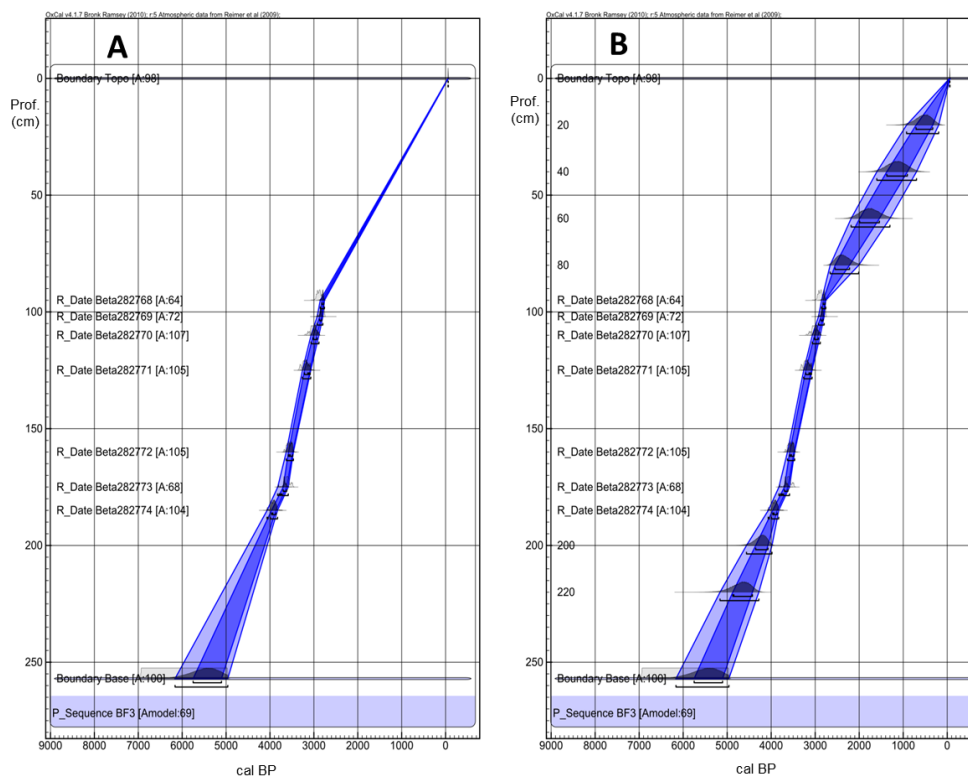


Fig. 4.25 – BF3 A) Modelação recorrendo ao OxCal B) Interpolação das idades em função das profundidades.

Tendo em consideração que foi considerada que a base se encontra aos 257 cm e não havendo disponível datações por ^{14}C para este nível, foi à semelhança do se efetuou no testemunho 3, incluída uma fronteira (*Boundary*) aos 257 cm. De acordo com a modelação efetuada foi considerada uma distribuição uniforme entre os 5000 e 300 BP, o que permitiu tornar a distribuição resolúvel temporalmente, tendo em conta a base considerada para este testemunho (257 cm), e inclui-la, assim, na modelação global da sequência sedimentar.

Relativamente aos valores de concordância individual para as sete datas de ^{14}C consideradas para este testemunho encontram-se todas acima de 60 % (Tab. 8 – Anexo B). O valor de concordância para o modelo foi de 69,3 %, o que, à semelhança do que acontece nos testemunhos anteriores, indica que o modelo idealizado representa um modelo deposicional que pode ser considerado como representativo da sequência sedimentar.

Foram determinadas as taxas de sedimentação referentes a três setores que compõem a sequência sedimentar (DR1=0-125 cm, DR2=125-185 cm e DR3=185-257 cm). Para o primeiro setor, do topo até aos 125 cm, a taxa de sedimentação determinada

varia entre os 37,6 e os 39,9 cm/ka (2σ). Entre os 125 cm e os 185 cm, a taxa de sedimentação é mais alta, com valores entre os 65,9 e os 97,7 cm/ka. Para o troço mais profundo, 185-257 cm, a taxa de sedimentação sofre uma forte variação com valores entre os 30,0 e os 64,6 cm/ka (2σ).

Os intervalos temporais interpolados em função das profundidades para este testemunho (Fig. 4.25 (B)) encontram-se na tabela 8 (anexo B) expressos em idades cal BP com intervalo de confiança de 68,2 % (1σ) e 95,4 % (2σ) tendo sido utilizados na interpretação paleoambiental deste testemunho.

4.6. Interpretação Paleoambiental e Paleoclimática

4.6.1 Testemunhos 6 e 3 (CRIDA0702)

Os sedimentos presentes na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana têm-se revelado um excelente meio para estudar as sequências de eventos paleoambientais e paleoclimáticos que ocorreram durante o Holocénico. Estudos anteriores efetuados em testemunhos, inseridos no âmbito do projeto CRIDA (*Consequences of River Discharges Modifications on Coastal Zones and Continental Shelf*) para este troço da plataforma continental, permitiram aprofundar conhecimentos sobre como as alterações paleoclimáticas, paleoambientais e antropogénicas influenciaram os padrões deposicionais na plataforma continental, a sul do estuário do Guadiana. Estas alterações foram analisadas a uma escala temporal secular ou milenar, tendo sido identificadas, por exemplo, alterações associadas a eventos climáticos frios, como o Dryas Recente e a Pequena Idade do Gelo, que influenciaram os fluxos e descargas sedimentares do rio Guadiana, assim como as resultantes das variações do nível médio do mar durante o Holocénico. Para além destes eventos naturais, a atividade antrópica integrando a agricultura, a atividade mineira, bem como a regulação artificial do sistema fluvial do Guadiana, através da construção de barragens de que o último exemplo é a “megabarragem” do Alqueva, alteraram e condicionaram a dinâmica sedimentar recente na plataforma continental sob influência do rio Guadiana (e.g. Boski *et al.*, 2002; Dias *et al.*, 2004; Gonzalez *et al.*, 2004; Corredeira *et al.*, 2008, Burdloff *et al.*, 2008; Mendes 2010, Mendes *et al.*, 2010; 2012; Rosa *et al.*, 2011).

Também os resultados obtidos com a análise geoquímica da matéria orgânica sedimentar dos testemunhos 6 e 3 vieram lançar mais alguma luz sobre a dinâmica sedimentar durante o Holocénico na plataforma continental a sul do rio Guadiana. Assim, os resultados da análise geoquímica obtidos para o testemunho 6 (Fig. 4.26) atribuem uma

influência de cariz mais terrestre e homogénea ao longo da sequência sedimentar comparativamente com aquela indicada pela análise do testemunho 3 (Fig. 4.27). Este facto é constatado pelos valores médios determinados para a razão C/N — $13,8 \pm 1,4$ (testemunho 6) e de $12,6 \pm 1,5$ (testemunho 3, desde 4740 ± 700 cal BP) — e pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$ — $-24,0 \pm 1,0$ ‰ (testemunho 6) e $-22,4 \pm 1,4$ ‰ (testemunho 3, desde 4740 ± 700 cal BP). Como já foi mencionado anteriormente, a maior influência terrestre determinada para o testemunho 6 (Fig. 4.28) está sobretudo relacionada com o facto da sua distância atual à desembocadura do rio Guadiana ser muito menor do que a referente ao local de recolha do testemunho 3 (Fig. 4.28). Para além disso, as batimetrias de colheita e, por conseguinte, de formação destes testemunhos — 40 m (testemunho 6) e 85 m (testemunho 3) — também contribuem para que haja uma maior acumulação de matéria orgânica de origem terrestre no testemunho 6 (Fig. 4.28).

De referir que num estudo, já citado, efetuado por Burdloff *et al.* (2008) no testemunho 5 (Fig. 4.28), foi efetuada a análise elementar (C,N) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) em matéria orgânica particulada ($< 63 \mu\text{m}$). Este testemunho foi recolhido à profundidade de 72 m, também durante a campanha CRIDA0702. Foram determinados valores de C_{org} entre 12,5 mg/g e 2,2 mg/g e de NT entre 1,5 mg e 0,3 mg/g. Relativamente à razão C/N, determinaram valores entre 8,5 e 14,3, enquanto os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos variavam entre $-26,4$ ‰ e $-22,4$ ‰. Os valores obtidos neste estudo enquadram-se dentro das gamas de valores determinados nesta dissertação. De acordo com os dados obtidos por estes autores, foi possível identificar um aumento dos valores de C/N e uma redução dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ associados a um aumento do transporte de partículas finas de origem terrestre durante o Dryas Recente, a que se seguiu uma fase transgressiva, durante a qual se observa um incremento da contribuição da matéria orgânica de origem marinha até *c.* 3500 cal BP. Nos sedimentos associados ao Holocénico recente (posteriores a 3500 cal BP) foi identificada uma tendência para um aumento do fornecimento de material de origem terrestre.

Para além deste estudo foi também efetuada uma caracterização geoquímica em sedimentos superficiais recolhidos na plataforma continental ao largo do estuário do Guadiana, auxiliados pela utilização de biomarcadores moleculares e pela determinação da fração correspondente aos ácidos húmicos dos sedimentos. Nestes estudos, investigadores como De la Rosa *et al.* (2011a, 2011b) e Sánchez-García *et al.* (2009) analisaram sedimentos superficiais recolhidos na zona da plataforma continental, a sul do estuário do Guadiana, com o intuito de avaliar a dispersão e o atual padrão de deposição da matéria

orgânica na parte norte do Golfo de Cádiz. De la Rosa *et al.* (2011a) determinaram valores de C_{org} que oscilam entre 7,7 e 10,7 mg/g e de NT entre 0,8 e 1,8 mg/g. Relativamente aos valores de C/N, obtiveram valores que oscilam entre 6,0 e 16,0, enquanto que os valores de $\delta^{13}C$ variam entre -22,8 ‰ e -25,5 ‰. Relativamente aos valores determinados por Sánchez-García *et al.* (2009) em amostras superficiais recolhidas no golfo de Cádiz, numa área mais abrangente que o estudo anterior, obtiveram-se valores de C_{org} entre 5 mg/g e 14 mg/g, valores de C/N entre 6,2 e 23,3 para a matéria orgânica presente nos sedimentos e valores de $\delta^{13}C$ entre -22,6 ‰ e -25,9 ‰. Os resultados obtidos para a composição elementar (C,N) e isotópica ($\delta^{13}C$) da matéria orgânica sedimentar presente nos testemunhos analisados nesta dissertação encontram-se dentro da gama de valores obtidos por estes estudos, os quais permitiram identificar um predomínio de contribuição de matéria orgânica terrestre nas amostras recolhidas próximo das desembocaduras dos rios Guadiana, Tinto e Odiel, ao contrário do que se verifica em sedimentos recolhidos em zonas mais distantes da plataforma, afastadas da influência destes rios, onde as fontes de matéria orgânica marinhas autóctones dominam o fornecimento de matéria orgânica que se encontra nos sedimentos.

De acordo com a análise geoquímica da matéria orgânica sedimentar presente nos testemunhos 6 e 3 foram considerados três períodos principais a que correspondem as variações mais significativas nos *proxies* analisados. Deste modo, e de acordo com os dados cronológicos obtidos na modelação bayesiana efetuada para cada testemunho, são considerados os três períodos principais entre *c.* 12600 e *c.* 5700 cal BP, entre *c.* 5700 e *c.* 310 cal BP e um último período entre *c.* 310 cal BP e -52 cal BP (2002).

4.6.1.1 Variações entre *c.* 12600 e *c.* 5700 cal BP

De acordo com o esqueleto cronológico proposto é possível observar no testemunho 6 (Fig. 4.26), que entre 12460 ± 90 cal BP (1σ) e 5750 ± 60 cal BP (1σ) se regista uma taxa de sedimentação baixa, entre 14,1 e 15,0 cm/ka (2σ), assim como uma diminuição geral, embora com fortes oscilações, dos valores de C/N, que podem estar associadas a uma diminuição da contribuição da matéria orgânica de origem terrestre para os sedimentos. Observa-se também, uma ligeira tendência para valores mais altos de $\delta^{13}C$, o que aponta igualmente para uma diminuição da influência terrestre na matéria orgânica sedimentar. Por outro lado, a tendência crescente dos valores de C_{inorg} parece apontar, igualmente para um aumento da componente de origem marinha.

Relativamente ao testemunho 3 (fig. 4.27), verifica-se uma tendência similar entre 12710 ± 70 cal BP (1σ) e 4740 ± 700 cal BP (1σ), apresentando, no entanto, uma taxa de sedimentação mais baixa que a determinada para o testemunho 6 (entre 8,1 e 8,7 cm/ka (2σ)): a razão C/N diminui, embora com oscilações significativas, a que se associa um aumento dos valores da componente C_{inorg} , enquanto que os valores de $\delta^{13}C$ registam também um ligeiro aumento.

As variações identificadas nos *proxies* geoquímicos, durante os períodos acima mencionados, estão, no geral, de acordo com os cenários evolutivos propostos em estudos anteriores. As análises efetuadas por Mendes *et al.* (2010, 2012), realizadas nos testemunhos 5, 7 e 8 (Fig. 4.28), que incluíram uma caracterização das componentes sedimentológicas e um estudo exaustivo das associações de foraminíferos, permitiram a identificação de quatro etapas principais relativas à evolução da plataforma continental, a sul do Guadiana, durante o Holocénico. Foi identificada uma etapa mais antiga, entre 11500 cal BP e 10000 cal BP, em que se observa um “aprofundar” do ambiente deposicional, devido a uma elevação rápida do nível do mar, acompanhado de uma taxa de sedimentação elevada, e de um aumento da fração arenosa nos sedimentos do testemunho 5 (Fig. 4.28). Durante esta etapa, identificaram-se associações de foraminíferos, no testemunho 7 (Fig. 4.28), associadas a um ambiente marinho de águas rasas. Após esta fase, segue-se uma nova etapa entre 10000 cal BP e 5000 cal BP, em que se observa uma redução da exportação de sedimentos terrestres para a plataforma, registando-se taxas de sedimentação baixas, acompanhadas de uma redução na granulometria dos sedimentos. Esta fase, foi associada a uma subida contínua do nível do mar durante este período, e a um rápido enchimento do estuário do Guadiana por sedimentos grosseiros, tendo as associações de foraminíferos identificadas nas sequências sedimentares revelado a presença de um ambiente em desequilíbrio durante todo este período.

O aumento rápido que se terá registado na subida do nível do mar entre 11500 e 10000 cal BP não se manifesta nos *proxies* analisados no testemunho 6 (Fig. 4.26), nem o incremento substancial do fornecimento de material de origem terrestre durante o Dryas Recente. De salientar, que no testemunho 3 (Fig. 4.27), se observam oscilações significativas nos valores da C/N que podem indiciar esta rápida subida no nível médio, não apresentando contudo valores de $\delta^{13}C$ que evidenciam uma modificação drástica das fontes de matéria orgânica.

Análise geoquímica de matéria orgânica sedimentar

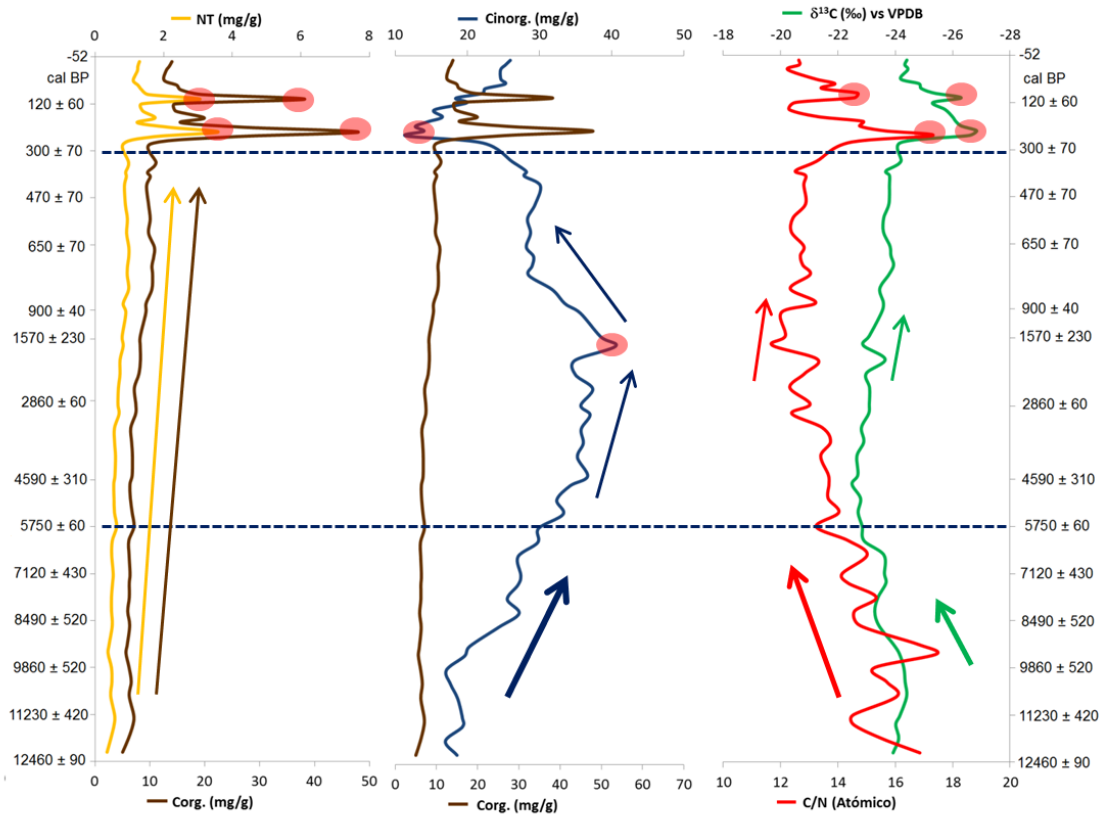


Fig. 4.26 – Resultados da análise elemental e isotópica determinada para o testemunho 6 (cal BP 1 σ).

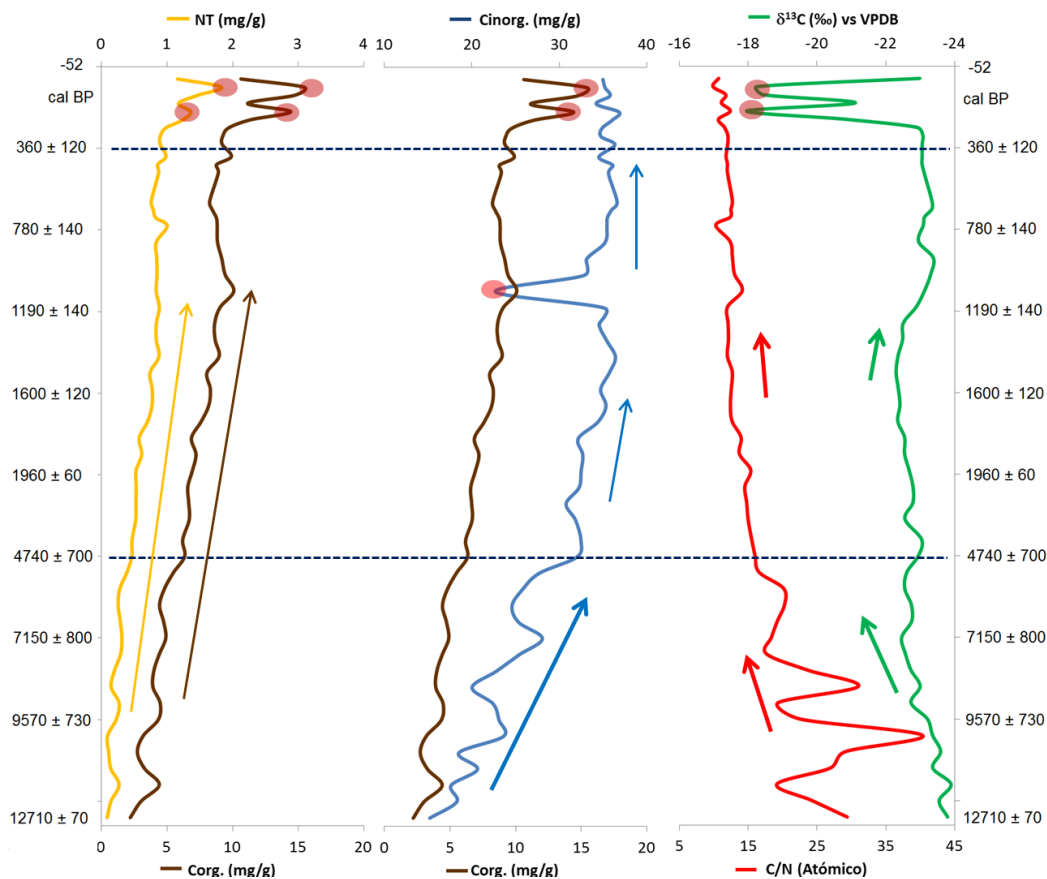


Fig. 4.27 – Resultados da análise elemental e isotópica determinada para o testemunho 3 (cal BP 1 σ).

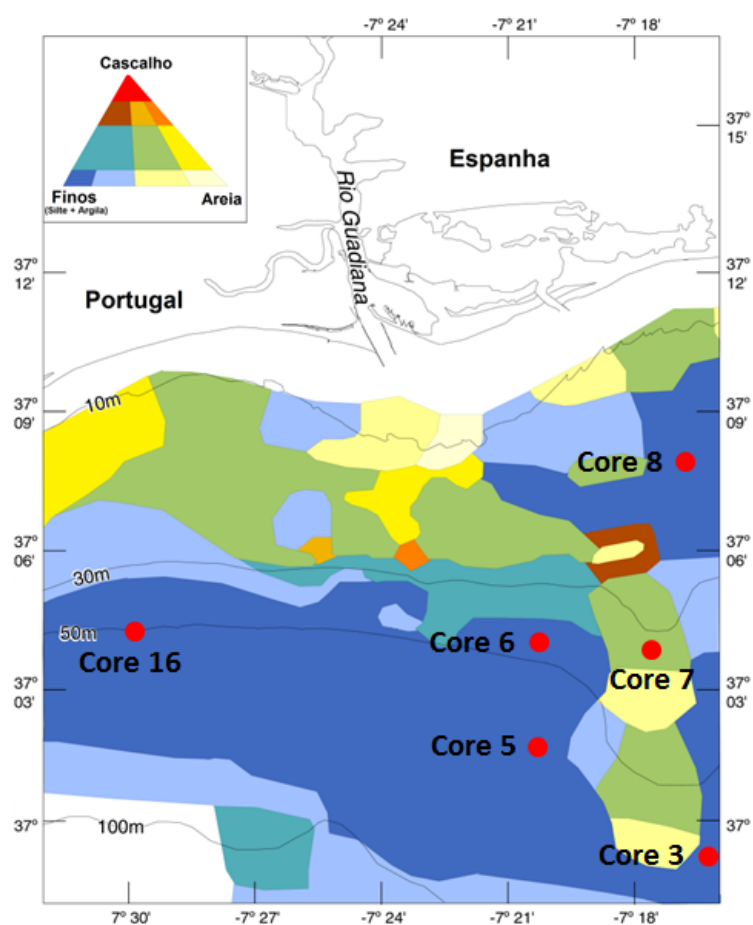


Fig. 4.28 – Mapa de localização dos testemunhos analisados e dos testemunhos utilizados nos estudos anteriores (mapa adaptado de Gonzalez *et al.*, 2004; Rosa *et al.*, 2011).

O cenário que o testemunho 6 apresenta, pode ser uma consequência da baixa taxa de sedimentação durante este período aliado à sua batimetria de recolha. Se comparamos a taxa de sedimentação determinada para testemunho 5, para o período compreendido entre 11500 e 10000 cal BP, na ordem dos 100 cm/ka, em que se verificou a acumulação de c. 150 cm de sedimentos nesta sequência sedimentar, com a taxa de sedimentação do testemunho 6 para este período, entre 14,1 e 18,3 cm/ka (2σ), torna-se evidente que a deposição sedimentar neste testemunho não reflete aquela subida rápida do nível médio do mar.

Por outro lado, e tendo em consideração que o nível do mar, cerca de 11500 cal BP, estaria 55 a 60 m abaixo do nível atual e que a cerca de 10000 cal BP este nível estaria entre 35 a 40 m (Dias *et al.*, 2000) e sendo de 40 m a profundidade de recolha do testemunho 6, podemos considerar que o nível do mar estaria, nessa altura, relativamente próximo da profundidade a que se colheu este testemunho (40 m). Este cenário poderá

explicar a ausência de evidências dessa subida rápida do nível médio do mar entre 11500 e 10000 cal BP na matéria orgânica analisada.

A partir deste período (c. 10000 cal BP) até 5750 ± 60 cal BP (1σ), no caso do testemunho 6 (Fig. 4.26), e até 4740 ± 700 cal BP (1σ), no caso do testemunho 3 (Fig. 4.27), observa-se uma diminuição da componente terrestre na matéria orgânica sedimentar presente em ambos os testemunhos. Esta diminuição aponta para uma fase transgressiva associada à subida do nível médio do mar. Os *proxies* analisados exibem uma tendência semelhante, evidenciada pela diminuição dos valores da razão C/N e de $\delta^{13}\text{C}$, aliados a um incremento da componente de C_{inorg} e a uma taxa de sedimentação baixa. Estas variações são também concordantes com os cenários evolutivos anteriormente mencionados para a plataforma continental a sul do estuário do Guadiana durante esta fase do Holocénico, que apontam para a presença de sequências sedimentares transgressivas com um aumento do material de origem marinha.

4.6.1.2 Variações entre c. 5700 e c. 310 cal BP

Após esta fase, segue-se uma etapa de estabilização geral das condições ambientais devido à estabilização do nível do mar tal como denota a evolução dos *proxies* entre 5750 ± 60 cal BP (1σ) e 300 ± 70 cal BP (1σ), no caso do testemunho 6 (Fig. 4.26), e entre 4740 ± 700 cal BP (1σ) e 360 ± 120 cal BP (1σ) no caso do testemunho 3 (Fig. 4.27).

As variações na concentração de matéria orgânica, da razão C/N e dos valores do $\delta^{13}\text{C}$ são muito suaves, o que aponta para uma contribuição de matéria orgânica terrestre e marinha numa proporção relativamente constante ao longo deste período. Esta variação de valores monótona é apenas alterada pelos valores de C_{inorg} que, no caso do testemunho 3, (Fig. 4.27) apresentam um pico isolado aos 55 cm (1090 ± 150 cal BP, 860 ± 150 cal AD (1σ)) resultante de uma diminuição significativa desta componente. No caso do testemunho 6 (Fig. 4.26), aos 123 cm, (1570 ± 230 cal BP, 380 ± 230 cal AD (1σ)) observa-se uma inversão na tendência das concentrações de C_{inorg} , em que se passa de aumento gradual para uma diminuição. Se o pico que se observa no testemunho 3 poderá ser considerado como um eventual outlier, uma vez que esta diminuição abrupta de C_{inorg} não é acompanhada por nenhuma variação noutra *proxie*, no caso do testemunho 6 os valores apontam para um tendência “real” — a concentração em C_{inorg} apresenta uma tendência crescente nos valores até 1570 ± 230 cal BP (380 ± 230 cal AD (1σ)), acompanhada por uma diminuição, apesar de suave, dos valores de C/N — que indicia um ligeiro aumento da presença de matéria orgânica de origem marinha nos sedimentos. Após este período (após

1570 ± 230 cal BP), observa-se no testemunho 6, que até cerca de 300 ± 70 cal BP (1650 ± 70 cal AD) (1σ), se deu uma diminuição do C_{inorg} e uma tendência para um ligeiro aumento da razão C/N, além de uma diminuição também muito ligeira dos valores de δ¹³C, o que indica um pequeno aumento do teor em matéria orgânica terrestre nos sedimentos.

Estas ilações não divergem significativamente da terceira etapa evolutiva identificada por Mendes (2010), entre 5000 cal BP e 1500-1000 cal BP, que se encontra associada a uma estabilização do nível médio do mar, que se considera ter ocorrido c. 5000 cal BP (Boski *et al.*, 2002). Um outro estudo mais recente, efetuado por Rosa *et al.* (2011), no testemunho 16 (Fig. 4.28), recolhido também no âmbito da campanha CRIDA a 49,4 m de profundidade, aponta no mesmo sentido. Este estudo permitiu, através da análise granulométrica e da identificação da constituição da fração grosseira presente nesta sequência sedimentar, a elaboração dos cenários deposicionais presentes na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana na última metade do Holocénico, bem como a sua relação com a dinâmica do próprio rio. Neste estudo, foram identificados três períodos deposicionais principais, sendo o primeiro período compreendido entre o Holocénico antigo e 5390 – 4840 cal BP, associado a um ambiente marinho pouco profundo. Segue-se uma fase de transição até 930-730 cal BP, em que se observa uma diminuição da granulometria dos sedimentos, resultante do aumento do transporte de finos para a plataforma, associada a um incremento de sedimentos de origem marinha.

De acordo com o estudo geoquímico efetuado nesta dissertação relativamente ao período entre 5750 ± 60 cal BP (1σ) e 300 ± 70 cal BP (1σ), no caso do testemunho 6 (Fig. 4.26), e entre 4740 ± 700 cal BP (1σ) e 360 ± 120 cal BP (1σ), no caso do testemunho 3 (Fig. 4.27), as variações dos parâmetros geoquímicos apontam para uma estabilização geral das condições ambientais devido à estabilização do nível do mar. De salientar, no entanto, que para além das variações nas componentes geoquímicas já mencionadas relativamente a este período, foram determinadas taxas de sedimentação com magnitudes bastantes distintas. No caso do testemunho 6, determinou-se uma taxa de sedimentação baixa, entre 16,3 e 22,5 cm/ka (2σ) até 900 ± 40 cal BP (1σ), e entre esta data e o topo da sequência sedimentar (2002 ou -52 cal BP) verificou-se um aumento significativo, para valores entre 100,4 e 125,5 cm/ka (2σ). Uma situação semelhante caracteriza o período temporal entre 4740 ± 700 cal BP (1σ) e 360 ± 120 cal BP (1σ) no caso do testemunho 3, em que a taxa de sedimentação passa de valores entre 8,1 e 8,4 cm/ka até 1960 ± 60 cal BP (1σ) para valores entre 45,2 e 51,1 cm/ka, entre esta data e o topo da sequência sedimentar (2002 ou -52 cal BP). Estes aumentos significativos na quantidade de sedimentos acumulados, associados a

um incremento na componente orgânica de natureza terrestre indicado pelos parâmetros geoquímicos, apontam para um aumento do material terrestre proveniente do rio Guadiana.

Estas variações estão no geral de acordo com as fases deposicionais mais recentes, identificadas nos estudos anteriores, em que existe uma etapa final de deposição, entre 1500-1000 cal BP e o presente (Mendes *et al.*, 2010; 2012). Esta última fase ficou registada por padrões deposicionais e associações de foraminíferos diferentes nos três testemunhos analisados (5, 7 e 8). O testemunho 5 (Fig. 4.28), colhido a uma profundidade de 72 m, apresenta um fase de equilíbrio ambiental após 800 cal BP, precedida de um fase de transição entre 1000 e 800 cal BP. Por seu lado, o testemunho 7 (colhido a 36 m de profundidade) (Fig. 4.28) evidencia a existência de um ambiente estável, associado à sedimentação de materiais finos, enquanto que no testemunho 8 (colhido a 22 m de profundidade) se identificaram variações no padrão deposicional e associações de foraminíferos que foram correlacionados com períodos climáticos, como a Pequena Idade do Gelo, e relacionados com as oscilações da NAO (Mendes *et al.*, 2010; 2012).

A explicação para o incremento de acarreio de material proveniente do rio Guadiana, com base no estudo geoquímico da matéria orgânica presente nos sedimentos do testemunho 6 e 3, aponta no mesmo sentido das ilações retiradas por aqueles investigadores (Mendes *et al.*, 2010, 2012; Rosa *et al.*, 2011). Este incremento de sedimentos transportados pelo Guadiana ocorre associado a períodos climáticos que alternam entre períodos de aumento global da temperatura, como o Ótimo Climático Medieval, e períodos de frio, como a Pequena Idade do Gelo que potenciaram o aumento demográfico e conseqüente impacto no ecossistema (deflorestação e agricultura), aliados a períodos de pluviosidade de intensidade variável que originam um aumento no transporte de sedimentos para a plataforma continental.

No estudo efetuado, no capítulo anterior, sobre o efeito de reservatório oceânico (ΔR) foi determinado um pico em 910 — 690 cal BP ($\Delta R = + 190 \pm 51$ anos ^{14}C) para a região do Sotavento algarvio, o qual coincide com os previamente determinados para a costa ocidental portuguesa (Soares e Dias, 2006) e para a costa da Galiza (Soares e Dias, 2007). Este pico foi relacionado com o evento climático de frio 0,8 ka cal BP, identificado por deMenocal *et al.* (2000). Este evento de frio, estará na base da reorganização climática a que se assistiu após o Ótimo Climático Medieval que parece ter ficado registado no testemunho 6 através da alteração da dinâmica sedimentar nesta região da plataforma continental. Não será de excluir também a eventual presença de outros eventos climáticos designadamente o ocorrido em 1570 ± 230 cal BP (1σ), o qual pode ser correspondente ao

evento 1 (em 1,4 ka cal BP) de Bond (Bond *et al.*, 1997, 2001). Note-se que, nesta data, se observa no testemunho 6 uma diminuição na tendência da concentrações de C_{inorg} e se inicia uma ligeiro aumento da razão C/N e uma diminuição dos valores de $\delta^{13}C$. Estas alterações podem estar associadas a modificações das condicionantes ambientais resultantes da reorganização climática ocorrida após o evento 1 de Bond.

Relativamente ao testemunho 3, o aumento da taxa de sedimentação a partir de 1960 ± 60 cal BP indicia que poderemos relacionar esta alteração com o evento de frio identificado por deMenocal *et al.* (2000) em 1,9 ka cal BP. No entanto, a correlação com o padrão geoquímico do testemunho, a partir desta data, não regista variações significativas que possam ser relacionadas com alterações climáticas e/ou ambientais, pelo que se torna pouco provável essa associação ou, pelo menos, são necessários mais dados para a confirmar.

4.6.1.3 Variações entre *c.* 310 cal BP e -52 cal BP (2002)

Neste estudo será de discutir, com maior detalhe, o registo mais recente das sequências sedimentares. Assim, para o testemunho 6 (Fig. 4.26), para o período desde 300 ± 70 cal BP (1650 ± 70 cal AD) (1σ) até -52 cal BP (2002), verifica-se que este troço do testemunho contempla as variações mais significativas relativamente à alternância de fontes de matéria orgânica. Durante este período, observa-se uma forte influência terrestre na matéria orgânica sedimentar, à semelhança do que se verifica no testemunho 5 (Burdloff *et al.*, 2008), que pode estar relacionada com um aumento da deflorestação na região do Guadiana, associada a um incremento da atividade agrícola e a um intenso desenvolvimento da atividade mineira na faixa piritosa ibérica (Burdloff *et al.*, 2008, Corredeira *et al.*, 2008, Fletcher *et al.*, 2007). Por outro lado, este período corresponde, na sua maior parte, à Pequena Idade do Gelo, que afetou a Península Ibérica entre *c.* 550 – 100 cal BP (1400-1850 AD). A Pequena Idade do Gelo é caracterizada por um clima frio em que ocorreram altos níveis de pluviosidade, tempestades, que originaram inundações, alternando com secas severas registadas em vários locais da Península Ibérica (Gil-Garcia *et al.*, 2008; Martin-Puertas *et al.*, 2008; Riera *et al.*, 2004).

Como já foi mencionado anteriormente, dois picos destacam-se no topo da sequência sedimentar (Fig. 4.26): o mais recente em 100 ± 50 cal BP (1850 ± 50 cal AD) (1σ) e o segundo, mais antigo, determinado em 230 ± 70 cal BP (1720 ± 70 cal AD) (1σ). Para o primeiro pico determinaram-se valores de C_{org} de 38,16 mg/g e de NT de 3,06 mg/g.

Os valores determinados para a razão C/N (14,6), $\delta^{13}\text{C}$ (-26,3 ‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (5,4 ‰), confirmam este aumento do “input” terrestre.

O rio Guadiana, como já foi mencionado, é influenciado por eventos climáticos de escala regional, que podem originar grandes cheias e que conduzem a um aumento do acarreo sedimentar do rio para a plataforma. Um evento de cheia com magnitude elevada poderá deixar a sua “marca” nos sedimentos que se acumulam na plataforma. Da compilação do registo de cheias da bacia do Guadiana, efetuada por Ortega e Garzón (2003), foram identificadas 128 cheias desde 680 a.C. De acordo com a cronologia obtida para o pico mais recente de acarreo de material terrestre, 100 ± 50 cal BP (1850 ± 50 cal AD) (1σ), este encontra-se dentro da janela temporal em que ocorreu a grande cheia do Guadiana de 7 de Dezembro 1876. Esta cheia de consequências devastadoras ficou registada em várias cidades ao longo do rio Guadiana, como Badajoz, Mérida, Mértola e Alcoutim, onde existem marcos físicos com o registo da altura atingida pelas águas do Guadiana. De acordo com estas marcas esta cheia atingiu o nível mais alto do registo histórico de cheias no Guadiana, tendo sido estimada uma descarga de $10000 \text{ m}^3/\text{s}$ em Badajoz (Ortega e Garzón, 2003).

O segundo pico obtido, para o qual foi determinado um horizonte temporal de 230 ± 70 cal BP (1720 ± 70 cal AD) (1σ), é caracterizado por valores de C_{org} de 47,96 mg/g e de NT de 3,58 mg/g, com um valor de razão C/N de 15,6 de $\delta^{13}\text{C}$ -26,8 ‰ e de $\delta^{15}\text{N}$ de 5,0 ‰, marca também um aumento significativo de material orgânico de origem terrestre que foi transportado para esta zona da plataforma continental. A explicação para este aumento de “input” terrestre parece apontar também para o sincronismo com um evento de cheia do Guadiana, como os que se registaram em 1603 e 1758. De acordo com Ortega e Garzón (2003), a cheia de 1603 deixou evidências no registo sedimentar que apontam para ter sido a cheia que atingiu o maior volume de água das registadas (neste tipo de registos) neste rio.

Assim, o aumento abrupto da influência da matéria orgânica terrestre em 300 ± 70 cal BP (1650 ± 70 cal AD) (1σ) e que vai de, um modo geral, diminuindo até -52 BP (2002), para valores característicos do período anterior a 300 ± 70 cal BP, aparenta ser o resultado da combinação de fatores de natureza paleoclimática, paleoambiental e antropogénica. Se por um lado, durante a Pequena Idade do Gelo, o clima, além de frio, foi caracterizado por períodos de alta pluviosidade, que estarão na origem dos eventos de cheia, as consequentes alterações ambientais resultantes desta fase climática na bacia do Guadiana foram potenciadas pela atividade antrópica que, através do aumento da deflorestação (com a consequente erosão dos solos) devido à agricultura e à atividade

mineira, contribuíram, também, para esse aumento do sinal terrestre na sequência sedimentar analisada.

Relativamente ao testemunho 3 (Fig. 4.27), e também como já foi mencionado, existem também picos no topo da sequência sedimentar. O primeiro pico foi determinado para 50 ± 60 cal BP (1900 ± 60 cal AD) (1σ) e o segundo para 180 ± 90 cal BP (1770 ± 90 cal AD) (1σ). Para o primeiro pico determinaram-se concentrações relativamente elevadas de matéria orgânica (C_{org} : 15,43 mg/g, NT: 1,83 mg/g), com um valor de $\delta^{13}C$ de -18,3 ‰ e de $\delta^{15}N$ de 4,8 ‰ e apresentando um valor de razão C/N de 9,8 apontam para uma importante contribuição de matéria orgânica de origem marinha na matéria orgânica sedimentar. Apesar de, atualmente, a acumulação de sedimentos finos ocorrerem nesta zona da plataforma continental entre os 35 m e os 100 m de profundidade (Gonzalez *et al.*, 2004), a componente orgânica de natureza terrestre parece ser diminuta na área de recolha do testemunho 3, favorecendo o predomínio da contribuição orgânica marinha. Relativamente ao segundo pico (11 cm), determinado a 180 ± 90 cal BP (1770 ± 90 cal AD), obtiveram-se valores de $\delta^{13}C$ de -17,9 ‰, de $\delta^{15}N$ de 4,1 ‰, e uma componente em C_{org} de 14,42 mg/g, e de NT de 1,36 mg/g com um valor da razão C/N de 12,4, que apesar de ser ligeiramente alto, também apontam para um predomínio de matéria orgânica de origem marinha.

Os horizontes temporais determinados para os picos presentes no topo dos testemunhos 3 e 6 apontam para eventos que podem ser considerados síncronos (dentro das incertezas da modelação), sendo no entanto de sinal contrário. Os picos determinados para o testemunho 6 apresentam uma forte influência de matéria orgânica terrestre, que pode ser associada a eventos ou a um conjunto de eventos de cheia que afetaram o Guadiana durante a Pequena Idade do Gelo, enquanto que os determinados para o testemunho 3 indicam a presença de um predomínio de matéria orgânica de origem marinha durante este período.

Este predomínio de matéria orgânica de natureza marinha é acompanhado por um aumento da concentração em matéria orgânica nestes sectores da sequência sedimentar. Deste modo, tudo isto parece indicar um incremento na produção de matéria orgânica de origem marinha derivada de fontes autóctones (algas e fitoplâncton) nesta região relativamente à proporção da componente de origem terrestre, o que se traduziu nos picos de matéria orgânica marinha observados neste setor do testemunho. Se durante a Pequena Idade do Gelo ocorreram altos níveis de pluviosidade e tempestades, originando cheias,

que ficaram registadas no testemunho 6, existem também para este período de forte instabilidade climática sob baixas temperaturas, registos de secas em vários locais do norte e sul de Espanha (Gil-Garcia *et al.*, 2008; Martin-Puertas *et al.*, 2008; Riera *et al.*, 2004). Estes períodos de seca, durante a Pequena Idade do Gelo, poderão ser eventualmente associados a fases positivas da NAO, que podem ter originado um aumento pontual da intensidade do *upwelling* costeiro, conduzindo a um aumento da produção de biomassa marinha (algas e fitoplâncton), devido a presença de massas de águas mais ricas em nutrientes. Estes fortes sinais de matéria orgânica de origem marinha podem eventualmente traduzir esse aumento da produção de biomassa marinha conjugados com os períodos de seca que se registaram durante a Pequena Idade do Gelo, que conduziram, necessariamente, a uma diminuição do acarreio sedimentar pelo rio Guadiana.

4.6.2 Testemunho BF3

Para além do estudo geoquímico relativo aos testemunhos 6 e 3, a inclusão dos dados relativos ao testemunho BF3 possibilitou a comparação e avaliação da dimensão espacial e temporal das variações paleoclimáticas e paleambientais que afetaram a costa sul portuguesa durante a última metade do Holocénico. Por outro lado, permitiu avaliar a magnitude destas alterações em sequências sedimentares provenientes de um estuário de pequenas dimensões como é o estuário da Ribeira de Bensafrim, através da sua caracterização geoquímica e compará-los com os dados provenientes de sequências sedimentares recolhidas na plataforma continental influenciada por um “macro” estuário, como é o caso do estuário do Guadiana. De assinalar, no entanto, que a integração dos vários testemunhos será realizada no capítulo 6 desta dissertação sendo, nos pontos seguintes, efetuada apenas a análise da evolução do registo geoquímico ao longo tempo. De acordo com a modelação bayesiana aplicada aos dados cronológicos considerados para este testemunho podemos admitir que as principais variações das várias componentes que compuseram a análise geoquímica se concentram em três períodos principais: entre *c.* 5500 cal BP e *c.* 3500 cal BP, entre *c.* 3500 cal BP e 1750 cal BP e uma fase final entre 1750 cal BP e -59 cal BP. De assinalar, como já mencionado, que as datações por ^{14}C consideradas para este testemunho foram realizadas noutra testemunho (Lagos Conv.) sobre níveis com vários centímetros de espessura. Mesmo considerando que a heterogeneidade lateral do depósito sedimentar é reduzida, as datações poderão apenas representar uma idade média para os níveis datados. Estes factos condicionam fortemente as inferências paleoclimáticas e paleoambientais dissertação obtidas a partir deste testemunho. Deste modo, serão

apresentados apenas os traços gerais da evolução ao longo do tempo das componentes analisadas.

4.6.2.1 Variações entre *c.* 5500 cal BP e *c.* 3500 cal BP

Relativamente às variações das várias componentes analisadas no testemunho BF3 (Fig. 4.29) entre o período compreendido entre *c.* 5500 cal BP e *c.* 3500 cal BP, observa-se um domínio do ambiente marinho como fonte principal de matéria orgânica sedimentar. Durante este período os valores altos e com tendência crescente de C_{inorg} ($23,99 \pm 6,72$ mg/g), aliados aos valores altos de $\delta^{13}C$ ($-20,8 \pm 0,9$ ‰) e à baixa variabilidade que estas componentes apresentam apontam para uma estabilidade destas condições durante este período. Relativamente aos valores de C/N, estes contrastam ligeiramente deste cenário de estabilidade, devido à variabilidade que apresentam. No entanto, os valores determinados são tendencialmente baixos, o que corrobora as ilações acima mencionadas. Para este período, a taxa de sedimentação determinada apresenta também alguma variabilidade com valores que oscilam entre os 30,0 e os 64,6 cm/ka (2σ).

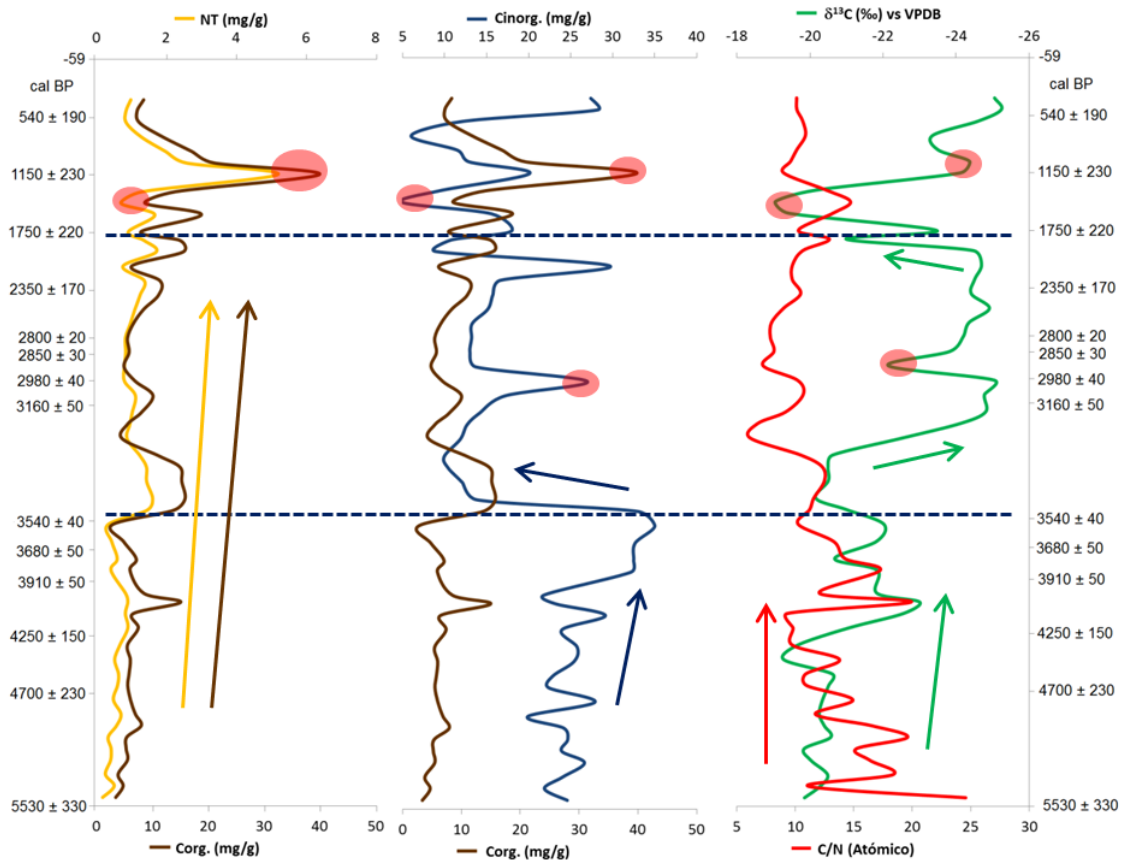


Fig. 4.29 – Resultados da análise elementar e isotópica determinada para o testemunho BF3 (cal BP 1σ).

4.6.2.2 Variações entre *c.* 3500 cal BP e 1750 cal BP

A partir de *c.* 3500 cal BP (Fig. 4.29) observa-se uma modificação drástica da principal fonte de matéria orgânica nos sedimentos analisados, traduzindo-se na passagem de um domínio tipicamente marinho, através de uma alteração abrupta, para um ambiente predominantemente terrestre. Várias das componentes analisadas registam esta modificação como a diminuição de C_{inorg} de 32,97 mg/g para 10,41 mg/g e a passagem de valores de $\delta^{13}C$ de -20,5 ‰ para -24,8 ‰. Outras componentes, como a razão C/N, não exibem esta modificação de forma tão clara, mantendo valores relativos baixos ao contrário do que seria expectável quando existe um predomínio de matéria orgânica de origem terrestre. No entanto, e como já foi mencionado, os valores obtidos neste testemunho para este *proxy* deverão ser encarados com alguma reserva, devido sobretudo ao empobrecimento em azoto que a matéria orgânica analisada parece evidenciar. Este incremento de matéria orgânica de origem terrestre é pontualmente perturbada por alguns eventos de origem marinha (Fig. 4.29) como se constata pelo pico de C_{inorg} (26,98 mg/g) e $\delta^{13}C$ (-22,1 ‰) determinados *c.* 2900 cal BP.

Durante este período a taxa de sedimentação sofre um aumento significativo, com valores entre os 65,9 e os 97,7 cm/ka, reflexo também do incremento no transporte de sedimentos por parte da ribeira e a consequente fase de assoreamento do seu estuário.

Relativamente ao cenário proposto por Gomes (2010) no qual o estuário da ribeira de Bensafrim tenha começado a fechar a partir de 2800 cal BP à influência direta do mar, os dados geoquímicos determinados com o testemunho BF3 apontam para um decréscimo mais marcado desta influência de ambiente marinho a partir de *c.* 3500 cal BP. No entanto, e dados os constrangimentos cronológicos já evidenciados para este testemunho, uma diferença de 700 anos entre o cenário evolutivo proposta nesta dissertação e o apresentado por Gomes (2010) terá inevitavelmente de ser considerada como aceitável.

4.6.2.3 Variações entre 1750 cal BP e -59 cal BP (2009)

A etapa evolutiva mais recente entre 1750 cal BP e -59 cal BP (Fig. 4.29) exhibe algumas variações ambientais marcantes com oscilações rápidas da principal fonte de matéria orgânica. Durante este período a taxa de sedimentação determinada é relativamente constante com valores entre os 37,6 e os 39,9 cm/ka (2σ).

As variações nas várias componentes durante este período parecem apontar para o registo de um evento de alta energia proveniente de mar (Fig. 4.29) seguido por evento proveniente de terra (Fig. 4.29), como seja uma cheia. No entanto não serão feitas

considerações neste capítulo da dissertação relativamente à causa por detrás destas variações devido aos constrangimentos cronológicos já mencionados.

A análise efetuada ao longo deste capítulo permitiu adicionar mais algumas peças ao enorme puzzle que é a reconstrução paleoambiental e paleoclimática da plataforma continental a sul do estuário do Guadiana, bem como da região do Barlavento algarvio, nomeadamente através de uma análise elementar e isotópica da matéria orgânica sedimentar com uma alta resolução temporal. De assinalar que o enquadramento cronológico elaborado comporta a aleatoriedade inerente ao processo sedimentar incorporando estatística bayesiana na sua análise. Os resultados cronológicos obtidos podem eventualmente aproximar-se de um modelo deposicional linear, devido ao reduzido número de dados de datação absoluta para estas sequências sedimentares. No entanto, a elaboração destes modelos permitiu incorporar a incerteza inerente ao processo sedimentar através da definição de taxas de sedimentação que incorporam estas variações, assim como a definição de horizontes temporais para cada evento que têm em consideração uma análise total da sequência sedimentar, conjugando a informação cronológica de uma forma inédita.

Como já mencionado no capítulo anterior a integração de todos os dados obtidos neste capítulo será realizada no capítulo 6 desta dissertação, permitindo integrar os vários *proxies* numa mesma escala temporal estabelecendo-se, deste modo, a sua ligação com os principais eventos paleoambientais e paleoclimáticos que afetaram esta região.

Capítulo 5

Eolianitos



5.1. Formação e distribuição de eolianitos¹

As dunas eólicas, como o próprio nome sugere, ocorrem em zonas onde o vento, pelo seu regime constante ou pela sua velocidade, constitui o agente responsável pela mobilização, transporte e acumulação das areias de que são constituídas. As dunas presentes no litoral são constituídas por sedimentos compostos por areias finas e bem calibradas, contendo elementos líticos e biogénicos de natureza carbonatada. As areias presentes no litoral têm origens diversificadas, sendo constituídas por sedimentos fluviais e por uma componente associada à abrasão litoral e à atividade biogénica. Outra das fontes potenciais de areias para as acumulações eólicas são os sedimentos presentes em cordões litorais, ilhas barreira e restingas, cujo posicionamento geomorfológico se encontra condicionado pela morfologia e evolução da linha de costa. O transporte e redistribuição de elevadas quantidades de sedimentos ao longo da costa portuguesa são influenciados pela presença de uma deriva litoral, descrita por Lautensach em 1941. Em Portugal, a resultante desta deriva tem sentido predominante de norte para sul na costa ocidental e de oeste para este na costa sul, e que é responsável pelo transporte de elevadas quantidades de sedimentos das praias e para as praias (e.g. Dias, 1987; Pereira, 1987).

A acumulação de areias em dunas litorais está normalmente associada à presença de vegetação rasteira autóctone, que cria uma variação topográfica que, apesar de suave, dificulta o transporte eólico, originando a deposição dos sedimentos. Deste modo, a pré-existência de areia seca e solta (sendo que a presença de água favorece a aglutinação dos sedimentos dificultando o seu transporte) e de ventos intensos são condições indispensáveis para a formação de uma duna eólica.

Estas estruturas sedimentares apresentam características texturais específicas que permitem retirar informação sobre a intensidade e orientação do regime de ventos responsável pela sua acumulação. Esta informação pode ser obtida através da análise da orientação da estratificação presente na sua estrutura interna, assim como da identificação de possíveis variações no sentido do vento; interrupções na deposição ou alterações do padrão deposicional podem ser obtidas através da presença de superfícies de estratificação (Fig. 5.1 (A)) normalmente evidentes neste tipo de estrutura sedimentar (e.g. Pereira e Angelucci, 2004).

¹ Parte da investigação apresentado neste capítulo da dissertação foi alvo de apresentação e o resumo pode ser consultada em: Martins J.M.M., Ferreira Ó, Dias J.M.A., Soares A.M.M. Araújo M.F. (2013). Datação pelo radiocarbono de formações eolianíticas da costa sul portuguesa. Livro resumos Congresso Braspor 2013 (versão b), 55-56.

URL: http://www.redebraspor.com/wp-content/uploads/2013/09/braspor2013_resumos.pdf

Relativamente às formas típicas destas acumulações eólicas, estas encontram-se condicionadas, num fase inicial, pela geomorfologia do local onde ocorre a acumulação, pela dimensão da área de deflação e pela orientação e intensidade do regime de ventos. Da combinação destas componentes resulta uma diversidade apreciável de formas dunares. Em zonas litorais com arribas, as areias transportadas pelo vento são normalmente depositadas de encontro à vertente das arribas, criando taludes arenosos (Fig. 5.1 (B)).

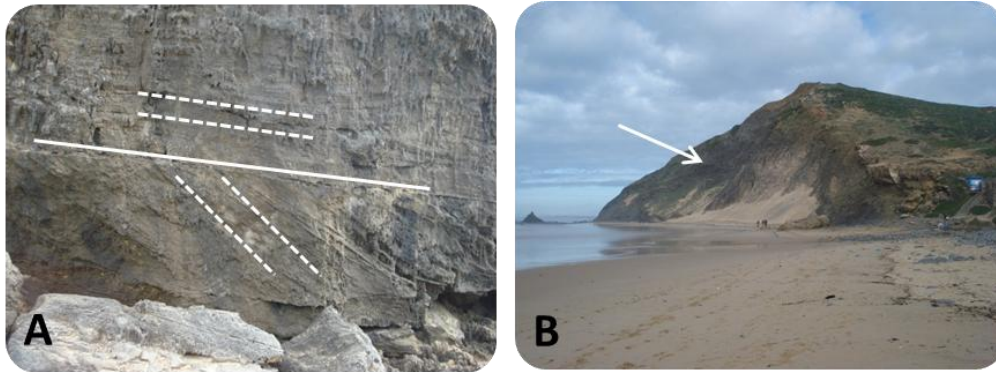


Fig. 5.1 A- Estratificação entrecruzada (Laje do Castelejo),
B - Acumulação atual de areia de encontro a um talude na praia do Castelejo.

Por outro lado, nas zonas litorais em que existem vales, as acumulações eólicas podem colmatar o entalhe do vale ou cobrir apenas uma das vertentes, ficando normalmente preservadas na vertente que se encontra ao abrigo do regime de ventos dominante.

Nos depósitos de fácies litoral arenosa é, por vezes, bastante difícil a distinção entre materiais tipicamente marinhos e os continentais (nomeadamente os fluviais). Os depósitos marinhos revelam frequentemente uma contribuição continental expressiva, nomeadamente junto a antigas desembocaduras de cursos de água, com a presença de depósitos de aluvião, ou junto de vertentes onde ocorrem depósitos de coluvião (Pereira, 1990).

De acordo com Wilson (1973), as dunas podem ser consideradas como ativas e sem vegetação, ativas e com presença parcial de vegetação e fixas com vegetação. Vários modelos foram desenvolvidos para expressar a ação do vento e a mobilidade das dunas, sendo considerados dois fatores principais como condicionantes para esta mobilidade: a competência do vento para transportar os sedimentos e o diferencial entre evaporação e precipitação (Tsoar, 2002).

Em situações climáticas particulares, as dunas costeiras são sujeitas a uma série de processos de natureza diagenética e pedogénica que podem conduzir à sua consolidação através da cimentação dos sedimentos acumulados, permitindo, assim, a génese de

formações arenosas consolidadas (dunas consolidadas ou eolianitos). Este tipo de formação sedimentar tem sido usado em reconstruções ambientais e climáticas devido à sua relação com eventos de natureza paleoclimática e paleoambiental em vários locais do globo (e.g. Pereira e Soares, 1994; Brooke, 2001; Bateman *et al.*, 2004; Moura *et al.*, 2007). De entre estes estudos destaca-se a compilação efetuada por Brooke (2001), à escala global, de registos de eolianitos em depósitos continentais e de ilhas abrangendo os dois hemisférios, mais concretamente entre os 20^o e 40^o, onde se concentram cerca de 82% destes afloramentos. Foi determinada uma idade Plistocénica para estes depósitos associados a alternâncias de fases estadiais (de “frio”) e interstadais (de “calor”).

A maior estrutura eolianítica à escala global encontra-se na parte sul da Austrália, mais concretamente na região de Coorong, onde foram identificadas fases de acumulação associadas a períodos interglaciares e interestadais durante o Quaternário. Por outro lado, nas Bahamas e na Bermuda existem evidências de períodos de acreção destes depósitos desde o Plistocénico Médio em fases em que o nível médio do mar se encontrava relativamente alto. Foi determinada, para as diferentes fases de formação destas acumulações, a sua associação a subfases do OIS (Oxygen Isotope Stage) 5 (a, e, c) e às fases do OIS 7, 9 e 11. Existem, também, outros registos de depósitos eolianíticos, associados a períodos glaciares, em que o nível do mar se encontrava bastante abaixo do atual, podendo alguns encontrar-se atualmente em zonas submersas (Brooke, 2001).

Na região do Mediterrâneo encontram-se importantes manifestações de estruturas eolianíticas com idades de formação que englobam o Quaternário médio e final. Destacam-se as presentes na costa mediterrânica espanhola, mais concretamente na região de Valência, onde se assinala a presença de uma estrutura eolianítica Plistocénica com cerca de 30 metros de espessura, tendo sido determinada para a sua idade de formação o último período interglacial. Para além desta estrutura principal ocorrem também registos de acumulações de menor dimensão com idades de 53 ka, 50 ka e 39 ka, tendo sido a sua formação associada a períodos transgressivos e regressivos. Também nas Ilhas Baleares se encontram afloramentos de eolianitos correspondentes aos OIS 5, 7 e 9 e a uma fase de acumulação mais antiga entre 700 e 800 ka (Funanal, 1995; Brooke, 2001).

Como se verá em detalhe no ponto seguinte deste capítulo, para as estruturas eolianíticas presentes em Portugal, foram determinadas idades de formação que abrangem vários períodos do Quaternário, de entre os quais se destacam o Plistocénico médio e

superior e o Holocénico (Soares, 2003; Pereira e Angelucci, 2004; Pereira *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2012).

Recorrentemente, as estruturas eolianíticas apresentam inconformidades sedimentares na sua estrutura, representadas normalmente por paleosolos. Estes paleosolos encontram-se, nalguns casos, na base das estruturas eolianíticas, como, por exemplo, no caso da duna de Oitavos. A presença destes paleosolos indiciam um hiato na sedimentação eólica, ou seja uma alteração das condicionantes paleoambientais que conduziu a uma modificação do padrão sedimentar. A posterior deposição eólica aponta para uma tendência para o aumento das condições de aridez com a consequente redução da acumulação de materiais de origem terrestre nas zonas costeiras (Brooke, 2001).

Em Portugal, o principal processo diagenético responsável pela cimentação de dunas costeiras e, conseqüentemente, pela formação de eolianitos é a carbonatação. O teor em carbonatos presente nos eolianitos ultrapassa normalmente metade da sua composição fundamental, em que um aumento ou diminuição nesta componente conduz a um aumento ou diminuição da competência mecânica do eolianito.

A circulação de água na estrutura do eolianito é responsável pela dissolução de carbonatos de natureza lítica e biogénica que compõem as areias deflacionadas, bem como pela posterior precipitação dos carbonatos em solução. Deste modo, o processo associado à consolidação de dunas pressupõe a existência de água intersticial de natureza hipersalina entre os grãos de areia que compõem a estrutura dunar, favorecendo deste modo a dissolução dos carbonatos pré-existentes mas, também, a re-precipitação do bicarbonato dissolvido na água. Este fenómeno é potenciado quando ocorre a evaporação da água intersticial, associada a um aumento de temperatura ou a condições mais áridas, o que origina, deste modo, condições ideais para que as soluções hipersalinas permaneçam no seio das estruturas eólicas o tempo suficiente para que ocorra a cimentação das mesmas. Assim, litorais sujeitos a variações cíclicas de temperatura e precipitação apresentam as condições ideais para um aumento da eficiência do processo de carbonatação responsável pela cimentação dos eolianitos. Por outro lado, um regime climático em que ocorrem fortes níveis de precipitação conduz a um aumento do escoamento destas soluções hipersalinas do interior da estrutura dunar, conduzindo a uma exportação do material carbonatado em solução para o exterior, não favorecendo deste modo o processo de cimentação. Podemos, assim, considerar que a carbonatação de dunas ocorre normalmente relacionada com condições climáticas específicas que envolvem a presença de humidade e a subsequente

evaporação, permitindo deste modo a precipitação de carbonato de cálcio, conduzindo à cimentação das dunas costeiras (e.g. Pereira, 1987, 1990; Pereira e Angelucci, 2004).

5.1.1 Ocorrência de eolianitos em Portugal

Em Portugal encontram-se afloramentos de eolianitos em vários setores da região litoral a sul do Cabo Carvoeiro (Fig. 5.2). Normalmente, ocupam uma faixa paralela à linha de costa, não excedendo 5 km de comprimento máximo e não se encontrando a distâncias superiores a 3 km da linha de costa, sendo de assinalar também a presença destas estruturas em pequenas ilhas próximas da costa (e.g. Pereira, 1990; Pereira e Angelucci, 2004). Na zona costeira ocorrem em posições geomorfológicas bastantes distintas, designadamente em praias, arribas e vales abrigados.



Fig. 5.2 - Principais afloramentos de eolianito presentes na faixa litoral portuguesa (mapa baseado em Pereira e Angelucci, 2004).

As idades associadas à sua formação abrangem vários períodos do Quaternário, de entre os quais se destacam o Plistocénico médio e superior e o Holocénico. Foram propostas seis fases principais de mobilização eólica no litoral português: a mais antiga do

Plistocénico médio (OIS 6), outras três durante o Plistocénico superior (a primeira correspondente ao OIS 4-3, a segunda ao OIS 3 e a terceira ao OIS 2 (Fig. 5.3)) e, por fim, duas no Holocénico, a primeira das quais durante o período Pré-Boreal e a mais recente durante os últimos 3000 anos (Soares, 2003; Pereira e Angelucci, 2004; Pereira *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2012).

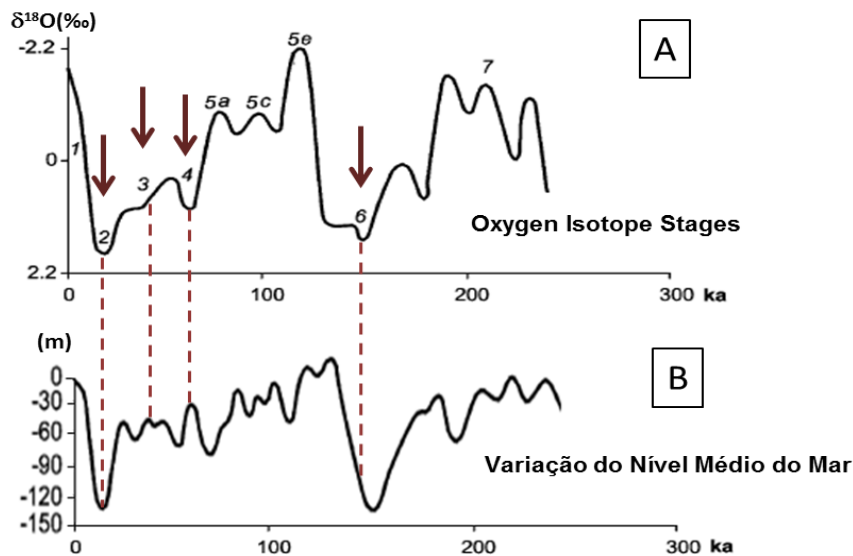


Fig. 5.3 - A) Cronostratigrafia dos OIS (Oxygen Isotope Stages) 1 a 7 e sub-etapas 5a, 5b e 5c em função do $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ (Imbrie *et al.*, 1984); B) curva de variação do nível do mar proposto por Chappell *et al.* (1996). (Figura adaptada de Brooke, 2001).

De acordo com Pereira e Correia (1985), a formação destas estruturas encontra-se associada a fases em que nível médio do mar se encontrava numa posição mais baixa que a atual. No entanto, esta posição mais baixa poderá ser associada a períodos com tendência regressiva, transgressiva ou estacionária. Por exemplo, a duna holocénica de Magoito terá sido formada numa fase de nível médio de mar mais baixo que o atual, mas associada a um período transgressivo (Pereira e Correia, 1985).

Relativamente ao sentido do regime de ventos dominante na altura de formação das estruturas eolianíticas presentes na estremadura portuguesa, este foi determinado como sendo predominantemente dos quadrantes norte, noroeste e sudoeste (e.g. Pereira, 1987, 1990; Pereira e Angelucci, 2004; Medici *et al.*, 2007).

Um estudo recente desenvolvido por Costas *et al.* (2012) na zona da Costa da Caparica, em dunas não consolidadas presentes no cimo de uma arriba (*perched dunes*), permitiu estabelecer uma relação entre as cinco fases de acumulação eólicas identificadas (12,6 ka, 5,6 ka, 1,2 ka, 0,4 ka e 0,3 ka) com eventos frios, como os identificados por Bond

et al. (2001), associadas a um incremento de ventos do setor oeste e a um regime de tempestades com ligação a fases negativas da NAO de longa duração.

Podemos, assim, considerar que as condicionantes climáticas influenciam e controlam a velocidade, intensidade e direção do regime de ventos, enquanto que a posição do nível médio do mar condiciona a extensão da área de deflação dos sedimentos, potenciando ou reduzindo a acumulação de areias e a consequente formação de dunas. Para que ocorra a formação de eolianitos são necessários dois mecanismos complementares: um processo inicial de formação dunar, relacionado com a disponibilidade de sedimentos, geomorfologia costeira, direção e intensidade do regime de ventos, posição do nível do mar e condições ambientais de secura; seguido de um processo de consolidação da duna, através da sua cimentação, associado à estabilização do corpo dunar, devido a condições climáticas húmidas e à disponibilidade de carbonatos (Moura *et al.*, 2007).

Existe um outro tipo de estruturas arenosas consolidadas presentes em zonas litorais que também podem fornecer informações de natureza paleoambiental, nomeadamente relativamente à posição da linha de costa. Estas estruturas são designadas de arenitos de praia ou *beachrocks* (e.g. Hopley, 1986; Pereira e Soares, 1994; Bezerra *et al.*, 2003; Caldas *et al.*, 2006; Calvet *et al.*, 2003; Moura *et al.*, 2007).

Um *beachrock* pode ser definido como uma estrutura sedimentar formada normalmente na zona intertidal das praias, através da cimentação carbonatada, *in situ*, do material sedimentar (Hopley, 1986). Para que ocorra a cimentação é necessário que ocorra a imobilização dos sedimentos, permitindo que a água circule através dos espaços intersticiais. Esta dinâmica favorece a precipitação do carbonato de cálcio na estrutura intragranular dos sedimentos originando a formação de *beachrocks*. Deste modo, a posição relativa do nível médio do mar fica registada, permitindo a utilização deste tipo de estruturas como um *proxy* para a reconstrução da posição do nível médio do mar a nível global (e.g. Bezerra *et al.*, 2003; Calvet *et al.*, 2003; Caldas *et al.*, 2006; Moura *et al.*, 2007).

Em Portugal, um dos afloramentos de *beachrock* mais estudado encontra-se na baía de Armação de Pêra, junto à desembocadura da ribeira de Alcantarilha (Pereira e Soares, 1994, Moura *et al.*, 2007). Os estudos pioneiros realizados por Pereira e Soares (1994) nesta região concluíram que devido às semelhanças entre a geometria da estrutura praia atual/praias fóssil e duna atual/dunas fóssil se podia inferir que a posição atual do nível

médio do mar seria aproximadamente a mesma aquando da formação do *beachrock*, e que esta teria ocorrido há cerca de 3300 anos de ^{14}C (Pereira e Soares, 1994).

Moura *et al.* (2007) através da caracterização sedimentológica e geomorfológica deste *beachrock* identificaram a presença de dois tipos de paleofácies na sequência sedimentar. Na base, a denominada *Lower Foreshore Facies*, com idade entre 5035 e 3575 BP e, no topo, a *Upper Foreshore Facies*, com idade entre 3575 e 720 BP. As conclusões do estudo efetuado neste afloramento apontam para um cenário semelhante ao proposto por Pereira e Soares (1994), em que um período de estabilização do nível médio do mar, cerca 3300 BP, foi confirmado por Moura *et al.* (2007) através da identificação de um nível de minerais pesados na estrutura do *beachrock*, datado de cerca de 3575 a 2930 BP. O início da formação desta estrutura, estaria contudo associado a uma altura em que o nível médio mar se encontraria ligeiramente acima do atual, tendo este sido atingido *c.* de 4400 BP (5000 cal BP) (Moura *et al.*, 2007).

Os fragmentos de conchas de moluscos marinhos que são transportados e depositados na zona intertidal das praias ficam posteriormente cimentados nos *beachrocks*, podendo ser usados na datação por ^{14}C de um *beachrock*. Deste modo, é expectável que ocorra uma diferença temporal entre a altura da morte dos moluscos que deram origem àquelas conchas e a sua cimentação no *beachrock*. Para ultrapassar esta questão, é aconselhada uma recolha criteriosa das amostras de conchas de moluscos a datar, recorrendo a amostras sem sinais de alteração física ou química, reduzindo deste modo a diferença temporal entre a idade da concha e a sua cimentação. De salientar, que as idades determinadas, mesmo depois de corrigidas para o efeito de reservatório oceânico, constituem idades máximas para a formação do *beachrock*. Assim, ao realizar várias datações por ^{14}C , a data mais recente será a que mais se aproximará da idade de formação do *beachrock*. Por outro lado, e de acordo com Hopley (1986), a diferença entre a altura da morte do molusco e a sua cimentação num *beachrock* pode atingir a centena ou mesmo o milhar de anos.

5.2. Datação de eolianitos por ^{14}C

Se considerarmos que a areia que é deflacionada do campo dunar possui uma idade média aparente de ^{14}C , a qual é característica desse corpo dunar, designadamente durante o período temporal em que ocorreu o transporte, a datação por ^{14}C dos carbonatos dos eolianitos presentes numa determinada região poderá determinar as suas idades relativas. No entanto, a obtenção de idades reais através de ^{14}C para este tipo de estruturas é uma

tarefa bastante mais complexa, devido sobretudo à inexistência de material orgânico suscetível de datação, como, por exemplo, carvões ou ossos. Assim, a datação por ^{14}C da fração carbonatada presente nestas formações torna-se a única opção. Contudo, a fração carbonatada que compõe os eolianitos acaba por traduzir uma mistura de constituintes: carbonatos de origem biogénica e lítica, incluindo também carbonatos resultantes da dissolução e re-precipitação dos pré-existentes, conduzindo deste modo à obtenção de uma idade aparente, não real, para a estrutura.

Tendo em conta esta problemática relativa à datação por ^{14}C destas estruturas sedimentares, foram determinadas idades para a formação de dois dos eolianitos presentes na região da estremadura portuguesa, nomeadamente em Magoito e Oitavos, uma vez que estes se sobrepõem a contextos suscetíveis de serem datados com rigor e precisão, obtendo-se idades reais. O primeiro, assenta sobre um concheiro epipaleolítico, enquanto que o segundo assenta num paleosolo contendo matéria orgânica e conchas de caracóis terrestres (*Helix sp.*). Foi determinada para Magoito uma idade holocénica (c. 9000 BP) (Daveau *et al.*, 1982; Soares, 2003) enquanto que, para Oitavos, a sua formação terá ocorrido durante a última fase interstadial do OIS 3, c. 32000 BP (Soares *et al.*, 2006). Dada a proximidade geográfica, foi possível estabelecer uma cronologia relativa e absoluta para os eolianitos presentes nas praias de S. Julião e Aguda e na praia Azul, com base na datação por ^{14}C da fração carbonatada (Soares *et al.*, 2012).

5.3. Eolianitos na costa sul Portuguesa

A informação relativa à descrição e localização dos afloramentos de eolianitos analisados nesta dissertação foi efetuada com base nos trabalhos desenvolvidos por Pereira (1985, 1990) e Pereira e Correia (1987) na zona ocidental e meridional do Algarve.

As acumulações arenosas eólicas consolidadas presentes na costa sul Portuguesa assentam geralmente em formações do Maciço Antigo, arenitos plio-pleistocénicos, depósitos de vertente e calcários, e apresentam grau de consolidação e carsificação variados. Os afloramentos apresentam formas e dimensões bastante distintas, ocupando posições geomorfológicas variadas e, por vezes, não preservando vestígios do regime eólico (Pereira, 1987).

De salientar que estas formações não contêm material orgânico passível de datação por ^{14}C que permitam determinar diretamente a idade real associada à sua formação. Deste modo, será apenas possível estabelecer, em princípio, uma cronologia relativa para a

formação destas estruturas. Desta forma, e como já foi mencionado, as idades de ^{14}C a serem determinadas serão considerados como aparentes.

Tendo em consideração esta problemática, e para além das amostras de eolianito, foi também efetuada a colheita de amostras recentes (em 2010 e 2011) de areia nas praias da Cordoama e de Armação de Pêra, com o objetivo de efetuar a sua datação por ^{14}C determinando desta forma a sua idade aparente. Para além destas amostras, foram também recolhidas amostras de areia do cordão dunar da praia de Armação de Pêra e da Ilha da Culatra, nesta num sector cuja acumulação se efetuou entre os anos de 1947 e 1976, o que é constatável por observação de fotografia aérea (Garcia *et al.*, 2002; Pacheco *et al.*, 2008).

Também com o objetivo de melhor interpretar as datas obtidas com as amostras do eolianito e do *beachrock* foram igualmente colhidas amostras recentes, constituídas exclusivamente por fragmentos de conchas de moluscos, presentes na zona intertidal na praia de Armação de Pêra e na Praia Grande, o que ajudará a ajuizar a potencial magnitude temporal entre a morte do molusco e a sedimentação da sua concha.

Deste modo, e na sequência dos trabalhos efetuados na região da estremadura portuguesa (Soares *et al.*, 2012) em que foi utilizada a datação por ^{14}C da fração carbonatada de eolianitos como uma ferramenta viável para a conceção de esqueletos geocronológicos, foi também aqui seguida uma metodologia semelhante para a criação, pela primeira vez, de um esqueleto cronológico, baseado em datações por ^{14}C , para as fases de formação dos eolianitos presentes não só na praia de Armação de Pêra e Praia Grande, mas também nas praias da Cordoama, Castelejo, Telheiro, Sagres e Salema.

5.3.1. Localização e recolha de amostras

Como já foi mencionado, foram recolhidas amostras em diferentes estruturas arenosas sedimentares durante o decurso das campanhas de amostragem realizadas nos anos de 2010, 2011 e 2012 no âmbito desta dissertação, designadamente amostras de afloramentos de eolianitos e *beachrocks*, areias de campos dunares e praias representativas de acumulações atuais, bem como fragmentos de conchas de moluscos.

As amostras de afloramentos de eolianitos foram colhidas nas praias da Cordoama, Castelejo, Telheiro, Sagres, Salema e Armação de Pêra e as de *beachrock*, nas praias contíguas de Armação de Pêra e Praia Grande (Fig. 5.4). Em cada um destes locais, foram recolhidas várias amostras, com pesos que oscilavam entre 1 e 2 Kg, através de desmonte mecânico, recorrendo para tal à utilização de martelo de geólogo. Foram selecionadas amostras que não apresentavam sinais visíveis de alteração (filonetes resultantes da

precipitação de carbonatos, raízes e plantas), tendo sido descartada a camada de alteração exterior presente em algumas das estruturas amostradas, a qual normalmente apresenta uma pátina negra cuja penetração para o interior do afloramento não excede os 2 a 3 cm. As amostras foram posteriormente acondicionadas em sacos de PVC, e convenientemente catalogadas, passando por uma fase de secagem à temperatura ambiente, após o transporte para o laboratório onde se efetuaram as análises.



Fig. 5.4 - Localização dos locais amostrados.

Relativamente aos afloramentos de *beachrock*, do que se encontra presente na praia de Armação de Pêra, junto à desembocadura da ribeira de Alcantariilha, foram seleccionadas duas amostras *in situ* que incluem os componentes líticos e biogénicos que compõem o *beachrock*. Destas amostras foram separadas três sub-amostras; duas compostas exclusivamente por fragmentos de conchas de moluscos e uma terceira, constituída pelo conjunto dos componentes líticos e biogénicos que formam o *beachrock*. Na Praia Grande, contígua à praia de Armação de Pêra, entre as desembocaduras da ribeira de Alcantariilha e da ribeira de Espiche, foi amostrado outro retalho de *beachrock*, que se encontra atualmente, na sua maior parte, coberto pelas areias da praia atual.

Foram também recolhidas amostras correspondentes a acumulações atuais, nomeadamente das areias da praia de Armação de Pêra e dos campos dunares da praia de

Armação de Pêra e da Ilha da Culatra, bem como das acumulações arenosas presentes na zona supratidal da praia da Cordoama. Para além destas amostras arenosas, foram ainda recolhidas aleatoriamente amostras de fragmentos de conchas de moluscos presentes na zona intertidal da praia de Armação de Pêra e da Praia Grande.

A descrição do procedimento de pré-tratamento utilizado encontra-se no capítulo 2.

5.4 Resultados

5.4.1 Acumulações arenosas atuais

5.4.1.1 Armação de Pêra

Como já foi mencionado, foi efetuada nesta praia a colheita de amostras atuais (colheita efetuada em 2010) de areia de praia, de areia de duna e de fragmentos de conchas de moluscos na zona intertidal. Esta recolha teve por objetivo avaliar a idade aparente destas acumulações sedimentares recentes bem como a incerteza associada à datação dos fragmentos de conchas dos *beachrocks*. Deste modo, uma amostra com cerca de 2 kg de areia de praia colhida na zona supratidal da Praia de Armação foi separada em várias frações granulométricas: $\mu \geq 4$ mm ($\mu \leq -2\phi$), $2 \leq \mu \leq 4$ mm ($-1\phi \leq \mu \leq -2\phi$), $1 \leq \mu \leq 2$ mm ($0\phi \leq \mu \leq -1\phi$), $0,5 \leq \mu \leq 1$ mm ($1\phi \leq \mu \leq 0\phi$) e $\mu \leq 0,5$ mm ($\mu \geq 1\phi$) encontrando-se os resultados obtidos na tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Resultados obtidos para a areia de praia e do cordão dunar e para fragmentos de conchas colhidos na praia de Armação de Pêra.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Areia de praia atual				
Sac-2612	AP ($\mu \leq -2\phi$) (s/d)	Areia carbonatada (fragmentos de conchas)	1420 ± 50	+0.78
Sac-2613	AP ($-1\phi \leq \mu \leq -2\phi$) (s/d)	Areia carbonatada (fragmentos de conchas)	1600 ± 60	+0.58
Sac-2641	AP ($0\phi \leq \mu \leq -1\phi$) (s/d)	Areia carbonatada	4110 ± 40	-0.30
Sac-2640	AP ($1\phi \leq \mu \leq 0\phi$) (s/d)	Areia carbonatada	5520 ± 40	-0.90
Sac-2683	AP ($1\phi \leq \mu \leq 0\phi$) (c/d)	Areia carbonatada	6200 ± 50	-2.21
Sac-2639	AP ($\mu \geq 1\phi$) (s/d)	Areia carbonatada	7040 ± 45	-1.63
Areia do cordão dunar atual				
Sac-2642	Ar. Pêra Duna (s/d)	Areia carbonatada	6160 ± 40	- 1.24
Sac-2684	Ar. Pêra Duna (c/d)	Areia carbonatada	6470 ± 45	- 2.63
Fragmentos de conchas moluscos atuais				
Sac-2614	AP 1 (fr. intermédia) *	F. conchas moluscos	1200 ± 35	+0.51
Sac-2615	AP 1 (fr. interna) *	F. conchas moluscos	1310 ± 40	+0.76

(s/d) – sem descontaminação; (c/d) – com descontaminação; *- note-se que, neste caso, a descontaminação consistiu na eliminação de 1/3 do peso das conchas (camada externa) por reação ácida (HCl) prévia ao processamento na linha de síntese de benzeno.

De salientar que as frações granulométricas $\mu \leq -2\phi$ e $-1\phi \leq \mu \leq -2\phi$, são compostas exclusivamente por fragmentos de conchas de moluscos.

Relativamente aos dados obtidos para as restantes frações, compostas por elementos líticos com uma fração carbonatada (de natureza inorgânica e biogénica) é facilmente observável que o valor das datas de ^{14}C aumenta em função da diminuição da dimensão dos grãos.

De assinalar que para a datação da fração composta por grãos de areia com dimensões $1\phi \leq \mu \leq 0\phi$, foi utilizada uma amostra não descontaminada e uma amostra descontaminada. As idades obtidas mostram que a amostra em que foi efetuada descontaminação apresenta uma idade mais antiga, cerca de 680 anos de ^{14}C , relativamente à da amostra em que não se procedeu à descontaminação com ácido acético. Esta diferença demonstra que a eliminação de contaminantes “recentes” é de certo modo efetiva recorrendo a este tipo de pré-tratamento. O mesmo se verificou com as duas amostras datadas colhidas no cordão dunar.

Relativamente às datas de ^{14}C determinadas para as conchas de moluscos recolhidas na zona intertidal da praia de Armação de Pêra foi determinada a data de 1200 ± 35 BP para a fração intermédia, e de 1310 ± 40 BP para a fração interna desta amostra. Apesar do ambiente altamente energético que caracteriza a zona intertidal de uma praia, as idades determinadas acabam por deixar patente que as idades aparentes dos fragmentos de conchas atualmente presentes nesta zona da praia e posteriormente remobilizadas podem atingir uma magnitude não desprezável (muito superior ao valor do efeito de reservatório oceânico, R), que deve ser equacionada na análise de estruturas sedimentares cuja datação por ^{14}C é efetuada sobre este tipo de amostras (caso dos *beachrocks*). Ou seja, existe uma diferença temporal entre a altura da morte do molusco marinho, o seu transporte e a “incorporação” da sua concha no corpo sedimentar, que deve ser levada em linha de conta na determinação de idades para a formação destas estruturas.

Uma situação análoga, mas de cariz arqueológico, observa-se na ocupação sidéica do Castelo de Castro Marim (Arruda *et al.*, *in press*) em que as datações de ^{14}C obtidas com amostras constituídas por conchas de *Glycymeris* sp. (que serviam de pavimentos) são invariavelmente mais antigas, entre 1000 e 1300 anos de ^{14}C , do que as amostras da biosfera terrestre provenientes dos mesmos contextos.

5.4.1.2 Praia Grande

Na Praia Grande (contigua à praia de Armação de Pêra) foi também efetuada a datação de fragmentos de conchas presentes atualmente na zona intertidal desta praia. A

análise foi efetuada em fragmentos de conchas, agora apenas de *Acanthocardia tuberculata*, tendo sido determinada uma idade moderna para esta amostra (Sac-2807: $99,4 \pm 0,4$ % pM, $\delta^{13}\text{C} = +0,12$ ‰).

5.4.1.3 Ilha da Culatra

A colheita de amostras na Ilha da Culatra foi efetuada em outubro de 2011, tendo sido obtidas três amostras de areia não consolidada (Fig. 5.5) num setor da ilha em que a acumulação arenosa teve lugar entre 1947 e 1976. Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.2.



Fig. 5.5 – Localização das áreas de recolha e imagens das amostras recolhidas na Ilha da Culatra (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197).

Tabela 5.2 – Resultado obtidos para as amostras recolhidas na duna presente na Ilha da Culatra.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Ilha da Culatra				
Sac-2756	Culatra 1 (s/d)	Areia carbonatada	6750 ± 60	-0,68
Sac-2759	Culatra 2 (s/d)	Areia carbonatada	8250 ± 50	-1,29
Sac-2758	Culatra 2 (c/d)	Areia carbonatada	10310 ± 130	-1,66
Sac-2760	Culatra 3 (s/d)	Areia carbonatada	7480 ± 60	-0,98

(s/d) – sem descontaminação, (c/d) – com descontaminação

As amostras Culatra 1 (Sac-2756) e Culatra 2 (Sac-2758/9) foram obtidas a partir de amostras recolhidas na zona central da acumulação arenosa, cerca de 20 cm abaixo do nível atual da vegetação, por forma a eliminar eventuais contaminações resultantes da existência de vegetação. A amostra Culatra 3 (Sac-2760) foi recolhida a norte das amostras anteriores na zona intertidal da ilha da Culatra. As idades obtidas variam entre 6750 ± 60

BP (Sac-2756) e 8250 ± 50 BP (Sac-2759) para as amostras em que não foi efetuada descontaminação. Foi determinada a idade de 10310 ± 130 BP (Sac-2758) para a amostra Culatra 2 após descontaminação. De salientar, que o conteúdo carbonatado destas areias é francamente baixo, oscilando entre $6,4 \pm 1,7$ % CaCO_3 (Culatra 1) e $8,7 \pm 0,8$ % CaCO_3 (Culatra 2). Este facto, conduziu a que o procedimento de descontaminação apenas tenha sido aplicado a uma das amostras, Culatra 2, uma vez que as restantes apresentavam um conteúdo carbonatado reduzido, o que exigiria a utilização de amostras demasiado grandes.

De salientar que esta *décalage* entre a idade aparente (*c.* 10 ka) e a idade real de formação desta acumulação arenosa (*c.* 60 anos) resulta da combinação de vários fatores. Os constituintes carbonatos destes sedimentos ao serem depositados já apresentam uma idade aparente anterior à sua deposição. Esta idade aparente, será uma consequência, por um lado do “tempo” de transporte que tiveram e, por outro, da mistura de constituintes carbonatados, do seu grau de alteração e da eficiência do procedimento de descontaminação utilizado. Este caso é bastante elucidativo da problemática inerente à determinação de idades de ^{14}C utilizando a fração carbonatada das areias, devido sobretudo à magnitude que a diferença entre a idade aparente e a idade real pode apresentar.

5.4.1.4 Cordoama

Na praia da Cordoama (também referida na bibliografia como praia da Cordama) foi efetuada a colheita de uma amostra de areia na zona supratidal da praia da Cordoama em outubro de 2011. Obteve-se o resultado de 9710 ± 50 BP (Sac-2777) para a fração inferior a 2 mm ($> - 1\phi$) desta amostra após descontaminação, tendo sido determinado um valor de $\delta^{13}\text{C}$ de $-1,77$ ‰.

5.4.2 Acumulações arenosas consolidadas (eolianitos)

5.4.2.1 Cordoama ($37^{\circ} 06' \text{ N}$; $8^{\circ} 56'' \text{ W}$)

Também na praia da Cordoama foram recolhidas quatro amostras nos afloramentos de eolianito presente na margem direita do barranco norte, junto à praia (Fig. 5.6): duas no eolianito (de pequena espessura — *c.* de 10 cm) que cobre um depósito de coluvião (C1 e C2, Fig. 5.7), e duas amostras na base da estrutura eólica consolidada, por debaixo do depósito coluvial (C3 e Base, Fig. 5.7). Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.3.



Fig. 5.6 – Mapa de localização dos afloramentos de eolianito amostrados na Praia da Cordoama (Fonte imagem, Google Earth v.6.0.3.2197).

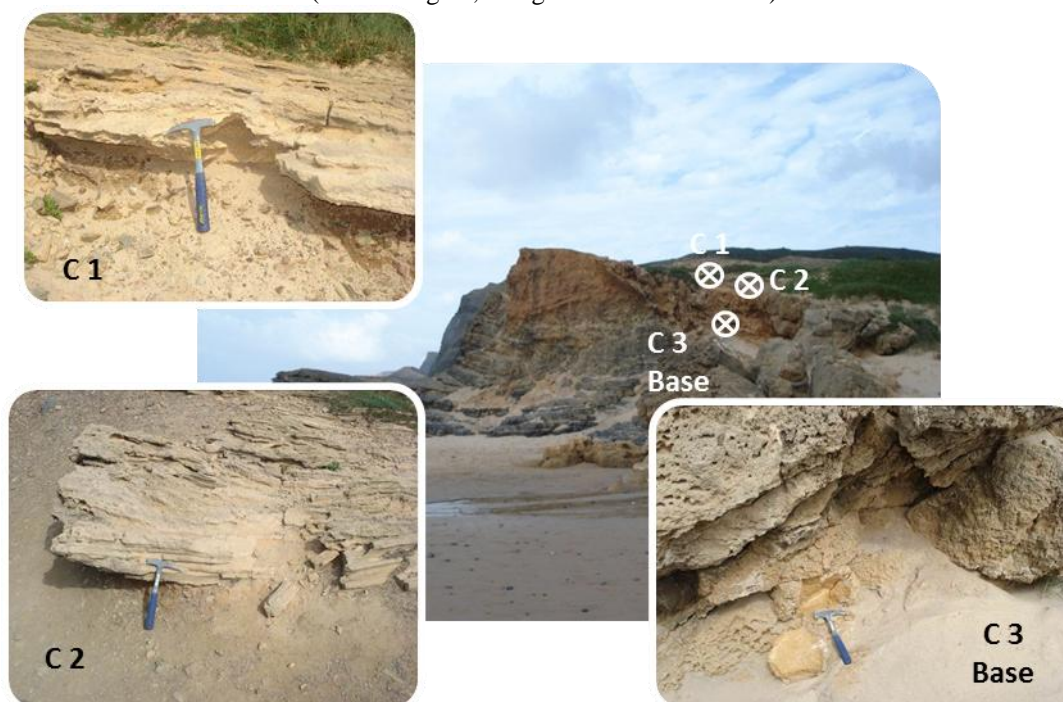


Fig. 5.7 – Afloramentos de eolianito amostrados na Praia da Cordoama.

Tabela 5.3 – Resultados obtidos para as amostras de eolianito recolhidas na praia da Cordoama.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Cordoama (Eolianito)				
Sac-2636	C1 (c/d)	Areia carbonatada	10680 ± 50	-3,99
Sac-2592	C2 (c/d) A	Areia carbonatada	7330 ± 45	-5,39
Sac-2637	C2 (c/d) B	Areia carbonatada	8010 ± 50	0*
Sac-2593	C3 (c/d) A	Areia carbonatada	29310 ± 220	-5,42
Sac-2638	C3 (c/d) B	Areia carbonatada	29420 ± 210	-4,59
Sac-2778	Base (c/d)	Areia carbonatada	28320 ± 180	-6,14

(c/d) – com descontaminação; A – 1ª datação; B – 2ª datação; * não foi efetuada medição

As amostras analisadas foram sujeitas ao procedimento de pré-tratamento descrito no capítulo 2 (descontaminação com ácido acético), tendo sido efetuadas duas datações para as amostras C2 e C3. Para a amostra C2, foram obtidas as datas 7330 ± 45 BP (A – primeira datação) e 8010 ± 50 BP (B – segunda datação); no caso da amostra C3 foram determinadas as datas 29310 ± 220 BP (A – primeira datação) e 29420 ± 210 BP (B – segunda datação).

Se no caso da amostra C3 as idades obtidas são estatisticamente indiferenciáveis, no caso da amostra C2 existe uma diferença de valores estatisticamente diferenciáveis. Este facto pode ser explicado, por um lado, pela heterogeneidade do depósito eólico e por outro pela eventual presença de contaminação por carbonatos de neoformação que possam ter resistido à fase de pré-tratamento, traduzindo-se num rejuvenescimento da idade determinada.

Relativamente à diferença nas idades aparentes obtidas para as estruturas eolianíticas alvo de datação esta situa-se na ordem dos 20 ka de ^{14}C . Esta diferença é de uma magnitude que indicia a existência de dois períodos de formação diferentes para estas estruturas. Este facto é confirmado pela presença de depósito coluvional entre as duas formações analisadas, o que traduz um hiato na deposição eólica. As datações efetuadas no eolianito que cobre o depósito de coluvião (Tab. 5.3, C1 e C2) indicam que tem a mesma idade aparente que a areia de praia atual, podendo deste modo ser considerada como uma acumulação muito recente de areias.

5.4.2.2 Castelejo ($37^{\circ} 05' \text{ N}$; $8^{\circ} 56' \text{ W}$)

Na praia do Castelejo a estrutura eolianítica atinge uma dimensão considerável ($0,12 \text{ km}^2$) e ocupa a vertente da arriba até cerca de 600 m da praia. Para além deste local, na designada laje do Castelejo (Fig. 5.8) é também possível encontrar afloramentos desta estruturas cobrindo depósitos de origem aluvio-coluvial (Pereira, 1987). Foram colhidas seis amostras nos vários afloramentos de eolianito presentes na praia do Castelejo: quatro na Laje do Castelejo, uma junto ao atual apoio de praia, próximo do estacionamento, e uma última no topo da vertente sul (Fig. 5.8). Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.4.



Fig. 5.8 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados na praia do Castelejo (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197).

Tabela 5.4 – Resultados obtidos para os afloramentos de eolianito presente na praia do Castelejo.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Castelejo (Eolianito)				
Sac-2591	C1 Laje Bc (c/d)	Areia carbonatada	39990 ± 300	-5,39
Sac-2586	C2 Laje (c/d)	Areia carbonatada	34080 ± 340	-5,00
Sac-2779	Castelejo Base/Laj. (c/d)	Areia carbonatada	33240 ± 290	-4,93
Sac-2780	Castelejo Topo/Laj. (c/d)	Areia carbonatada	33830 ± 300	-5,12
Sac-2585	C3 Café (c/d)	Areia carbonatada	38510 ± 500	-6,62
Sac-2584	C4 Sul (c/d)	Areia carbonatada	25140 ± 140	-8,44

(c/d) – com descontaminação.

As amostras analisadas, à semelhança do que se efetuou para as amostras da Cordoama, foram alvo de um processo de descontaminação com ácido acético, durante a fase de pré-tratamento.

Os resultados obtidos oscilam entre cerca de 40 ka e 25 ka de ^{14}C . De salientar que para a amostra C4 sul, em que foi determinada a idade mais recente 25140 ± 140 BP para o conjunto de amostras analisadas, determinou-se um valor francamente baixo de $\delta^{13}\text{C}$ (-8,44 ‰) indiciador da presença de uma contaminação significativa desta amostra que não foi possível eliminar totalmente com o pré-tratamento utilizado

De assinalar, também, a presença de um concheiro Epipaleolítico localizado numa pequena plataforma na margem direita do pequeno ribeiro que desagua próximo da praia do Castelejo. Neste sítio arqueológico existem vestígios de várias fases de ocupação intercaladas por níveis arenosos (com fragmentos de eolianito). As datações de ^{14}C obtidas

sobre madeira carbonizada, para os primeiros níveis de ocupação, variam ente 7880 ± 60 BP (ICEN-215) e 7970 ± 60 BP (ICEN-211) (Soares, 2005). Assim, e uma vez que se encontravam fragmentos erodidos da estrutura eolianítica entre os níveis de ocupação, esta estrutura já existiria aquando da estabelecimento da ocupação pré-histórica, ou seja, confirmando que a estrutura eolianítica que se encontra nesta praia terá mais de 7900 anos de ^{14}C .

5.4.2.3 Telheiro ($37^{\circ} 02' \text{ N}$; $8^{\circ} 58' \text{ W}$)

Na praia do Telheiro é possível encontrar alguns vestígios de afloramentos de eolianitos no topo da arriba, junto à praia. Trata-se de um afloramento cujo testemunho atual se reduz a um pequeno relevo francamente alterado por meteorização química e física. Foi efetuada a recolha de duas amostras de eolianito (Telheiro I e Telheiro II, Fig. 5.9) no topo da arriba e mais duas amostras (Telheiro III e Telheiro IV, Fig. 5.9) nas vertentes da ribeira, a norte do primeiro local de amostragem. Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.5.

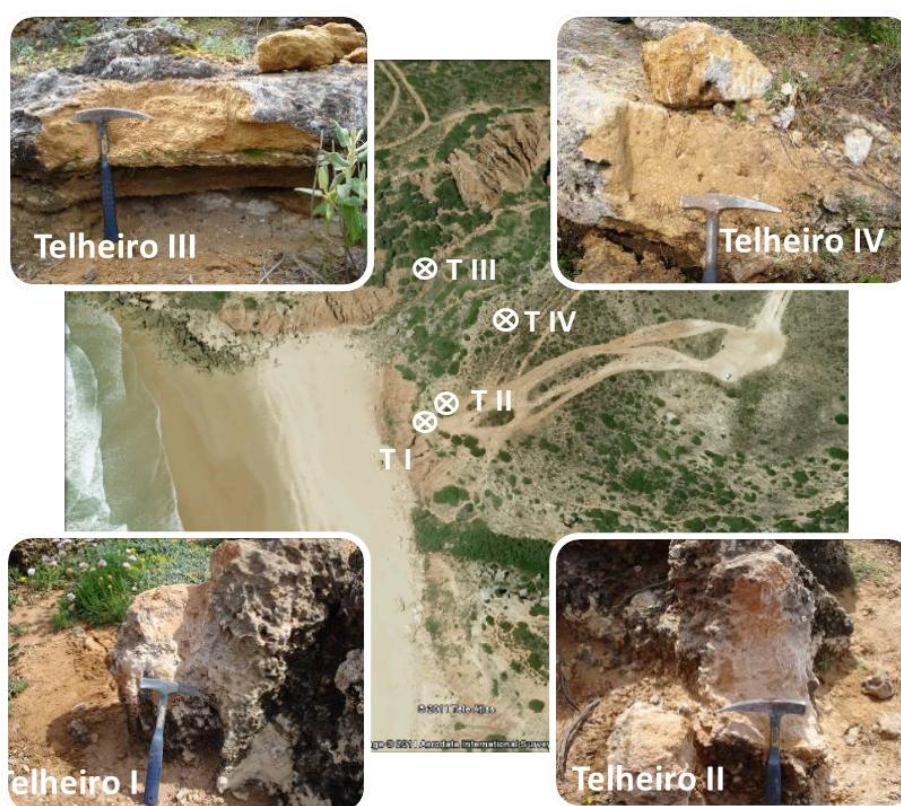


Fig. 5.9 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados na praia do Telheiro (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197)

Tabela 5.5 – Resultados obtidos para as amostras de eolianito recolhidas na praia do Telheiro.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Telheiro Eolianito				
Sac-2644	Telheiro I (c/d)	Areia carbonatada	41370 \pm 710	-3.19
Sac-2694	Telheiro II (c/d)	Areia carbonatada	35330 \pm 340	-4.34
Sac-2693	Telheiro III (c/d)	Areia carbonatada	40870 \pm 620	-4.04
Sac-2692	Telheiro IV (c/d)	Areia carbonatada	33580 \pm 290	-4.40

(c/d) – com descontaminação.

As amostras analisadas foram sujeitas a descontaminação, tendo sido determinadas idades que oscilam entre os 33580 \pm 340 BP (Telheiro IV) e 41370 \pm 710 BP (Telheiro I). Apesar de as amostras Telheiro I e III, bem como as amostras Telheiro II e IV apresentarem horizontes temporais similares, que diferem cerca de 6000 a 7000 anos de ^{14}C , estas diferenças deverão dever-se sobretudo, ao elevado grau de alteração dos afloramentos analisados, sendo atribuída, deste modo, uma fiabilidade reduzida para as idades aparentes de menor valor que foram obtidas. Por outro lado, os afloramentos de eolianito parecem contemporâneos, não sendo observável a ocorrência de diferentes fases de geração desta estrutura.

5.4.2.4 Sagres (37° 00' N; 8° 56' W)

Em Sagres encontra-se um afloramento de eolianito de encontro à arriba da enseada, junto à fortaleza de Sagres. Representam o que resta de um afloramento de talude com um declive entre 28° e 26°, que mergulha no sentido do mar, sofrendo atualmente um desmantelamento acelerado devido à intensidade da abrasão marinha neste local. De acordo com Zbyszewski (1940) e Pereira (1987) que analisaram as inclinações deste afloramento, foram consideradas duas possíveis origens para as areias que compõem o afloramento: ou seriam provenientes da plataforma de Sagres sob ação de ventos do setor norte, ou o eolianito teria sido formado sob ação de ventos do setor sul.

Foram recolhidas duas amostras próximo da Fortaleza de Sagres (Fig. 5.10). As amostras foram recolhidas acima e abaixo de uma descontinuidade visível no afloramento que apontava para a eventual presença de duas gerações de dunas. Os dados obtidos encontram-se na tabela 5.6.

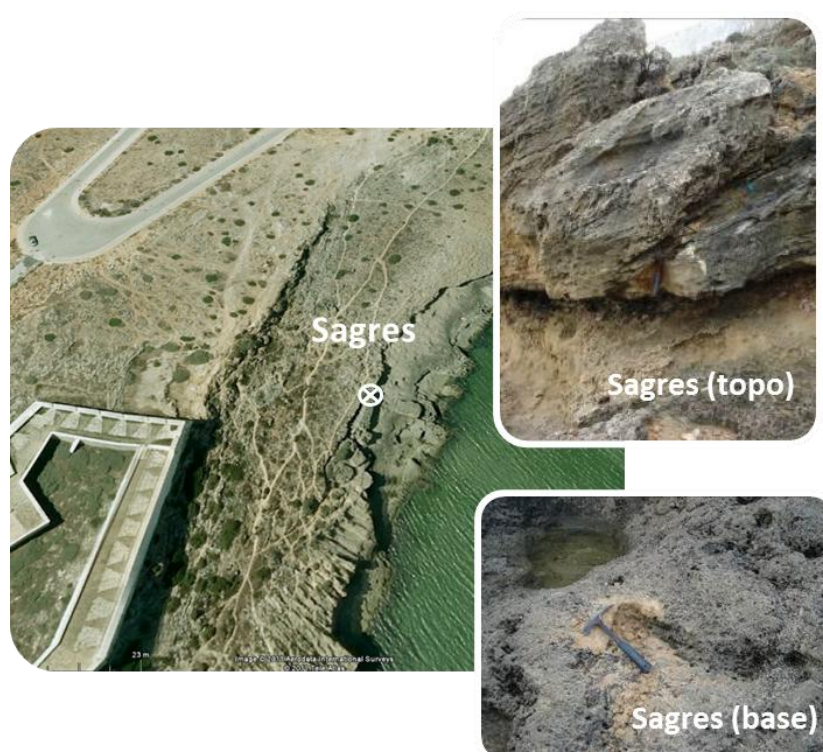


Fig. 5.10 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados em Sagres. (Fonte mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197)

Tabela 5.6 – Resultados obtidos para eolianito presente em Sagres.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Sagres (Eolianito)				
Sac-2685	Sagres (topo) (c/d)	Areia carbonatada	24270 ± 120	-3.42
Sac-2686	Sagres (base) (c/d)	Areia carbonatada	23020 ± 110	-3.74

(c/d) – com descontaminação.

Foi obtida uma idade aparente de 24270 ± 120 BP (Sac-2685) para a amostra Sagres (topo) e de 23020 ± 110 BP (Sac-2686) para a amostra Sagres (base). Com cerca de 1200 anos de ^{14}C de diferença, e sendo a “base” mais recente que o “topo” vários cenários poderiam ser colocados para tentar explicar esta aparente inversão estratigráfica. Se, por um lado, a diferença de 1200 anos de ^{14}C é significativa para amostras de natureza orgânica, para a fração carbonatada dos eolianitos a sua significância tende a esbater-se. Para além da problemática já mencionada relacionada com a datação por ^{14}C desta fração, a meteorização química e física que se verifica atualmente sobre este afloramento, devido à sua localização geográfica, poderá explicar a inversão nas idades obtidas para este afloramento. Ou seja, tratar-se-á de uma variação artificial resultante de diferentes graus de alteração do afloramento.

No entanto outro cenário poderá explicar as datações obtidas uma vez que o “topo” e a “base” poderão não ser necessariamente concordantes em termos de formação, ou seja

a base mais antiga que o topo. Sendo esta sucessão de camadas apenas referentes à posição relativa da amostragem e não das camadas de formação do eolianito presentes neste local

5.4.2.5 Salema (37° 03' N; 8° 49' W)

Na praia da Salema, foi efetuada a colheita de quatro amostras de eolianito num pequeno afloramento junto à praia (Fig. 5.11). O afloramento encontra-se junto a uma área em que ocorreu um deslizamento de vertente, repousando atualmente na zona intertidal da praia. O afloramento exhibe estratificação entrecruzada (Fig. 5.11). Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.7.



Fig. 5.11 – Mapa de localização e imagem do afloramento de eolianito amostrados na Praia da Salema (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197).

Tabela 5.7 – Resultados obtidos para o eolianito presente na praia das Salema.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Salema (Eolianito)				
Sac-2643	Salema I (c/d)	Areia carbonatada	25740 ± 400	-2.64
Sac-2689	Salema II (c/d)	Areia carbonatada	30210 ± 300	-4.03
Sac-2690	Salema III (c/d)	Areia carbonatada	30950 ± 380	-3.71
Sac-2691	Salema IV (c/d)	Areia carbonatada	33300 ± 440	-4*

(c/d) – com descontaminação,* não foi efetuada a medição (valor estimado).

As idades aparentes determinadas estão de acordo com a “sucessão estratigráfica” aparentemente presente no afloramento. Deste modo, a unidade superior apresenta uma idade aparente de 25740 ± 400 BP (Salema I) as duas unidades intermédias 30210 ± 300 BP (Salema II) e 30950 ± 380 BP (Salema III), respetivamente, e a base, a idade mais antiga, 33300 ± 440 BP (Salema IV). A reduzida extensão assim como a posição em que o

afloramento se encontra (numa zona de deslizamento) não permite a definição real da sua estratigrafia, podendo a cronologia obtida para aquela “sucessão estratigráfica” ser ilusória.

Deste modo, e apesar das diferenças que se observam nas idades, não será de considerar a existência de várias “gerações de dunas” neste afloramento sendo as diferenças observadas muito provavelmente associadas à eventual presença de contaminações não eliminadas nas amostras processadas.

5.4.2.6 Armação de Pêra (37° 05' N; 8° 20' W)

Em Armação de Pêra foram recolhidas cinco amostras em afloramentos do eolianito que se encontra ao longo do cordão dunar atual (Fig. 5.12). Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.8.

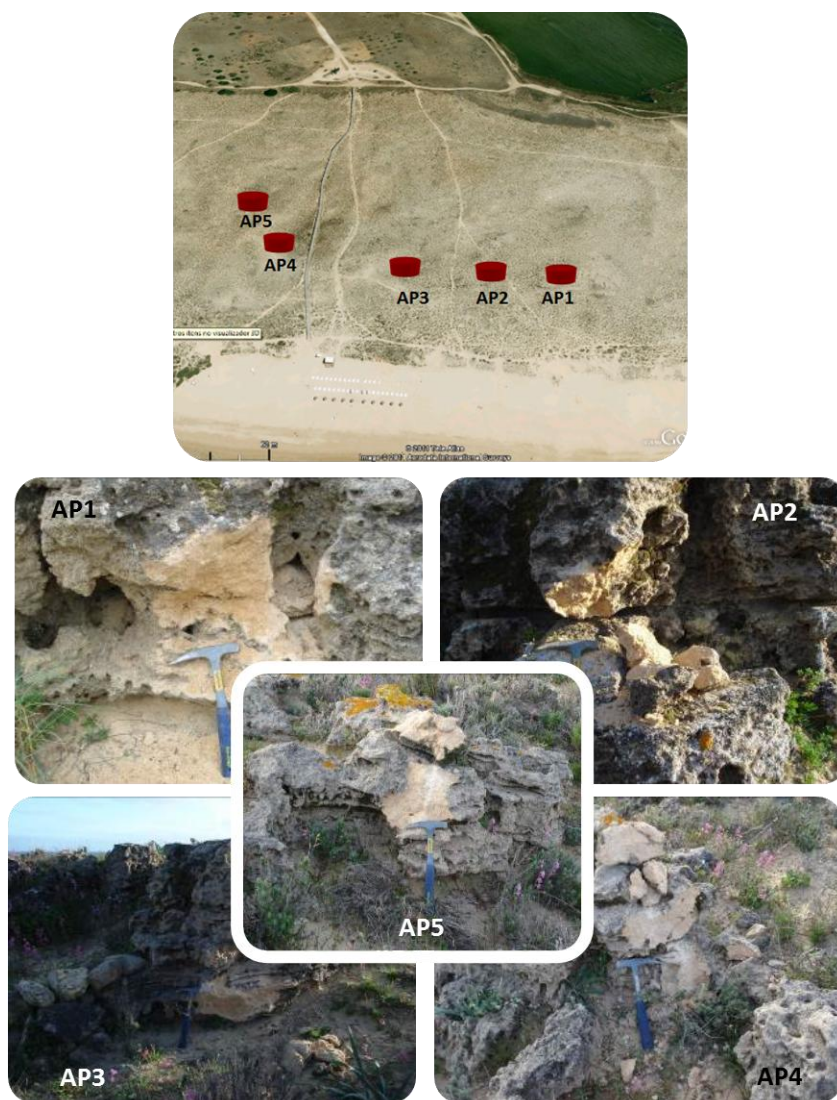


Fig. 5.12 – Mapa de localização e imagens dos afloramentos de eolianito amostrados em Armação de Pêra entre a foz da ribeira de Alcantarilha e de Espiche (Fonte do mapa de localização, Google Earth v.6.0.3.2197).

Tabela 5.8 – Resultados obtidos para os afloramentos de eolianito presente em Armação de Pêra (entre a foz da ribeira de Alcantarilha e a ribeira de Espiche).

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ¹⁴ C (BP)	δ ¹³ C (‰)
Armação de Pêra (Eolianito)				
Sac-2563	AP1 (c/d) A	Areia carbonatada	9390 ± 45	-3.94
Sac-2565	AP1 (c/d) B	Areia carbonatada	9920 ± 50	-3.50
Sac-2567	AP2 (c/d) A	Areia carbonatada	8760 ± 45	-4.39
Sac-2577	AP2 (c/d) B	Areia carbonatada	9190 ± 50	-4.48
Sac-2568	AP3 (c/d) A	Areia carbonatada	8860 ± 45	+0.30
Sac-2578	AP3 (c/d) B	Areia carbonatada	8930 ± 45	-5.19
Sac-2569	AP4 (c/d)	Areia carbonatada	8510 ± 45	+0.87
Sac-2576	AP5 (c/d)	Areia carbonatada	7590 ± 45	-4.78

(c/d) – com descontaminação; A – 1ª datação; B – 2ª datação.

As amostras analisadas foram todas sujeitas ao procedimento de pré-tratamento com ácido acético, tendo sido determinada em três das amostras duas datações por ¹⁴C utilizando a metodologia já descrita no capítulo 2. Os resultados obtidos para as amostras em que foram realizadas duas datações (AP1, AP2 e AP3) mostram um “envelhecimento” nas idades de ¹⁴C obtidas para a segunda datação destas amostras.

De salientar que os afloramentos amostrados apresentam um aspeto ruiforme com sinais bastante visíveis de alteração química e física (ver figura 5.12). Apesar dos cuidados efetuados durante a recolha das amostras, e da utilização do procedimento de descontaminação no processamento das mesmas, estas contaminações parecem ter de algum modo subsistido ao longo do processamento que sofreram estando na base do “envelhecimento” registado aquando da segunda datação (datações B, Tab. 5.8).

Considerando o conjunto de resultados obtidos vemos que variam entre 7590 ± 45 BP e 9920 ± 50 BP. Estas idades são relativamente mais antigas do que as obtidas no estudo efetuado por Moura *et al.* (2007) em que foram efetuadas várias datações de ¹⁴C em afloramentos da mesma estrutura eolianítica presente na praia de Armação de Pêra. As datas de ¹⁴C determinadas neste estudo sobre a fração carbonatada oscilam entre 5410 ± 50 BP (Beta-185790) e 7590 ± 60 BP (Beta-185794) (Moura *et al.*, 2007).

As diferenças que se observam resultam, provavelmente, da utilização, nesta dissertação, de um processo de descontaminação das amostras que parece estar ausente no procedimento adotado para as amostras alvo de datação referidas em Moura *et al.* (2007).

5.4.3 Acumulações arenosas consolidadas (*beachrocks*)

5.4.3.1 Armação de Pêra (37° 05' N; 8° 21' W)

O afloramento de *beachrock* amostrado encontra-se junto à desembocadura da ribeira de Alcantarilha, na praia de Armação de Pêra (Fig. 5.13), tendo sido colhidas duas amostras neste afloramento (Fig. 5.13).

As amostras foram desagregadas mecanicamente, tendo sido separadas duas amostras compostas exclusivamente por fragmentos de conchas de moluscos. O material remanescente de uma destas amostras foi também alvo de datação. Os resultados determinados encontram-se na tabela 5.9.

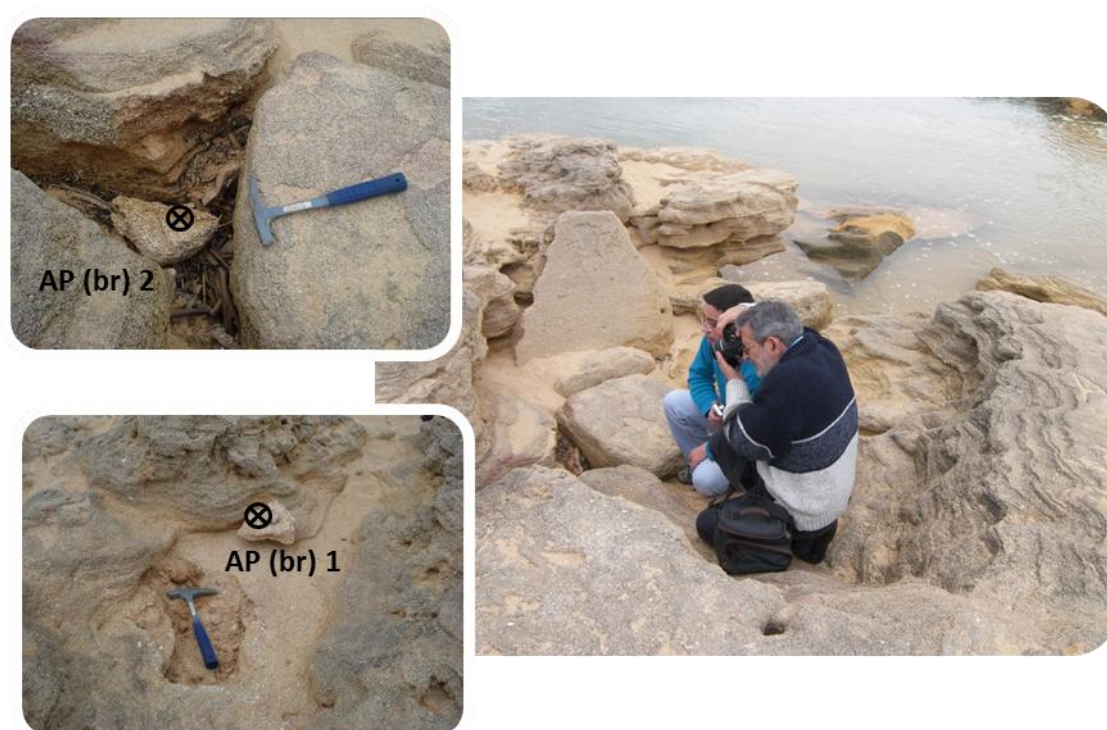


Fig. 5.13 – Imagens dos afloramentos de *beachrock* amostrado, encontrando-se localizado em Armação de Pêra na foz da ribeira de Alcantarilha.

Tabela 5.9 – Resultado obtidos para o *beachrock* presente em Armação de Pêra (foz da Ribeira de Alcantarilha).

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ¹⁴ C (BP)	δ ¹³ C (‰)
Armação de Pêra (<i>Beachrock</i>)				
Sac-2570	AP (br) 2	F. conchas moluscos	3590 ± 60	+0.15
Sac-2571	AP (br) 1	F. conchas moluscos	3730 ± 60	-0.01
Sac-2564	AP (br) 1 (c/d) A	Areia carbonatada	8220 ± 45	-3.38
Sac-2566	AP (br) 1 (c/d) B	Areia carbonatada	8830 ± 50	-3.17

(c/d) – com descontaminação; A – 1ª datação; B – 2ª datação,

As datas determinadas com os fragmentos de conchas são estatisticamente indiferenciáveis (2,72; ($\chi^2_{:0,05}=3,84$)) sendo deste modo viável o cálculo de uma idade média ponderada. O valor médio determinado foi de 3660 ± 42 BP.

De salientar que cada amostra é constituída por uma quantidade significativa de fragmentos de conchas de moluscos cujas características morfológicas não permitem, na maioria dos casos, a identificação das espécies. O simples facto de se encontrarem muito fraturadas alerta para a existência de um processo erosivo e de transporte mais ou menos intenso que pode ter decorrido durante um período de tempo significativo, antes da sua cimentação na estrutura do *beachrock*.

5.4.3.2 Praia Grande (37° 05' N; 8° 21' W)

Como já foi mencionado, um afloramento de *beachrock*, presente na Praia Grande, foi também alvo de amostragem (Fig. 5.14). Foram colhidas amostras deste afloramento tendo sido efetuada a datação de duas frações carbonatadas e de uma concha praticamente intata de *Acanthocardia tuberculata* que se encontrava no seio do afloramento (Fig. 5.14). Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.10.



Fig. 5.14 – Imagens dos afloramentos de *beachrock* amostrado na Praia Grande e da concha de *Acanthocardia tuberculata* analisada.

Tabela 5.10 – Resultado obtidos para o *beachrock* presente na Praia Grande.

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ¹⁴ C (BP)	δ ¹³ C (‰)
Praia Grande (<i>Beachrock</i>)				
Sac-2806	PG Acant.	<i>Acanthocardia tuberculata</i>	4280 ± 45	+0,03
Sac-2808	PG1 (c/d)	Areia carbonatada	8410 ± 45	-4,58
Sac-2809	PG2 (c/d)	Areia carbonatada	9000 ± 45	-6,09

(c/d) – com descontaminação.

Os resultados obtidos com a fração carbonatada deste eolianito são enquadráveis nos valores determinados para o afloramento de *beachrock* presente em Armação de Pêra (ver tabela 5.9) o que aponta para a sua contemporaneidade. A idade obtida para a concha de *Acanthocardia tuberculata*, 4280 ± 45 BP, é cerca de 600 anos mais antiga do que as idades determinadas para os dois conjuntos de fragmentos de conchas de moluscos provenientes do afloramento de *beachrock* presente em Armação de Pêra.

5.5 Discussão dos resultados

5.5.1 Acumulações arenosas atuais

As idades aparentes obtidas para as areias atuais de praias e cordões dunares analisadas no decurso desta dissertação variam entre cerca de 6,5 ka de ¹⁴C (cordão dunar atual presente em Armação de Pêra) e 10 ka de ¹⁴C (Praia da Cordoama, fração inferior a 2 mm; Ilha da Culatra, cordão dunar). Além disso, os resultados obtidos com as várias frações granulométricas separadas da areia de praia recolhida em Armação de Pêra permitiram constatar um “envelhecimento” nas idades em função da diminuição da sua classe dimensional. Por outro lado, atestam que as amostras dos corpos arenosos sedimentares atuais ou antigos, são constituídos por uma mistura complexa de constituintes de idades muito diversas, o que dificulta a determinação da idade real da sua formação.

O recurso ao processo de descontaminação mencionado anteriormente revelou-se um procedimento bastante eficaz, mas não de eficácia absoluta *a priori*, na eliminação de carbonatos de neoformação (vejam-se os resultados obtidos com as datações A e B, obtidas após a reação com o ácido acético — Tabelas 5.3 e 5.8). A presença destes carbonatos traduz-se, em termos de idades de ¹⁴C, num rejuvenescimento das idades determinadas. Podemos, no entanto, considerar que a utilização do procedimento de descontaminação em causa é uma boa abordagem para a eliminação (mesmo que parcial) dos carbonatos de neoformação.

Como já foi mencionado a *décalage* entre a idade aparente e a idade real de formação da acumulação arenosa é, como já foi mencionado, bastante notória na Ilha da Culatra, uma vez que esta acumulação tem cerca de 60 anos e obteve-se uma idade aparente de cerca de 10 ka. Este caso é bastante elucidativo da problemática inerente à determinação de idades de ^{14}C utilizando a fração carbonatada das areias.

Por outro lado, se analisarmos os resultados obtidos com as amostras da praia e do cordão dunar que se encontra na praia de Armação de Pêra, é possível verificar que as idades aparentes determinadas para a areia de praia são compatíveis com a idade aparente do cordão dunar.

De acordo com as idades aparentes determinadas para outras acumulações atuais, nomeadamente para o caso da Cordoama (de assinalar o valor de 10 ka de ^{14}C que foi determinado relativamente à fração inferior a 2 mm ($> -1\phi$)) e admitindo, em primeira aproximação, que essa idade aparente seja idêntica à dos campos dunares que originaram os eolianitos nesta região, poderão determinar-se idades reais para a formação desses eolianitos. Deste modo, a subtração de 10 ka de ^{14}C às idades aparentes obtidas para as frações carbonatadas das estruturas eolianíticas presentes nas Praias da Cordoama, Castelejo, Telheiro, Salema e Sagres conduzirá, em princípio, à obtenção de uma idade próxima da real para a formação destas estruturas.

O valor utilizado (de 10 ka) é muito próximo dos valores determinados para os eolianitos presentes também na costa ocidental portuguesa (região da Estremadura), em que foi considerado que a subtração de 11 ka à idade aparente seria uma abordagem adequada para a determinação da idade real para a formação destes eolianitos (Soares *et al.*, 2012).

Como mencionado anteriormente, foi também determinada a idade aparente de fragmentos de conchas de moluscos colhidos na zona intertidal da Praia de Armação de Pêra e da Praia Grande. A idade determinada para a fração interna dos fragmentos de conchas colhidos em Armação de Pêra foi de 1310 ± 40 BP (fração intermédia 1200 ± 35 BP), enquanto que na Praia Grande se obteve-se um valor moderno ($pM=99,4 \pm 0,4$ %), o que evidencia a presença de carbono radioativo proveniente dos testes nucleares em, pelo menos, algumas das conchas constituintes das amostras datadas. Para além desta datação, duas datações foram efetuadas para as frações granulométricas de maiores dimensões ($\mu \geq -2\phi$, e $-1\phi \leq \mu \leq -2\phi$) da areia recolhida na praia de Armação de Pêra, as quais eram exclusivamente compostas por fragmentos de conchas de moluscos, tendo sido determinadas as idades de 1420 ± 50 BP e 1600 ± 60 BP, respetivamente. Assim, e

admitindo que, como é lógico, também estas amostras deverão ter alguns restos de conchas que incorporaram ^{14}C proveniente dos testes nucleares, o que não acontece com as conchas colhidas nos *beachrocks* amostrados, então o valor de cerca de 1600 anos de ^{14}C (o maior dos valores determinados com as amostras de fragmentos de conchas) será aquele que mais se aproximará do valor médio que deve ser utilizado na correção das idades determinadas com macrorestos de conchas existentes neste *beachrock*. Esta diferença aproxima-se daquela que foi encontrada entre a idade de contextos sidéricos do Castelo de Castro Marim e a das amostras compostas por conchas inteiras de *Glycymeris* sp. utilizadas como pavimentos associados àqueles contextos. Essa diferença situa-se entre os 1000 e os 1300 anos de ^{14}C (Arruda *et al.*, *in press*).

5.5.2 Eolianitos

De salientar que as estruturas eolianíticas analisadas apresentam um grau de alteração química e física significativo, sendo um dos principais agentes responsáveis por esta alteração o mar, uma vez que parte destes afloramentos se encontram sob ação direta ou indireta deste agente erosivo. Por outro lado, a dimensão destes afloramentos não atinge uma expressão significativa (à exceção dos afloramentos amostrados na praia do Castelejo, Sagres e Armação de Pêra) encontrando-se parcialmente desmantelados ou cobertos por acumulações eólicas atuais, sendo a sua presença marcada por retalhos e afloramentos com pequena expressão, onde as formas características da sedimentação eólica se encontram, por vezes, ausentes.

Todas as amostras de eolianitos foram sujeitas ao procedimento de descontaminação com ácido acético. Assim, e dado que o efeito dos contaminantes (note-se que a descontaminação pode não ser totalmente efetiva, como já se referiu) se traduzirá num rejuvenescimento das idades determinadas, as idades mais antigas obtidas para cada eolianito serão consideradas como a melhor aproximação à verdadeira idade aparente da sua formação. Então, poderá afirmar-se que as idades aparentes determinadas para estas estruturas oscilam entre os 10 e os 41 ka. Nas praias do Castelejo e do Telheiro encontram-se os afloramentos de eolianito com idades aparentes mais antigas, 40 ka (Tab. 5.4) e 41 ka (Tab. 5.5), respetivamente. Os afloramentos de eolianito amostrados nas praias da Cordoama e da Salema apresentam idades aparentes de 29 ka (Tab. 5.3) e 33 ka (Tab. 5.7), respetivamente. Por outro lado, o afloramento de eolianito presente em Sagres apresenta uma idade aparente de cerca de 24 ka de ^{14}C (Tab. 5.6).

Como já foi mencionado anteriormente, e na mesma linha do determinado por Soares *et al.* (2012), uma subtração de 10 ka de ^{14}C à idade aparente obtida para estas estruturas conduzirá à obtenção da idade real das formações. Os resultados obtidos, utilizando a aproximação acima mencionada, encontram-se na tabela 5.11.

Tabela 5.11 – Resultado obtidos para as amostras de eolianito analisados, utilizando um limite conservativo de 10 ka de ^{14}C para a aproximação à idade “real” da estrutura.

Eolianito	Idade aparente ka ^{14}C (BP)	Idade “real” ka ^{14}C (BP)
Cordoama	29	19
Castelejo	40	30
Telheiro	41	31
Sagres	24	14
Salema	33	23

No entanto, as idades aparentes mais antigas que foram determinadas aproximam-se do limite de idade passível de ser determinado pelo método de datação pelo ^{14}C , em que pequenas contaminações, como as que parecem ter subsistido, em alguns casos, após o procedimento de pré-tratamento, podem conduzir a um erro apreciável (rejuvenescimento) na idade obtida. Ou seja, a verdadeira idade aparente das formações presentes no Castelejo e no Telheiro poderá corresponder a um horizonte temporal que fica para além do limite do método de datação utilizado.

Relativamente à estrutura eolianítica presente em Armação de Pêra, esta apresenta a idade aparente mais recente do conjunto de eolianitos analisados, tendo sido determinadas idades que oscilam entre os 7600 e os 9900 anos de ^{14}C (Tab. 5.8). Na mesma linha do que foi efetuado para os eolianitos acima mencionados, e considerando que a idade aparente do cordão dunar atual tem cerca de 6500 anos de ^{14}C , a subtração deste valor à idade aparente mais antiga (9920 BP) permitirá uma aproximação à idade real de formação que será de *c.* de 3400 anos de ^{14}C .

A utilização da subtração deste valor (6500 anos de ^{14}C) na aproximação à idade real de formação deste eolianito ao invés dos 10 ka de ^{14}C utilizados anteriormente, prende-se essencialmente com o facto de ter sido possível obter uma datação que representa a idade aparente do cordão dunar atualmente presente neste local (apesar de se encontrar atualmente inativo devido ao *fetch* eólico ser insuficiente (Moura *et al.* 2007)) ao contrário dos restantes eolianitos estudados onde não existem estas acumulações atuais. Para além deste facto e dada a coincidência geomorfológica entre as duas estruturas (a atual e a mais antiga) este valor será uma aproximação mais realista ao valor da subtração a efetuar à

idade aparente deste eolianito, uma vez que foi obtida considerando o mesmo ambiente geracional.

Para além desta compatibilidade geomorfológica entre as estruturas, a composição sedimentológica destas (campo dunar atual e eolianito) revelam uma enorme compatibilidade. Apesar de não ter sido efetuada este tipo de caracterização nesta dissertação, o estudo efetuado por Moura *et al.* (2007, Fig. 3, p.133) nesta região mostra que, tanto na duna atual como no eolianito, a composição granulométrica dos sedimentos encontra-se concentrada entre a classe dimensional 1ϕ e $1,5\phi$, o que minimiza eventuais efeitos relativos a flutuações temporais nas datas em função da dimensão dos sedimentos que compõem estas estruturas.

Por outro lado, as amostras datadas provêm de três regiões geomorfológicamente distintas: região sudoeste do Barlavento (Cordoama, Castelejo, Telheiro, Sagres e Salema), Barlavento central (Armação de Pêra) e Sotavento (Culatra) o que condiciona a utilização de um valor semelhante na aproximação utilizada, pois sendo válido para uma zona poderá não ser necessariamente válido para outra. Assim, e tendo em consideração o anteriormente exposto, decidiu-se subtrair 10 ka de ^{14}C às amostras provenientes da região sudoeste do Barlavento e 6500 anos de ^{14}C à estrutura eolianítica presente em Armação de Pêra.

De referir ainda o afloramento de eolianito mais “superficial” amostrado na praia da Cordoama, para o qual foi determinada uma idade máxima de 10680 ± 50 BP (Tab. 5.3). Também na Cordoama foi determinada uma idade de 9710 ± 50 BP para a areia de praia atual. Como já foi mencionado, e apesar da espessura reduzida que este afloramento apresenta, as idades obtidas sugerem um período de acumulação recente para este eolianito. A diferença de idades aponta para que a sua formação tenha ocorrido há menos de 1000 anos. Na investigação conduzida por Soares *et al.* (2012), na região da estremadura portuguesa, foi determinada uma idade de formação semelhante (c. de 1000 anos), para um outro eolianito, o que se encontra presente na Praia Azul.

5.5.3 Beachrock

Deve notar-se que o afloramento de *beachrock* presente na foz da ribeira de Alcantarilha (Armação de Pêra) já tinha sido alvo de investigação por Pereira e Soares (1994) e Moura *et al.* (2007) tendo sido efetuada a datação por ^{14}C de conchas de moluscos presentes neste afloramento assim como da fração carbonatada que faz parte da sua

constituição, encontrando-se os resultados obtidos sintetizados na tabela 5.12. Nesta tabela (5.12) encontra-se também o resultado da datação efetuado por Teixeira (1999), num afloramento de *beachrock* na Praia da Galé (contígua à Praia Grande).

Os resultados determinados nesta dissertação para os fragmentos de conchas de moluscos vão de encontro aos determinados por Pereira e Soares (1994). Já no caso da datação efetuada sobre a fração carbonatada do *beachrock*, vemos que a idade determinada, 5570 ± 50 BP (Tab. 5.12), é mais recente que as obtidas nesta investigação ($8900 - 9000$ BP). Esta diferença resulta, muito provavelmente, da utilização de dois procedimentos diferentes na descontaminação das amostras (ver Pereira e Soares, 1994, p.93), sendo o utilizado nesta dissertação mais eficiente.

Tabela 5.12 – Resultado obtidos para o *beachrock* presente em Armação de Pêra e na Praia da Galé efetuado no âmbito das investigações realizadas por Pereira e Soares (1994), Teixeira (1999) e Moura *et al.* (2007).

Ref. Lab.	Ref. Amostra	Descrição da Amostra	Idade ^{14}C (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Pereira e Soares (1994)				
ICEN-1050	1A	Conchas moluscos	3670 ± 60	+1,03
ICEN-1053	2B	Areia carbonatada	5570 ± 50	-1,86
Teixeira (1999)				
Beta-149606	-	Conchas moluscos	3490 ^a	-
Moura <i>et al.</i> (2007)				
IRPA-20056	A9	<i>Acanthocardia</i> sp.	710 ± 20	+0,84
Beta-185788	A8	<i>Acanthocardia</i> sp.	2280 ± 40	+1,8
Beta-185786	A7	<i>Acanthocardia</i> sp.	2930 ± 40	+0,6
IRPA-20066	A6	<i>Acanthocardia</i> sp.	3575 ± 25	+1,48
IRPA-20067	A5	<i>Acanthocardia</i> sp.	3970 ± 25	+1,03
IRPA-20060	A4	<i>Acanthocardia</i> sp.	4055 ± 35	+1,49
IRPA-20068	A3	<i>Acanthocardia</i> sp.	4685 ± 30	+2,88
IRPA-20063	A2	<i>Acanthocardia</i> sp.	4530 ± 30	+1,15
IRPA-20059	A1	<i>Acanthocardia</i> sp.	5035 ± 30	+1,77

^a na referência bibliográfica onde o resultado se encontra não é mencionado o erro associado a esta determinação (Teixeira, 1999).

De salientar a referência à existência de um pequeno afloramento de *beachrock* ao nível da praia atual localizado próximo da praia da Galé (Teixeira, 1999) contígua à Praia Grande. Foi efetuada a datação por ^{14}C de conchas existentes neste afloramento tendo sido determinada uma idade de 3490 BP (Beta-149606) (Tab. 5.12), sendo deste modo considerado contemporâneo do afloramento de *beachrock* que aflora junto à ribeira de Alcantarilha (Teixeira, 1999). O resultado da datação efetuada por este investigador é perfeitamente enquadrável nas determinações efetuadas nesta dissertação.

Relativamente aos resultados das datações de ^{14}C obtidos por Moura *et al.* (2007) em fragmentos de conchas de *Acanthocardia* sp., estes variam entre 710 ± 20 BP e 5035 ± 30 BP (Tab. 5.12), exibindo uma notável relação com a sua estratigrafia de recolha (ver

Moura *et al.*, 2007, Fig. 5, p.136). As datações foram efetuadas recorrendo à técnica de AMS, o que permite a utilização de micro-amostras (10 – 50 mg), isto é, possibilita a utilização de amostras compostas por apenas um fragmento de concha, podendo originar a obtenção de várias idades de ^{14}C para esta estrutura.

Como já foi mencionado, para além da fração carbonatada constituinte do *beachrock* presente em Armação de Pêra, foi também efetuada a datação por ^{14}C de fragmentos de conchas de moluscos recolhidos nesta estrutura, tendo sido determinada a idade aparente média de 3660 ± 42 BP. Para além da datação destes fragmentos de conchas, foi também efetuada a datação de uma concha praticamente intacta de *Acanthocardia tuberculata* recolhida num retalho de *beachrock* presente na Praia Grande (contígua à praia de Armação de Pêra), tendo sido determinada a idade de 4280 ± 45 BP.

A idade mais antiga obtida com a concha de *Acanthocardia tuberculata* comparativamente às idades dos conjuntos de fragmentos de conchas é elucidativa da mistura de materiais carbonatados de idades diferentes que estas estruturas incorporam, alertando para a ambiguidade a que pode conduzir a interpretação das idades destas formações recorrendo à utilização de apenas um fragmento de concha.

Assim, considera-se que subtraindo 1600 anos de ^{14}C à idade aparente determinada com as amostras de fragmentos de conchas obter-se-á uma boa aproximação à idade real de formação do *beachrock*. Deste modo, e tendo em consideração que a idade aparente média ponderada determinada com os fragmentos de conchas presentes no *beachrock* é 3660 ± 42 BP, então a idade real de formação deste *beachrock* será de 2060 ± 42 BP.

De salientar que os afloramentos de *beachrock* que se encontram na Praia de Armação de Pêra, Praia Grande e Praia da Galé podem ser considerados como sendo a mesma estrutura. Esta contemporaneidade dos afloramentos é facilmente constatável pelas datações obtidas nesta dissertação, bem como pelas datações obtidas por Pereira e Soares (1994) e Teixeira (1999).

Por outro lado note-se que, as datações de ^{14}C agora efetuadas, à semelhança das que foram publicadas por Pereira e Soares (1994), foram realizadas por espectrometria de cintilação líquida, o que requer a utilização de amostras significativamente maiores que as utilizadas por AMS. Ou seja, as amostras analisadas nesta dissertação são compostas por vários fragmentos de conchas de moluscos que irão originar uma idade média e não uma idade individual como acontece com a AMS.

5.6 Interpretação Paleoambiental e Paleoclimática

A interpretação paleoambiental e paleoclimática relativa às acumulações arenosas consolidadas (eolianitos e *beachrock*) analisadas no âmbito desta dissertação será efetuada de acordo com as idades reais propostas anteriormente para cada uma das estruturas.

Deste modo, e de acordo com os dados presentes na tabela 5.11, é possível considerar três fases principais de acumulação eólica ante-holocénicas: a mais antiga 30 – 31 ka BP (35 – 36 ka cal BP) (que como já se referiu, será de fiabilidade reduzida), com expressão nas praias do Castelejo e Telheiro; uma segunda fase, há cerca de 19 - 23 ka BP (23 – 28 ka cal BP) assinalada pelos afloramentos presentes nas praias da Cordoama e da Salema, e uma terceira fase, cerca de 14 ka BP (17 ka cal BP), testemunhada pelo afloramento presente em Sagres.

Embora estas acumulações arenosas sejam ante-holocénicas, o que vai para além do âmbito temporal desta dissertação, algumas considerações poderão ser feitas relativamente às condicionantes paleoambientais e paleoclimáticas que estiveram na origem destas estruturas.

Apesar da reduzida fiabilidade que, como já se referiu, se atribui à cronologia das acumulações arenosas mais antigas obtidas nesta dissertação (30 — 31 ka BP) deverá, no entanto, notar-se que para as estruturas eolianíticas existentes em Oitavos e em S. Julião (ambas na Estremadura Portuguesa) foi determinada uma idade de formação entre os 30 e 33 ka BP provavelmente durante o último Inter-estadial do OIS 3 (Soares *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2012). Apesar das praias do Castelejo e do Telheiro se situarem a vários quilómetros de distância das estruturas de Oitavos e de S. Julião, todas elas se encontram, no entanto, na costa ocidental portuguesa. Assim, as condicionantes paleoclimáticas, nomeadamente o regime de ventos, deveriam ser muito semelhantes nestes dois setores da costa tal como acontece atualmente, o que torna verossímil que estas quatro formações sejam contemporâneas.

A segunda (19 — 23 ka BP) e a terceira (14 ka BP) fases de acumulação eólica, acima mencionadas, podem ser associadas ao OIS 2, em que ocorreram importantes rearranjos climáticos de escala global como o Último Máximo Glaciar (UMG) e a ocorrência de eventos inter-estaduais (*Bølling-Allerød*) e estaduais (*Older Dryas Event*). Durante o UMG o nível médio do mar estaria 130 a 140 m abaixo do nível atual, tendo-se registado uma subida progressiva, até cerca dos 16 ka, altura em que ocorreu uma fase de estabilização, cerca de 100 m abaixo do nível atual, seguida de um aumento rápido a partir dos 13 ka (Dias *et al.*, 2000).

Como já foi mencionado anteriormente, uma fase de acumulação eólica associada ao OIS 2, foi também identificada para acumulações eólicas presentes na costa ocidental portuguesa, nomeadamente para a segunda geração eolianítica que se encontra em Aivados e na estrutura eolianítica do Forte da Baralha (Pereira e Angelucci, 2004; Pereira *et al.*, 2006).

As fases de formação propostas para estas acumulações arenosas encontram-se associadas a períodos em que o nível médio do mar se encontraria numa posição mais baixa do que a atual. Esta posição do nível médio do mar terá conduzido a um aumento da área de *fetch* eólico, na zona da Cordoama, Salema e Sagres potenciando, assim, a formação das acumulações eólicas arenosas nestas regiões. Por outro lado, as condições climáticas em que ocorreu a formação destas estruturas são caracterizadas pela alternância entre períodos climáticos frios e secos e períodos relativamente mais quentes e com maior humidade, potenciando assim, por um lado, a formação de acumulações eólicas e, por outro, a posterior consolidação destas estruturas.

Para o Holocénico Recente, encontra-se o testemunho da formação eolianítica presente em Armação de Pêra ancorada pela presença do afloramento de *beachrock* que foi amostrado em Armação de Pêra e na Praia Grande. As idades reais de formação para estas estruturas, de acordo com o cenário proposto no ponto anterior, foram convertidas em idades de calendário solar recorrendo à curva de calibração IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) e ao software de calibração OxCal 4.1.7 (Bronk Ramsey, 2009). Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.13.

Tabela 5.13 – Resultados obtidos para as amostras colhidas na estrutura eolianítica e no *beachrock* presentes na Praia de Armação de Pêra.

Descrição da Amostra	Idade proposta ¹⁴ C (BP)	cal BP (2σ)	cal BC/AD (2σ)
Beachrock			
Conchas moluscos	2060 ± 42 ^a	2150 – 1920	200 cal BC – 20 cal AD
Eolianito			
Areia carbonatada	3420 ± 50 ^b	3840 – 3560	1890 – 1610 cal BC

^a aplicada uma subtração de 1600 anos de ¹⁴C à idade convencional obtida;

^b aplicada uma subtração de 6500 anos de ¹⁴C à idade convencional obtida.

A idade real determinada para a formação do *beachrock* 2060 ± 42 BP (2150 – 1920 cal BP, 200 cal BC – 20 cal AD) será, assim, mais recente do que a avançada por Pereira e Soares (1994), Teixeira (1999) e Moura *et al.* (2007) para esta estrutura.

Contudo analisando as datações efetuadas por Moura *et al.* (2007), verifica-se que foi determinada para o nível superior desta estrutura a idade de 720 ± 20 BP (IRPA-20056) (Tab. 5.12). Considerando, que as idades determinadas com as amostras compostas por um fragmento de concha constituem idades máximas para a formação desta estrutura, e que, ao realizar várias datações por ^{14}C , a data mais recente será a que mais se aproxima da idade aparente de formação do *beachrock*, poderíamos considerar a idade de c. de 720 BP como a eventual idade aparente de formação desta estrutura. No entanto, e tendo em consideração que se trata de uma datação efetuada por AMS em que deve ter sido utilizado apenas um fragmento de concha, a idade obtida poderá ser um *outlier* dado o seu afastamento em relação às outras datas da série determinada. Podemos, assim, considerar a data de 2280 ± 40 BP, determinada por Moura e colaboradores, como sendo eventualmente a mais próxima da idade de formação do *beachrock*, embora se tenha sempre de considerar como uma idade máxima pelos motivos atrás expostos. Recorrendo ao software de calibração OxCal 4.1.7 (Bronk Ramsey, 2009), à curva de calibração Marine09 (Reimer *et al.*, 2009) e utilizando o valor de ΔR determinado para a região do Barlavento ($\Delta R = +69 \pm 17$ anos de ^{14}C) obtém-se uma idade calibrada de 1920 – 1690 cal BP (2σ) (30 – 260 cal AD (2σ)), a qual é muito próxima da determinada nesta dissertação — note-se que os intervalos correspondentes à calibração são contíguos, embora estatisticamente diferenciáveis.

Assim, e tendo em consideração que o valor de 1600 anos utilizado para corrigir a data obtida com a amostra constituída por um conjunto de fragmentos de conchas poderá, como já se referiu, estar calculada por defeito (devido à probabilidade da existência de fragmentos de conchas contaminadas por ^{14}C proveniente dos testes nucleares), considera-se que a data Beta-185788 (Tab. 5.12) publicada por Moura *et al.* (2007) será uma melhor aproximação à idade real de formação desta estrutura, do que a determinada nesta dissertação.

A data de formação do *beachrock* (1920 – 1690 cal BP) insere-se no Período Quente Romano (c. 2100 – 1500 cal BP) que, na Península Ibérica, se caracteriza por um período climático quente e húmido (Gil-García *et al.*, 2007).

Numa investigação desenvolvida no Golfo de Almeria, por Goy *et al.* (2003), foi efetuada a análise de antigos níveis de praia, cuja formação se encontra associada a períodos em que o nível médio do mar se encontrava relativamente mais alto do que o atual. Uma das fases de formação que foi identificada nesse estudo tem uma cronologia entre 1900 e 1100 cal BP (H5), abarcando, por conseguinte, a data determinada para a

formação do *beachrock* de Armação de Pêra (1920 – 1690 cal BP). De acordo com estes investigadores, no início desta fase de formação (\approx 1900 cal BP) o nível médio do mar encontrar-se-ia cerca 0,8 m acima do atual, sendo que após este período (1900 a 1100 cal BP) a posição do nível médio do mar terá regressado para níveis próximos dos atuais (Goy *et al.*, 2003). Deste modo, e tendo em consideração a posição geomorfológica que o *beachrock* ocupa atualmente na praia de Armação de Pêra, ligeiramente acima do nível médio do mar atual (Moura *et al.*, 2007) e, uma vez que, se trata de uma estrutura cuja cimentação ocorre normalmente na zona intertidal, será necessária uma posição do nível médio do mar ligeiramente mais alta do que a atual (eventualmente semelhante à identificada por Goy *et al.* (2003)) para que ocorresse a formação desta estrutura durante o período 1920 – 1690 cal BP.

A idade determinada para a formação da estrutura eolianítica de Armação de Pêra, entre 3840 e 3560 cal BP (Tab. 5.13), aponta para uma fase de formação mais antiga do que a determinada para a formação do *beachrock* (1920 – 1690 cal BP). De acordo com o estudo polínico efetuado na zona oeste do Mediterrâneo por Jalut *et al.* (2000) o período entre 3700 e 3300 BP (4100 – 3400 cal BP), que abarca o período de formação do eolianito presente em Armação de Pêra (3840 – 3560 cal BP), corresponde a uma fase de aridez na Península Ibérica. Este tipo de condições climáticas cria as condicionantes ideais para que ocorra um potencial incremento no transporte eólico com a consequente formação de acumulações eólicas (dunas) em zonas costeiras. Este período de formação do eolianito poderá ser associado ao período frio da Idade do Bronze, que é pontuado por uma variabilidade nas condicionantes climáticas globais com registo de períodos de humidade e aridez e variações de temperatura (Ortiz *et al.*, 2010). Uma modificação nas condicionantes climáticas como a que caracteriza a passagem entre períodos climáticos secos e frios para períodos quentes e húmidos, como a que se verificou durante o período de formação destas estruturas poderá ter conduzido à criação das condições ambientais para que o processo de consolidação da duna se desenvolva através de cimentação carbonatada, como resultado de um aumento de humidade e temperatura nesta região.

Relativamente ao afloramento de eolianito mais recente presente na praia da Cordoama, poderá ser apontado um período de acumulação há cerca de 1000 anos. Um período de formação da mesma ordem de grandeza (cerca de 1000 anos) foi também determinado, como já foi referido, para o eolianito presente na Praia Azul (Estremadura Portuguesa) (Soares *et al.*, 2012). Deverá notar-se que foram também identificados na

acumulação eólica não consolidada que se encontra na Costa da Caparica vários períodos de acumulação recente nomeadamente datados de 1,2 ka, 0,4 ka e 0,3 ka (Costas *et al.*, 2012). Dada a localização da praia da Cordoama (costa ocidental portuguesa), um destes períodos poderá corresponder àquele em que ocorreu a formação do eolianito recente da Cordoama.

Será de recordar que o principal âmbito desta dissertação consiste na determinação de variações paleoambientais e paleoclimáticas, evidenciando o papel da datação por ^{14}C para a construção dos modelos evolutivos obtidos através dos vários *proxies* analisados. No entanto, para este tipo de amostras, a utilização da datação por OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) apesar de apresentar também algumas condicionantes poderia, eventualmente, ajudar a precisar a idade real de formação destas estruturas. Não tendo sido possível realizar qualquer determinação por OSL poderá ser, no entanto, uma abordagem equacionável num futuro desenvolvimento desta investigação.

A interpretação paleoambiental realizada neste capítulo, à semelhança dos anteriores, será mais amplamente discutida e analisada no capítulo seguinte desta dissertação, aquando da sua integração com os ciclos climáticos holocénicos identificados a partir dos restantes *proxies* utilizados nesta dissertação.

Capítulo 6

Reconstrução Paleoambiental e Paleoclimática



6.1 Introdução

Do vasto número de divisões e subdivisões apresentadas para o Holocénico ao longo dos anos vão ser adotadas neste capítulo da dissertação as divisões propostas pelo grupo de trabalho INTIMATE (*Integration of ice-core, marine and terrestrial records*) da subcomissão de Estratigrafia do Quaternário (parte integrante da Comissão Internacional em Estratigrafia) apresentadas num artigo de Walker *et al.* (2012). De acordo com estes autores o Holocénico deverá ter uma divisão tripartida, adotando-se a terminologia de Inicial, Médio e Tardio. A fronteira proposta para a divisão entre Holocénico Inicial e Médio é em 8,2 ka cal BP, enquanto que a divisão entre o Holocénico Médio e o Tardio se situará em 4,2 ka cal BP.

A escolha de 8,2 ka cal BP, como marco da transição Holocénico Inicial/Médio, está relacionada com o evento 5 de Bond já referido nesta dissertação, e de que existem numerosos registos no Hemisfério norte (Bond *et al.*, 1997; 1999). Já a transição Holocénico Médio/Tardio está relacionada com um evento de aridez que ocorreu em 4,2 ka cal BP. Deste evento existem registos que vão desde a América do Norte à Antártida, passando pela China (Mayewskiet *al.*, 2004; Staubwasser e Weiss, 2006; Walker *et al.*, 2012).

6.2 Caracterização Paleoambiental e Paleoclimática ao longo do Holocénico

6.2.1 Holocénico Inicial (11,7 – 8,2 ka cal BP)

Para o Holocénico Inicial não foi possível determinar novos dados relativos à variabilidade do efeito de reservatório oceânico (ΔR) para as regiões do Barlavento e do Sotavento algarvio. No entanto, dada a relação que existe entre a presença e intensidade deste fenómeno oceanográfico na costa ocidental portuguesa e a sua presença na região do Barlavento, poderão ser retiradas algumas ilações através dos dados analisados nesta dissertação para a costa ocidental portuguesa para este período do Holocénico.

Como já foi mencionado, na costa ocidental portuguesa existe um regime de *upwelling* sazonal, com maior intensidade nos períodos de Abril a Setembro, devido ao regime de ventos dominante do sector norte (Nortada), o que potencia o transporte de Ekman, criando condições favoráveis a um incremento da intensidade deste fenómeno oceanográfico (Fiúza, 1982, 1983; Fiúza *et al.*, 1982; Ferreira, 1984; Nogueira, *et al.* 2003; Varela *et al.*, 2005). Por outro lado, a costa sul do Barlavento algarvio é influenciada pelo efeito dinâmico do Cabo de S. Vicente que permite que as águas empobrecidas em ^{14}C presentes na costa ocidental portuguesa se desloquem para sul e para este, originando uma

zona de *upwelling* quasi-permanente na área do Cabo de S.Vicente e prologando-se para este até ao Cabo de St.^a Maria, ou seja ao longo da costa sul do Barlavento algarvio (Fiúza, 1982, 1983; Fiúza *et al.*, 1982; Ferreira, 1984, Relvas e Barton, 2002).

O concheiro epipaleolítico da Praia do Castelejo, situado no extremo sul da costa ocidental portuguesa (limite oeste da região do Barlavento algarvio), representa o local de amostragem mais próximo do Cabo de S. Vicente enquadrável neste período. Datado de *c.* 8800 cal BP, foram determinados para este contexto arqueológico dois valores negativos de ΔR (-152 ± 83 anos de ^{14}C -11 ± 37 anos de ^{14}C), o que sugere a inexistência de um *upwelling* ativo durante este período (Fig. 6.1). Deste modo, poderemos inferir que para este período, na região do Barlavento algarvio, o *upwelling* costeiro seria eventualmente também inexistente ou de fraca intensidade, dada a relação que existe entre a presença deste fenómeno oceanográfico nestas duas regiões da costa portuguesa. Deste modo, estaríamos possivelmente na presença de uma fase negativa da NAO, em que o regime de ventos dominante não potencia o aparecimento do fenómeno de *upwelling* nesta região. Assim, poderemos considerar que, neste período (*c.* 8800 cal BP), o regime de ventos do setor norte (nortada) seria de intensidade mais fraca que a do atual ou, eventualmente, predominariam os de outros setores.

De assinalar também a existência de um pico isolado para ΔR (949 ± 31 anos ^{14}C), obtido para um contexto de S. Julião II, sítio arqueológico localizado na costa ocidental portuguesa (*c.* 8700 cal BP), que poderá ser associado ao evento 5 de Bond (evento frio de 8,2 ka cal BP) (Fig. 6.1). Este valor de ΔR , bastante elevado, não estará associado a um regime de *upwelling* costeiro intenso, mas será, eventualmente, um reflexo das descargas de águas empobrecidas em ^{14}C no Atlântico Norte (Soares 2005, Soares e Dias 2006a, Soares e Martins 2009). Na atual investigação não foi possível confirmar se este evento se encontra presente nos valores de ΔR para a região do Barlavento e do Sotavento algarvio devido à inexistência de amostras representativas deste período passíveis de integrar a presente investigação.

Relativamente ao estudo da matéria orgânica sedimentar efetuada no testemunho 6 (Fig. 6.1), registou-se uma diminuição geral, embora com fortes oscilações, dos valores de C/N e uma taxa de sedimentação baixa durante o Holocénico Inicial. As variações que se observam nos valores de C/N apontam para uma diminuição da contribuição da matéria orgânica de origem terrestre nos sedimentos durante este período, com correspondência numa ligeira tendência para valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$, o que aponta igualmente para uma

diminuição da influência terrestre na matéria orgânica sedimentar (Fig. 6.1 e Fig. 4.26, Capítulo 4).

O aumento rápido que se terá registado na subida do nível do mar desde o início do Holocénico até *c.* 8 ka BP (Dias *et al.*, 2000) não se manifesta nos *proxies* analisados no testemunho 6 (Fig. 6.1).

A ausência de registo geoquímico desta subida do nível médio do mar no testemunho 6 será eventualmente uma consequência da baixa taxa de sedimentação aliada à batimetria de recolha deste testemunho (40 m). Comparando a taxa de sedimentação do testemunho 6 com a determinada para outros testemunhos recolhidos nesta região, como, por exemplo, para o testemunho 5 (recolhido na batimétrica dos 72 m) (Burdloff *et al.*, 2008) em foi determinada uma taxa de sedimentação na ordem dos 100 cm/ka, (entre 11500 e 10000 cal BP), verifica-se que a taxa de sedimentação determinada para este testemunho é bastante mais baixa, variando entre 14,1 e 18,3 cm/ka (2σ). A diferença que se observa nas taxas de sedimentação entre estes dois testemunhos sugere que a deposição sedimentar no testemunho 6 não traduz a subida rápida do nível médio do mar durante este período.

Relativamente ao testemunho 3 (recolhido aos 85 m) observa-se uma taxa de sedimentação mais baixa que a determinada para o testemunho 6, a razão C/N diminui (também com oscilações significativas), enquanto que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ registam também um ligeiro aumento. De salientar que, no testemunho 3, as oscilações significativas que se observam nos valores da C/N poderão indiciar esta rápida subida no nível médio, não apresentando contudo valores de $\delta^{13}\text{C}$ que evidenciem uma modificação drástica das fontes de matéria orgânica (Fig. 6.1).

Após *c.* de 10000 cal BP até *c.* 5750 cal BP, no caso do testemunho 6 (Fig. 6.1 e Fig. 4.26, Capítulo 4), e até 4740 cal BP, no caso do testemunho 3 (Fig. 6.1 e Fig. 4.27, Capítulo 4), observa-se uma diminuição da componente terrestre na matéria orgânica sedimentar. Esta diminuição aponta para uma fase transgressiva associada à subida do nível médio do mar.

As variações identificadas nos *proxies* geoquímicos durante este período estão, no geral, de acordo com os cenários evolutivos propostos em estudos anteriormente efetuados, nomeadamente, nas análises efetuadas por Mendes *et al.* (2010, 2012), em que, entre 10000 cal BP e 5000 cal BP, foi identificada uma redução da exportação de sedimentos de

origem terrestre para a plataforma, taxas de sedimentação baixas, acompanhadas de uma diminuição na granulometria dos sedimentos.

Deste modo, podemos considerar que os *proxies* geoquímicos analisados nesta dissertação exibem uma tendência semelhante, evidenciada pela diminuição dos valores da razão C/N e de $\delta^{13}\text{C}$, (Fig. 4.26 e 4.27, Capítulo 4) aliados a uma taxa de sedimentação baixa. Estas variações são também concordantes com os cenários evolutivos propostos por Burdloff *et al.* (2008) e Mendes *et al.* (2010, 2012) para a plataforma continental a sul do estuário do Guadiana durante esta fase do Holocénico, que apontam para a presença de sequências sedimentares transgressivas com um aumento do material de origem marinha (Boski *et al.*, 2002; Dias *et al.*, 2004; Gonzalez *et al.*, 2004; Corredeira *et al.*, 2008, Burdloff *et al.*, 2008; Mendes 2010, Mendes *et al.*, 2010; 2012; Rosa *et al.*, 2011).

6.2.2 Holocénico Médio (8,2 – 4,2 ka cal BP)

Relativamente ao estudo efetuado para a região do Barlavento no referente à variabilidade do ΔR , durante parte do Holocénico Médio, é possível verificar que entre *c.* 6660 e *c.* 4250 cal BP (Fig. 6.1), e apesar de este ser um intervalo de tempo onde apenas dispomos de duas determinações para este parâmetro, se registam os valores mais elevados para esta região, 527 ± 54 anos ^{14}C e 553 ± 86 anos ^{14}C , sugerindo uma intensificação do fenómeno de *upwelling* neste período. No entanto, também para a costa andaluza do Golfo de Cádiz, foram obtidos valores altos de ΔR para o mesmo período (Fig. 6.1). Como já foi mencionado, este aparente incremento na intensidade do *upwelling* não estará diretamente relacionado com uma mudança do regime de ventos prevalecente na região norte do Golfo de Cádiz, mas eventualmente associado a um reposicionamento, a este, da Frente dos Açores, o que terá conduzido a que a Corrente dos Açores penetrasse no golfo de Cádiz (Rogerson *et al.*, 2004). Não se trata, por conseguinte, de um fenómeno de *upwelling* costeiro, mas sim do *upwelling* associado à Frente dos Açores (Soares e Dias, 2006b).

Outros estudos, como os efetuados por Mendes *et al.* (2010; 2012), apontam no mesmo sentido, tendo sido observada a presença de foraminíferos bentónicos que sugerem a presença do fenómeno de *upwelling* durante este período, mais concretamente entre 5000 e 4500 cal BP, na região norte do Golfo de Cádiz.

6.2.3 Holocénico Tardio (4,2 ka cal BP - Presente)

Durante o Holocénico tardio ocorreram alternâncias entre períodos de frio e calor ou de maior e menor pluviosidade, bem como o registo de incrementos e diminuições das condições de aridez. Destacam-se, por exemplo, períodos como os Períodos Frios da Idade do Bronze (c. 4000 – 2700 cal BP) e da Idade do Ferro (c. 2700 – 2100 cal BP), o Período Quente Romano (c. 2100 – 1500 cal BP) que, na Península Ibérica, se caracteriza por um clima quente e húmido (Gil-García *et al.*, 2007), o Período Ótimo Climático (ou Ótimo Climático Medieval), que ocorreu entre c. 1200 e 650 cal BP, caracterizado por um aumento global da temperatura associado, essencialmente, a um aumento da radiação solar (Crowley, 2000; deMenocal *et al.*, 2001), e a Pequena Idade do Gelo, que ocorreu entre c. 650 e 100 cal BP, sendo um período caracterizado pela deterioração geral das condicionantes climáticas globais (deMenocal *et al.*, 2001).

Na investigação relativa à variabilidade do ΔR foram determinados valores médios para este parâmetro que abrangem os últimos 3000 anos para as 2 regiões principais em estudo na costa norte do Golfo de Cádiz, o Barlavento e o Sotavento algarvios.

Para o Barlavento algarvio o valor médio de ΔR determinado foi de 69 ± 17 anos ^{14}C e para a costa do Sotavento foi obtido o valor de -26 ± 14 anos ^{14}C . Para a costa andaluza do Golfo de Cádiz foi também determinado um valor médio de ΔR para o mesmo período, tendo sido determinado neste caso um valor negativo de -108 ± 31 anos ^{14}C . Estes valores médios de ΔR estão de acordo com as condições oceanográficas atuais reinantes na costa norte do Golfo de Cádiz e com as relações existentes entre elas. A região do Sotavento, com um valor médio menor que o determinado para o Barlavento, mas maior que o obtido para a costa andaluza do Golfo de Cádiz pode, assim, ser considerada como uma área de transição entre uma região (o Barlavento) influenciada pelo prolongamento para este do *upwelling* costeiro que afeta a costa ocidental portuguesa e uma outra zona (a costa andaluza do Golfo de Cádiz) em que, devido à configuração da sua linha de costa, este regime está praticamente ausente.

Para o Barlavento, entre c. 2800 cal BP e a atualidade (Fig. 6.1), foram recalculados oito valores de ΔR e incluídas quatro novas determinações. O valor máximo de ΔR para este período (380 ± 75 anos ^{14}C), determinado a partir de um contexto presente no sítio arqueológico do Poço-Cisterna (Silves), datado de 1139 ± 45 BP (1174 – 959 cal BP), apresenta-se como um valor bastante próximo do valor moderno calculado para este troço da costa sul portuguesa (353 ± 85 anos de ^{14}C) sugerindo que, nessa altura, a intensidade

do fenómeno de *upwelling* fosse semelhante à atual. Para este mesmo sítio arqueológico, mas em 1277 ± 38 BP ($1292 - 1090$ cal BP), obteve-se o valor mais baixo de ΔR (-51 ± 64 anos ^{14}C) da série de valores determinados para o Barlavento, o que indicia uma variação das condicionantes oceanográficas em cerca de 100 anos, passando de uma situação em que o fenómeno de *upwelling* era ausente ou de fraca intensidade, para situação em que este fenómeno terá atingido uma influência significativa na região. De assinalar que esta variação nos valores de ΔR foi apenas determinada para esta região, não se encontrando reproduzida nas restantes regiões analisadas, o que acarreta algumas reservas nas ilações que poderíamos eventualmente retirar.

Para a região do Sotavento algarvio (Fig. 6.1), onde foram pela primeira vez determinados valores de ΔR , observa-se um conjunto de valores negativos ou próximos de zero, indicativos de um *upwelling* fraco ou mesmo inexistente, mas onde sobressai um valor francamente positivo (190 ± 51 anos ^{14}C). Este valor elevado de ΔR foi obtido em 866 ± 50 BP ($910 - 690$ cal BP). Também para a costa ocidental portuguesa (Fig. 6.1) se observa a presença de um valor alto de ΔR (587 ± 125 anos ^{14}C), um pico, determinado para um contexto arqueológico do Castelo de Palmela, em 872 ± 90 BP ($954 - 668$ cal BP). Igualmente, para a costa ocidental galega também já tinha sido encontrado, em 860 ± 90 BP ($950 - 660$ cal BP), um pico para ΔR (270 ± 40 anos ^{14}C) (Soares, 2005; Soares e Dias 2007). Trata-se, por conseguinte, de três picos síncronos, relacionáveis muito provavelmente com o evento climático de frio 0,8 ka cal BP que precede a Pequena Idade do Gelo (deMenocal *et al.*, 2000).

No que diz respeito à matéria orgânica sedimentar, os dados provenientes dos testemunhos 6 e 3 (Fig. 4.26 e 4.27, Capítulo 4) apontam para uma etapa de estabilização geral das condições ambientais como consequência da estabilização do nível do mar (Fig. 6.1) As variações na concentração de matéria orgânica, da razão C/N e dos valores do $\delta^{13}\text{C}$ são muito suaves, o que aponta para uma contribuição de matéria orgânica terrestre e marinha numa proporção relativamente constante ao longo deste período (Fig. 6.1).

De salientar, no entanto, que para além das variações nas componentes geoquímicas relativamente a este período, foram determinadas taxas de sedimentação com magnitudes bastantes distintas. No caso do testemunho 6, determinou-se uma taxa de sedimentação baixa, entre 16,3 e 22,5 cm/ka (2σ) até c. 900 cal BP, e entre esta data e o topo da sequência sedimentar verificou-se um aumento significativo, para valores entre 100,4 e 125,5 cm/ka (2σ).

Para o caso do testemunho 3, a taxa de sedimentação passa de valores entre 8,1 e 8,4 cm/ka até 1960 cal BP para valores entre 45,2 e 51,1 cm/ka, entre esta data e o topo da sequência sedimentar. Estes aumentos significativos na quantidade de sedimentos acumulados, associados a um incremento na componente orgânica de natureza terrestre indicado pelos parâmetros geoquímicos, apontam para um aumento do material terrestre proveniente do rio Guadiana.

A explicação para o incremento de acarreo de material proveniente do rio Guadiana, com base no estudo geoquímico da matéria orgânica presente nos sedimentos analisados pertencentes aos testemunhos 6 e 3, aponta no mesmo sentido das ilações retiradas por outros estudos efetuados nesta região (Mendes *et al.*, 2010; 2012, Rosa *et al.*, 2011). Este incremento de sedimentos transportados pelo rio Guadiana ocorre associado a períodos climáticos que alternam entre aumentos globais da temperatura, como o Ótimo Climático Medieval, e fases de frio, como a Pequena Idade do Gelo. Paleoclimas deste tipo, com registos de pluviosidade de intensidade variável, aliados ao aumento demográfico e ao conseqüente impacto nos ecossistemas (deflorestação, agricultura), originaram um aumento no transporte de sedimentos para a plataforma continental durante estes períodos.

O evento de frio 0,8 ka cal BP, estará, como já foi referido, na base da reorganização climática a que se assistiu após o Ótimo Climático Medieval, e que aparenta ter ficado registado no testemunho 6 através da alteração da dinâmica sedimentar nesta região da plataforma continental. Note-se que, nesta data, no testemunho 6, se inicia um ligeiro aumento da razão C/N e uma diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Estas alterações podem estar associadas a modificações das condicionantes ambientais resultantes da reorganização climática ocorrida com o evento 1 de Bond.

Relativamente ao testemunho 3 (Fig. 6.1), o aumento da taxa de sedimentação a partir de 1960 cal BP indicia que poderíamos relacionar esta alteração com o evento de frio identificado por deMenocal *et al.* (2000) em 1,9 ka cal BP. No entanto, o padrão geoquímico do testemunho, a partir desta data, não regista variações significativas que possam ser relacionadas com alterações climáticas e/ou ambientais, pelo que se torna pouco provável essa associação ou, pelo menos, são necessários mais dados para a confirmar (Fig. 4.27, Capítulo 4).

De acordo com a análise geoquímica efetuada, verifica-se que os troços superiores dos testemunhos 6 e 3 (mais concretamente os últimos 1000 anos) contemplam as

variações mais significativas no que diz respeito à alternância de fontes de matéria orgânica (Fig. 6.1, Fig. 4.26 e Fig. 4.27, Capítulo 4).

Durante este período, observa-se no testemunho 6 uma forte influência terrestre na matéria orgânica sedimentar, à semelhança do que se verificou no testemunho analisado por Burdloff *et al.* (2008) nesta região. Como já foi mencionado, este incremento poderá estar relacionado com um aumento da deflorestação na região do Guadiana, associada a um incremento da atividade agrícola e a um intenso desenvolvimento da atividade mineira na faixa piritosa ibérica (Burdloff *et al.*, 2008, Corredeira *et al.*, 2008, Fletcher *et al.*, 2007).

Este período pode ser enquadrado na Pequena Idade do Gelo, que afetou a Península Ibérica entre *c.* 650 – 100 cal BP, na qual se verificou a ocorrência de um clima frio com altos níveis de pluviosidade, tempestades, que originaram inundações, alternando com secas severas, registadas em vários locais da Península Ibérica (Gil-Garcia *et al.*, 2008; Martin-Puertas *et al.*, 2008; Riera *et al.*, 2004).

O rio Guadiana, como já foi mencionado, é influenciado por eventos climáticos de escala regional, que podem originar grandes cheias e que conduzem a um aumento do acarreo sedimentar do rio para a plataforma. Um evento de cheia com magnitude elevada poderá deixar a sua “marca” nos sedimentos que se acumulam na plataforma. Da compilação do registo de cheias da bacia do Guadiana, efetuada por Ortega e Garzón (2003), foram identificadas 128 cheias desde 680 a.C. De acordo com a cronologia obtida, o pico mais recente de acarreo de material terrestre, em 100 cal BP, encontra-se dentro da janela temporal em que ocorreu a grande cheia do Guadiana de 7 de Dezembro 1876. De acordo com os dados disponíveis sobre esta cheia, foi atingido o nível mais alto do registo histórico de cheias no Guadiana, tendo sido estimada uma descarga de 10000 m³/s em Badajoz (Ortega e Garzón, 2003).

A explicação para o aumento de influência terrestre que se regista em *c.* 230 cal BP no testemunho 6 (Fig. 4.26, Capítulo 4), parece apontar também para o sincronismo com um evento de cheia do Guadiana, como os que se registaram em 1603 e 1758. De acordo com Ortega e Garzón (2003), a cheia de 1603 deixou evidências no registo sedimentar que apontam para ter sido a cheia que atingiu o maior volume de água das registadas (neste tipo de registos) neste rio. Assim, o aumento abrupto da influência da matéria orgânica terrestre em *c.* 300 cal BP e que vai de, um modo geral, diminuindo até ao topo do testemunho 6 (Fig. 4.26, Capítulo 4), para valores característicos do período anterior a 300 cal BP, aparenta ser o resultado da combinação de fatores de natureza paleoclimática, paleoambiental e antropogénica.

Como já foi mencionado, durante a Pequena Idade do Gelo, o clima, além de frio, foi caracterizado por períodos de alta pluviosidade, que estarão na origem dos eventos de cheia. As consequentes alterações ambientais resultantes desta fase climática na bacia do Guadiana foram potenciadas pela atividade antrópica. Desta atividade antrópica, destaca-se o aumento da deflorestação (com a consequente erosão dos solos) devido à agricultura e à atividade mineira (nomeadamente durante a época romana e a partir do séc. XIX), que contribuíram, também, para esse aumento do sinal terrestre na sequência sedimentar analisada.

Relativamente aos dados geoquímicos determinados para o testemunho 3 (Fig. 6.1), estes apontam para uma importante contribuição de matéria orgânica de origem marinha na matéria orgânica sedimentar (Fig. 4.27, Capítulo 4). Apesar de, atualmente, a acumulação de sedimentos finos ocorrer nesta zona da plataforma continental entre os 35 m e os 100 m de profundidade (Gonzalez *et al.*, 2004), a componente orgânica de natureza terrestre parece ser diminuta na área de recolha do testemunho 3, favorecendo o predomínio da contribuição orgânica marinha.

Os horizontes temporais determinados para os incrementos de matéria orgânica terrestre no topo do testemunho 6, e de natureza marinha no caso do testemunho 3, apontam para eventos que podem ser considerados síncronos (dentro das incertezas da modelação), sendo no entanto de sinal contrário. Os picos determinados para o testemunho 6 apresentam uma forte influência de matéria orgânica terrestre, que pode ser associada a eventos ou a um conjunto de eventos de cheia que afetaram o Guadiana durante a Pequena Idade do Gelo, enquanto que os determinados para o testemunho 3 indicam a presença de um predomínio de matéria orgânica de origem marinha durante este período.

O predomínio de matéria orgânica de natureza marinha, no testemunho 3, é acompanhado por um aumento da concentração em matéria orgânica nestes sectores da sequência sedimentar. Deste modo, tudo isto parece indicar um incremento na produção de matéria orgânica de origem marinha derivada de fontes autóctones (algas e fitoplâncton).

Se durante a Pequena Idade do Gelo ocorreram altos níveis de pluviosidade e tempestades, originando cheias, que ficaram registadas no testemunho 6, existem também para este período de forte instabilidade climática sob baixas temperaturas, registos de secas em vários locais do norte e sul de Espanha (Gil-Garcia *et al.*, 2008; Martin-Puertas *et al.*, 2008; Riera *et al.*, 2004). Estes períodos de seca, durante a Pequena Idade do Gelo, poderão ser eventualmente associados a fases positivas da NAO, que podem ter originado um aumento pontual da intensidade do *upwelling* costeiro, conduzindo a um aumento da

produção de biomassa marinha (algas e fitoplâncton), devido a presença de massas de águas mais ricas em nutrientes.

Na série de valores de ΔR determinados para a região do Sotavento algarvio (Fig. 6.1), sobressai o valor francamente positivo de 190 ± 51 anos ^{14}C . Este valor, como já foi mencionado, encontra-se muito provavelmente relacionado com o evento climático de frio ocorrido em 0,8 ka cal BP (deMenocal *et al.*, 2000). Assim, este valor de elevado ΔR não será uma consequência de um aumento de *upwelling* costeiro nesta região mas sim o reflexo deste evento de frio. Esta ilação não retira validade ao aumento da produção de biomassa marinha, associada à presença de massas de águas mais ricas em nutrientes que se regista na matéria orgânica sedimentar analisada no testemunho 3. Aponta, neste caso, para a relação entre a presença destas águas mais ricas em nutrientes e este evento de frio. Estes sinais significativos de matéria orgânica de origem marinha podem, eventualmente, traduzir esse aumento da produção de biomassa marinha.

Relativamente às variações das várias componentes analisadas no testemunho BF3 (Fig. 6.1) entre o período compreendido entre *c.* 5500 cal BP e *c.* 3500 cal BP (Fig. 4.29, Capítulo 4), observa-se um domínio do ambiente marinho como fonte principal de matéria orgânica sedimentar. Durante este período registam-se valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ associados a matéria orgânica de origem marinha e valores de C/N com alguma variabilidade. No entanto, os valores de C/N determinados são tendencialmente baixos (indicadores da presença de matéria orgânica de natureza marinha) o que corrobora as ilações obtidas através dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Para este período, a taxa de sedimentação determinada apresenta também alguma variabilidade com valores que oscilam entre os 30,0 e os 64,6 cm/ka (2σ).

A partir de *c.* 3500 cal BP (Fig. 6.1 e Fig. 4.29, Capítulo 4) observa-se uma modificação drástica da principal fonte de matéria orgânica nos sedimentos analisados, com a passagem de um domínio tipicamente marinho para um ambiente predominantemente terrestre.

No entanto, e como já foi mencionado, os valores obtidos neste testemunho para a razão C/N deverão ser encarados com algumas reservas, devido sobretudo ao empobrecimento em azoto que a matéria orgânica analisada parece evidenciar. Este incremento de matéria orgânica de origem terrestre é pontualmente perturbada por alguns eventos de origem marinha (Fig. 6.1) como se constata pelo pico determinado *c.* 2900 cal BP. Entre 3500 cal BP e 1750 cal BP (Fig. 4.29, Capítulo 4) a taxa de sedimentação sofre um aumento significativo, com valores entre os 65,9 e os 97,7 cm/ka, reflexo também do

incremento no transporte de sedimentos por parte da ribeira e a consequente fase de assoreamento do seu estuário.

Como já foi mencionado relativamente ao cenário proposto por Gomes (2010), no qual o estuário da ribeira de Bensafrim teria começado a fechar, a partir de 2800 cal BP, à influência direta do mar, os dados geoquímicos determinados com o testemunho BF3 apontam para um decréscimo mais marcado desta influência de ambiente marinho a partir de uma data anterior, c. 3500 cal BP (Fig. 4.29, Capítulo 4).

Como também já tinha sido avançado, tendo em consideração os constrangimentos cronológicos já evidenciados para este testemunho, uma diferença de 700 anos entre o cenário evolutivo proposto nesta dissertação e o apresentado por Gomes (2010) será compreensível. Esta diferença é explicável pelo facto das datações por ^{14}C consideradas para o testemunho BF3 terem sido realizadas noutra testemunho (Lagos Conv. utilizado por Gomes (2010)) sobre níveis com vários centímetros de espessura). Mesmo considerando que a heterogeneidade lateral do depósito sedimentar é reduzida (de lembrar que a distância entre os locais de colheita dos testemunhos foi de cerca de 20 cm), as datações representam apenas uma idade média para os níveis datados. Estas condicionantes geocronológicas determinam fortemente as inferências paleoclimáticas e paleoambientais passíveis de serem efetuadas relativamente a este testemunho.

A etapa evolutiva mais recente, desde 1750 cal BP até ao topo da sequência sedimentar (Fig. 6.1 e Fig. 4.29, Capítulo 4)), exhibe algumas variações ambientais marcantes com oscilações rápidas da principal fonte de matéria orgânica. Durante este período a taxa de sedimentação determinada é relativamente constante, com valores entre os 37,6 e os 39,9 cm/ka (2σ).

As variações bruscas que se registam nas várias componentes analisadas para este período apontam para o registo de eventos de alta energia. Relativamente à origem destes eventos, tendo em consideração os dados geoquímicos obtidos e o local de recolha do testemunho BF3 (Lagos), um dos eventos plausível de ser gerador destas modificações rápidas na fonte de matéria orgânica pode eventualmente ser o *tsunami* que se seguiu ao terramoto de 1755. O *timing* deste evento é enquadrável na modelação bayesiana (ver anexo C), onde o troço entre os 35 cm e os 45 cm (onde ocorrem estas variações bruscas na matéria orgânica) foi considerado como sendo correspondente ao ano de 1755. O modelo aponta esta idade como uma idade viável para os níveis considerados. Contudo, tendo em consideração os constrangimentos cronológicos já mencionados, esta hipótese apresenta-se apenas como plausível para explicar estas variações.

No que diz respeito às acumulações arenosas consolidadas (eolianitos e *beachrock*) analisadas no âmbito desta dissertação serão aqui apenas discutidas as que se encontram dentro do horizonte temporal em que esta dissertação se enquadra ou seja o Holocénico. A formação eolianítica presente em Armação de Pêra e o afloramento de *beachrock* que acompanha esta formação (e que se estende desde a Ribeira de Alcantarilha até à Praia da Galé) representam duas das estruturas analisadas que se enquadram neste período.

Como já mencionado, a idade considerada para a formação do *beachrock* é de 1920 – 1690 cal BP (Fig. 6.1) sendo, deste modo, mais recente do que a idade avançada por Pereira e Soares (1994), Teixeira (1999) e Moura *et al.* (2007). A data de formação desta estrutura insere-se no Período Quente Romano (c. 2100 – 1500 cal BP), que se caracterizou por ser um período climático quente e húmido (Gil-García *et al.*, 2007). Na investigação conduzida por Goy *et al.* (2003) no Golfo de Almeria em antigos níveis de praia, determinou-se, para um destes níveis, uma fase de formação entre 1900 e 1100 cal BP (H5), associando o início desta fase de formação a uma posição do nível médio do mar cerca de 0,8 m acima do atual. Tendo em consideração a posição geomorfológica que o *beachrock* ocupa atualmente na praia de Armação de Pêra (ligeiramente acima do nível médio do mar atual) e, uma vez que se trata de uma estrutura cuja cimentação ocorre normalmente na zona intertidal, seria necessária uma posição do nível médio do mar ligeiramente mais alta do que a atual (eventualmente semelhante à identificada por Goy *et al.* (2003)) para que ocorresse a formação desta estrutura durante o período em causa (1920 – 1690 cal BP).

A idade determinada para a formação da estrutura eolianítica de Armação de Pêra, está compreendida entre 3840 e 3560 cal BP (Fig. 6.1), por conseguinte anterior à formação do *beachrock* (1920 – 1690 cal BP). De acordo com o estudo polínico efetuado na zona oeste do Mediterrâneo por Jalut *et al.* (2000), o período entre 4100 – 3400 cal BP corresponde a uma fase de aridez na Península Ibérica, o que potencia a formação deste tipo de acumulação eólica. O período de formação deste eolianito poderá ser associado ao período frio da Idade do Bronze, em que ocorreu uma variabilidade das condicionantes climáticas globais, com registo de períodos de humidade e aridez e variações de temperatura (Ortiz *et al.*, 2010).

Durante a transição entre a Idade do Bronze e a Idade do Ferro (c. 2900 – 2800 cal BP) ocorreu uma deterioração das condicionantes climáticas, resultante de um decréscimo da atividade solar e de um enfraquecimento da NAO (Wang *et al.*, 2012). Esta combinação

poderá ter conduzido a uma imobilização prolongada dos sedimentos presentes na duna de Armação de Pêra, conduzindo à formação da estrutura eolianítica.

Se, por um lado, a formação destas estruturas poderá ter ocorrido durante o período acima mencionado, por outro, a sua consolidação poderá ou não ter sido durante esse mesmo período. Como já foi referido, uma modificação nas condicionantes climáticas como a que ocorre na passagem de períodos climáticos secos e frios para períodos quentes e húmidos (como, por ex., o Período Quente Romano) poderá ter conduzido à criação das condições ambientais necessárias, nomeadamente ao aumento da humidade e temperatura, para que o processo de consolidação da duna se tivesse desenvolvido através de uma cimentação carbonatada.

Relativamente ao afloramento de eolianito mais recente identificado na praia da Cordoama, os dados obtidos apontam para que o tempo de acumulação tenha ocorrido há cerca de 1000 anos (Fig. 6.1). Uma idade desta ordem de grandeza foi determinada por Soares *et al.* (2012) para um eolianito presente na estremadura portuguesa (Praia Azul) e por Costas *et al.* (2012) para acumulações eólicas não consolidadas na Costa da Caparica (aqui foram propostas idades de 1,2 ka, 0,4 ka e 0,3 ka para as estas dunas). Como já foi mencionado, dada a localização da praia da Cordoama na costa ocidental portuguesa, tal como as outras mencionadas, a data obtida torna-se plausível. Note-se que condições ambientais locais poderão explicar a consolidação observada nos afloramentos da Cordoama e da Praia Azul, ao contrário do que acontece no afloramento coevo não consolidado da Costa da Caparica.

De assinalar também que os afloramentos eolianíticos presentes na região oeste do Barlavento, bem como os que se encontram na estremadura portuguesa, foram formados por ventos predominantemente dos setores norte e noroeste ou seja durante fases positivas da NAO, fases essas em que predominam os ventos destes setores (Trigo *et al.*, 2002).

Como já foi salientado no capítulo anterior, onde foi abordada a problemática associada à datação por ^{14}C da fração carbonatada dos eolianitos, torna-se evidente a necessidade de se efetuar uma correção às idades aparentes determinadas. Os valores utilizados nas correções deverão ser encarados como uma primeira aproximação para determinar a idade real de formação destas estruturas. Dado o estado ainda embrionário da aplicação do ^{14}C para datação de eolianitos, a magnitude das correções utilizadas é, pois, discutível. As idades apontadas como reais são necessariamente uma melhor aproximação, do que as que se denominaram idades aparentes, à verdadeira idade de formação das estruturas eolianíticas em causa.

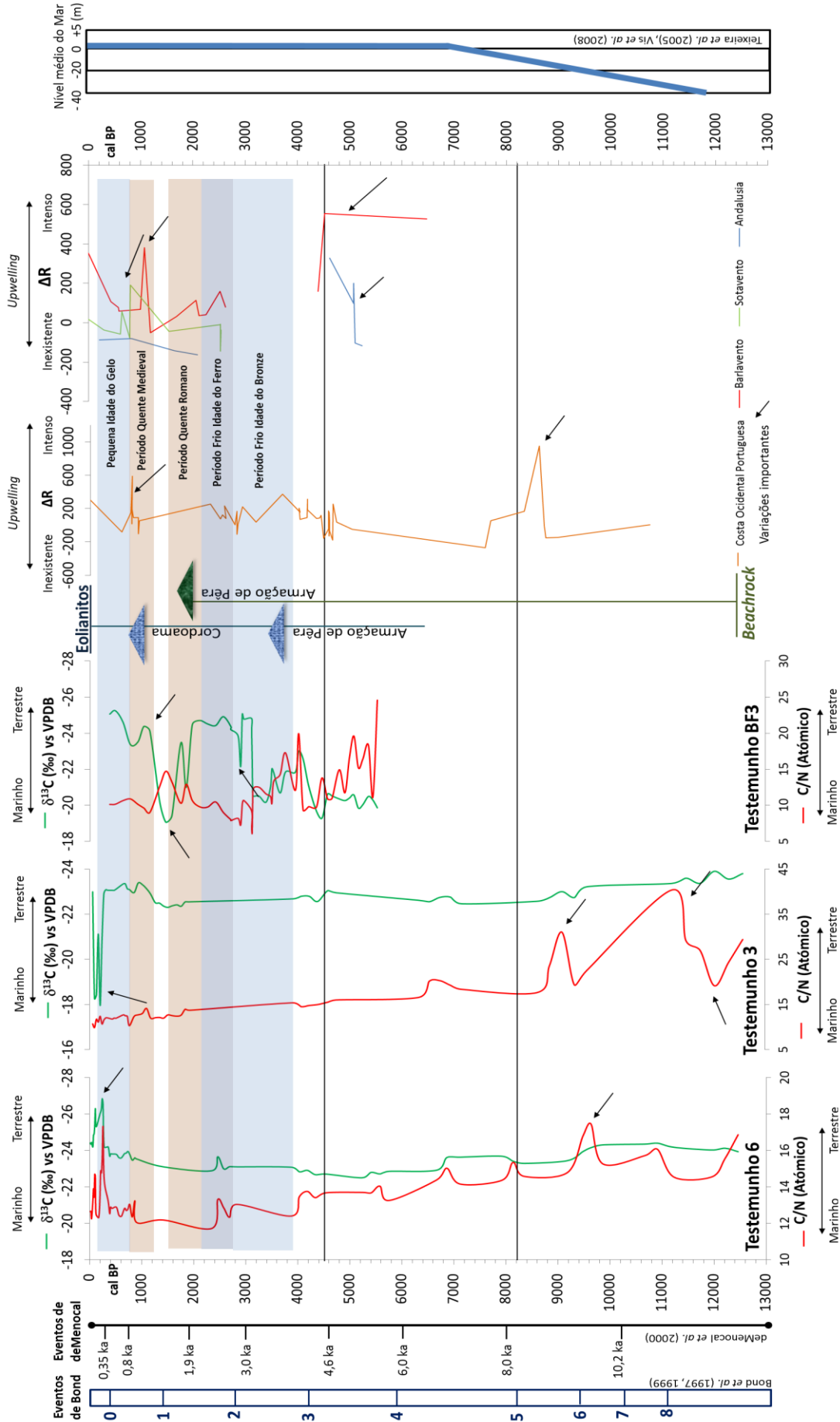


Fig. 6.1 – Relação entre os vários *proxies* analisados e a respetiva integração nos períodos climáticos Holocénico

Capítulo 7

Considerações Finais



7.1. Conclusões Finais

Tendo em consideração as ilações e conclusões apresentadas nos capítulos anteriores, algumas das questões colocadas inicialmente nesta dissertação encontraram as suas respostas no capítulo 6. Pretende-se com este capítulo final realizar uma síntese das conclusões mais relevantes que foram sendo elaboradas ao longo da dissertação.

Relativamente à escala dos eventos paleoambientais e paleoclimáticos identificados podemos considerar que tanto eventos de escala regional, como de escala global, ficaram registados nos *proxies* analisados. Como exemplos desses eventos de escala regional estão os episódios de cheia identificados na matéria orgânica sedimentar analisada nos testemunhos 3 e 6 recolhidos na plataforma continental a sul do estuário do Guadiana, bem como o impacte antrópico que se registou nesta região. A utilidade e validade dos valores de ΔR , visando, por exemplo, um conhecimento mais aprofundado da paleoceanografia holocénica da costa norte do Golfo de Cádiz ficaram mais uma vez provados através da variabilidade determinada para os valores de ΔR associados a essa região oceanográfica. Por outro lado, as variações da posição do nível médio do mar durante o Holocénico ficaram patentes nas alternâncias entre fontes de matéria orgânica que se determinaram na análise geoquímica, assim como no *beachrock* alvo de estudo. Ainda, e apesar das condicionantes geocronológicas amplamente discutidas relativamente ao testemunho BF3, parece provável que os dados obtidos através da análise geoquímica da matéria orgânica sedimentar evidenciem, no seu registo isotópico, o *tsunami* que se seguiu ao terramoto de 1755.

No que diz respeito a eventos e condicionantes paleoambientais e paleoclimáticas de escala global, é transversal aos três *proxies* (ΔR , análise geoquímica de matéria orgânica sedimentar e eolianitos) utilizados nesta dissertação. Eventos de frio como os determinados por Bond *et al.* (1997,1999) e deMenocal *et al.* (2000), nomeadamente o evento 5 de Bond e o evento identificados em 0,8 ka cal BP por deMenocal, encontram a sua expressão nos valores de ΔR determinados e na análise geoquímica da matéria orgânica sedimentar. Para além destes eventos de frio, a presença do evento 1 de Bond e o identificado por deMenocal em 1,9 ka foram apontados como eventuais responsáveis por algumas das variações da matéria orgânica sedimentar presente nos testemunhos analisados. Durante o Holocénico Tardio a relação entre os vários períodos de frio e de calor encontram também a sua expressão nos *proxies* utilizados.

Além disso, podemos considerar que os dados obtidos com os diferentes *proxies* registam alguns eventos de natureza paleoclimática e paleoambiental de modo síncrono. Destes eventos, destacam-se o evento frio identificado por deMenocal *et al.* (2000) em 0,8 ka cal BP, o qual se registou nos valores de ΔR e na análise geoquímica de matéria orgânica sedimentar, bem como a relação do ΔR com as fases da NAO.

No entanto, no que diz respeito aos testemunhos recolhidos na Ribeira de Bensafirm (Barlavento) e na plataforma continental a sul do estuário do rio Guadiana (Sotavento) verificou-se que os eventos identificados nestas sequências não refletem eventos paleoclimáticos ou paleoambientais síncronos. Esta falta de sincronismo e paralelismo no registo de eventos desta natureza entre os dois estuários poderá ser explicada pela forte influência fluvial que ocorre em cada um dos locais de recolha. Esta dinâmica fluvial poderá “mascarar” alguns destes eventos. Por outro lado, no caso do testemunho BF3 a falta de uma base geocronológica sólida conduziu a que as ilações retiradas fossem apenas gerais, não sendo possível realizar uma comparação mais fiável com os dados provenientes dos testemunhos 3 e 5 recolhidos no Sotavento algarvio.

O ^{14}C foi instrumento fundamental nesta dissertação para a datação de amostras provenientes de contextos arqueológicos a serem utilizadas na determinação de valores regionais do efeito de reservatório oceânico. Destaca-se a determinação de valores de ΔR pela primeira vez para a região do Sotavento abrangendo os últimos 3000 anos. Como já foi salientado, para se obter um esqueleto cronológico preciso e fiável associado à definição de eventos paleoclimáticos e paleoambientais, fazendo uso da datação por ^{14}C de amostras provenientes da biosfera marinha, é necessária uma determinação correta e precisa dos valores de ΔR . Esta determinação foi realizada com sucesso para a costa norte do Golfo de Cádiz (nomeadamente para as regiões do Barlavento e Sotavento algarvios) mas também reavaliada para a costa ocidental portuguesa e para a costa atlântica andaluza, através de uma uniformização da metodologia de cálculo facilitando, deste modo, a comparação e utilização dos valores de ΔR entre as diferentes regiões oceanográficas. A variabilidade do ΔR nestas regiões ao longo do Holocénico foi associada com sucesso ao *upwelling* costeiro. Sendo o *upwelling* costeiro um *wind driven process*, o regime de ventos vigente nestas regiões durante este período foi possível de inferir.

A estatística bayesiana utilizada na elaboração dos modelos deposicionais das sequências sedimentares analisadas traduzem uma modelação robusta dos dados provenientes da datação por ^{14}C permitindo assim a elaboração de modelos precisos e

estatisticamente fiáveis para a definição cronológica dos eventos de natureza paleoambiental e paleoclimática que ficaram registados nestas sequências sedimentares. Apesar de ser uma ferramenta estatística robusta, encontra-se condicionada a montante pelo número de dados que incorporam cada modelação. No caso dos testemunhos analisados o número de datações por ^{14}C disponível para cada testemunho é reduzido, o que conduziu a que o potencial analítico que esta ferramenta permite não fosse totalmente utilizado. No entanto, foi possível construir modelos rigorosos de deposição que incorporam as incertezas do processo sedimentar (parâmetro k), estimar valores cronológicos para a base dos testemunhos quando esta informação não existia (nomeadamente para o testemunho 3), determinar se um evento ou eventos climáticos são passíveis de incorporar a sequência sedimentar (como no caso do testemunho BF3) e a determinação rigorosa de taxas de sedimentação de acordo com as modelações efetuadas.

A utilização da datação por ^{14}C na componente carbonatada dos eolianitos demonstrou ser uma ferramenta viável para a determinação do esqueleto geocronológico destas estruturas para a região do Barlavento algarvio.

7.2. Propostas de desenvolvimento da investigação

Como qualquer investigação científica a necessidade de desenvolvimento é uma tarefa constante e permanente, e esta dissertação, como seria de esperar, não é exceção.

O acesso à técnica de AMS em análise de rotina para a datação por ^{14}C apresenta o potencial para aumentar significativamente o número de amostras a serem utilizadas nas determinações relativas dos valores de ΔR , assim como na elaboração de modelos deposicionais de alta resolução cronológica.

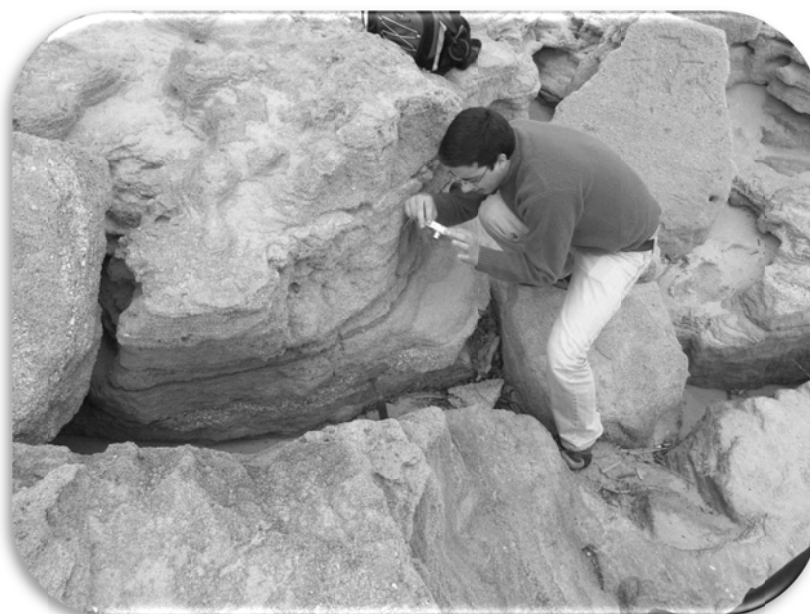
A determinação de valores de ΔR ao longo do Holocénico (nomeadamente nos intervalos temporais ainda mal amostrados) será um dos pontos importantes a desenvolver numa futura investigação através da obtenção de mais pares de amostras provenientes dos reservatórios geoquímicos marinho e terrestre passíveis de integrar estas determinações.

A análise geoquímica da matéria orgânica sedimentar poderá ser complementada através da utilização de biomarcadores moleculares que ajudariam a decifrar algumas das dúvidas relativas à origem desta componente orgânica dos sedimentos. O recurso a determinações isotópicas em $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ nos foraminíferos bentónicos que integram as sequências sedimentares analisadas, bem como nas amostras (conchas) provenientes do reservatório geoquímico marinho utilizadas nas determinações dos valores de ΔR ,

permitiriam acrescentar conhecimento sobre as condicionantes e variações climáticas e ambientais holocénicas (através da determinação de paleotemperaturas ($\delta^{18}\text{O}$) e de variações da intensidade do upwelling costeiro ($\delta^{13}\text{C}$)).

Relativamente à datação por ^{14}C da componente carbonatada das estruturas eolianíticas e de *beachrock*, o recurso à datação por OSL (*Optically Stimulated Luminescence*), apesar de apresentar também algumas condicionantes, poderia, eventualmente, ajudar a precisar as idades reais de formação avançadas para estas estruturas.

Bibliografia



Bibliografia

Abrantes, F.; Lebreiro, S.; Rodrigues, T. Gil, I.; Bartels-Jónsdóttir, H.; Oliveira, P.; Kissel, C.; Grimalt, J. O. (2005). Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews* 24, 2477-2494.

Ambrose, S.H. (1993). Isotopic analysis of paleodiets: methodological and interpretive considerations. In M. K. Sandford (Ed.), *Investigations of Ancient Human Tissue. Chemical Analyses in Anthropology*, pp. 59-130. University of North Carolina at Greensboro: Gordon and Breach Science Publishers.

Arnold, J.R.; Libby, W.F. (1950). Radiocarbon dates (September 1, 1950). Chicago, University of Chicago: Institute for Nuclear Studies.

Arruda, A.M.; Soares, A.M.M.; Freitas, V.T.; Oliveira, C.F.; Martins, J.M.M.; Portela, P.C. (*in press*). A cronologia relativa e absoluta da ocupação Sidéica do Castelo de Castro Marim. *XELB*.

Ascough, P.L.; Cook, G.T.; Dugmore, A.J. (2005). Methodological approaches to determining the marine radiocarbon reservoir effect. *Progress in Physical Geography* 29, 532-547.

Ascough, P.L.; Cook, G.T.; Dugmore, A.J. (2009). North Atlantic Marine 14C Reservoir Effects: implications for late-Holocene chronological studies. *Quaternary Geochronology* 4 (3), 171-180.

Ascough, P.L.; Cook, G.T.; Dugmore, A.J.; Scott, E.M. (2007). The North Atlantic Marine Reservoir Effect in the Early Holocene: Implications for Defining and Understanding MRE Values. *Nuclear Instruments and Methods in Physics B* 259 (1), 438-447.

Bateman, M.D.; Holmes, P.J.; Carr, A.S.; Horton, B.P.; Jaiswal, M.K. (2004). Aeolianite and barrier dune construction spanning the last two glacial-interglacial cycles from the southern Cape coast, South Africa. *Quaternary Science Reviews* 23 (14-15), 1681-1698.

Bayes, T.R. (1763). An essay towards solving a problem in the doctrine of chances. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 53, 370-418.

Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. (2003). Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte state coast, Brazil. *Marine Geology* 196, 73-89.

Bond, G.; Kromer, B.; Beer, J.; Muscheler, R.; Evans, M.N.; Showers, W.; Hoffmann, S.; Lotti-Bond, R.; Hajdas, I.; Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.

Bond, G.; Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, P., deMenocal, P.; Priore, P.; Cullen, H.; Hajdas, I.; Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.

Boski, T.; Moura, D.; Veiga-Pires, C.; Camacho, S.; Duarte, D.; Scott, D.B.; Fernandes, S.G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology* 150, 103–122.

Brand, W.A. (2004). Mass spectrometer hardware for analyzing stable isotope ratios, in P.A. de Groot (ed.), *Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques*, Elsevier Science B. V., Amsterdam. Volume I, Capítulo 38, 835–858.

Bronk Ramsey, C. (2001). Development of the radiocarbon calibration program OxCal. *Radiocarbon* 43(2A), 355-363.

Bronk Ramsey, C. (2008). Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews* 27(1-2), 42-60.

Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1), 337-360.

Bronk Ramsey, C. (2012). Oxcal 4.1 Manual. Web interface build number: 69 Last Updated: 20/4/2012. http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp_contents.html

Bronk Ramsey, C.; Allen, M.J. (1995). Analysis of the radiocarbon dates and their archaeological significance, *Stonehenge in its landscape: twentieth century excavations*, Cleal, R.M.J., K.E. Walker, and R. Montague, eds, London, English Heritage, 526-535

Brooke, B. (2001). The distribution of carbonate eolianites, *Earth- Science Reviews* 55, 135–164.

Buck, C.E.; Kenworthy, J.B.; Litton, C.D.; Smith, A.F.M. (1991). Combining Archaeological and Radiocarbon Information - a Bayesian-Approach to Calibration. *Antiquity*, 65 (249), 808-821.

Buck, C.E.; Litton, C.D.; Smith, A.F.M. (1992). Calibration of Radiocarbon Results Pertaining to Related Archaeological Events. *Journal of Archaeological Science*, 19(5), 497-512.

Burdloff, D.; Araújo, M.F.; Jouanneau, J.M.; Mendes, I.; Monge Soares, A.M.; Dias, J.M.A. (2008). Sources of organic carbon in the Portuguese continental shelf sediments during the Holocene period. *Applied Geochemistry* 23, 2857–2870.

Cabral, J.M. (1990). Química e Pré-história: datação pelo Radiocarbono. *Química e Sociedade*, Escolar Editora e Sociedade Portuguesa de Química, Lisboa, 89–144.

Caldas, L.H.; Statterger, K.; Vital, H.; (2006). Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* 228, 39-53.

Calvet, F.; Cabrera, M.C.; Carracedo, J.C.; Mangas, J.; Perez-Torrado, F.J.; Recio, C.; Trave, A. (2003). Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). *Marine Geology* 197, 75–93.

- Cardoso, G. (1998). Sondagens de Emergência nas Branqueiras. *Al-Madan* 7 (II Série), 9.
- Castro, D.F.; Rossetti, D.F.; Pessenda, L.C.R. (2010). Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. *Marine Geology*, 274, 135-150.
- Clarke, M.L., Rendell, H.M., (2006). Effects of storminess, sand supply and the North Atlantic Oscillation on sand invasion and coastal dune accretion in western Portugal. *Holocene* 16 (3), 341–355.
- Corredeira, C.; Araújo, M. F.; Jouanneau, J.M. (2008). Copper, zinc and lead impact in SW Iberian shelf sediments: An assessment of recent historical changes in Guadiana river basin. *Geochemical Journal* 42, 319-329.
- Costas, S.; Jerez, S.; Trigo, R.M.; Goble, R.; Rebêlo, L. (2012). Sand invasion along the Portuguese coast forced by westerly shifts during cold climate events. *Quaternary Sciences Reviews*, 42, 15-28.
- Craig, H. (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for massspectrometric analysis of carbon dioxide, *Geochimica Cosmochimica Acta* 12, 133.
- Criado, F.; García-Lafuente, J.; Vargas, J.M.; del Río, J.; Vázquez, A.; Reul A.; Sánchez, A. (2006). Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from in situ observations. *Deep Sea Research, II* (53) 1144–60, doi:10.1016/j.dsr2.2006.04.012.
- Crowley, T. J. (2000). Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* 289, 270 – 277.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-Kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Daveau, S.; Pereira, A.R.; Zbyszewski, G. (1982). Datation au C14 du site archéologique de la plage de Magoito (Portugal), scellè par une dune consolidée. *Clio* 4 ,133-135.
- De La Rosa, J.M.; González-Pérez, J.A.; González-Vila, F.J.; Knicker, H.; Araújo, F. (2011a). Molecular composition of sedimentary humic acids from South West Iberian Peninsula: a multiproxy approach. *Organic Geochemistry* 42, 791–802.
- De La Rosa, J.M.; Santos, M.; Araújo, M.F. (2011b). Metal binding by humic acids in recent sediments from the SW Iberian coastal area. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 93, 478–485.

De la Rosa, J.M.; Araújo, M.F.; González-Pérez J.A., F.J. González-Vila, F.J.; Soares, A.M.; Martins, J.M.; Leorri, E.; Corbett, R.; Fatela F. (2012). Organic matter sources for tidal marsh sediment over the past two millennia in the Minho River estuary (NW Iberian Peninsula). *Organic Geochemistry* 53, 16-24.

Delgado, J.; Boski, T.; Nieto, J.M.; Pereira, L.; Moura, D.; Gomes, A.; Sousa, C.; García-Tenorio, R. (2012) Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews* 33: 121–141.

deMenocal, P.B. (2001). Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science* 292, 667-673.

deMenocal, P.B.; Ortiz, J.; Guilderson, T.; Sarnthein, M. (2000). Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science* 288, 2198–2202.

Dias, J.M.A. (1987). Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional. Tese de Doutoramento, F.C.U.L. Lisboa, 500p.

Dias, J.M.A.; Boski, T.; Rodrigues, A.; Magalhães, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis. *Marine Geology* 170, 177-186.

Dias, J.M.A.; Gonzalez, R.; Ferreira, Ó. (2004). Natural versus Anthropic Causes in Variations of Sand Export from River Basins: an Example from the Guadiana River Mouth (Southwestern Iberia). *Polish Geological Institute Special Papers* 11, 95–102.

Diffenbaugh, N.S. ; Sloan, L.C. ; Snyder, M.A. (2003). Orbital suppression of wind-driven upwelling in the California Current at 6 ka. *Paleoceanography* 18 : 1051, doi : 10.1029/2002PA000865.

de Vries, H. (1958). Atom Bomb Effect: variations of radiocarbon in plants, shells, snails in the past 4 years. *Science* 128,250-251.

Ertel, J. R.; Hedges, J. I. (1985). Sources of sedimentary humic substances: vascular plant debris. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 2097–2107.

Ferreira, D.B. (1984). Le Systeme Climatique de l'Upwelling Ouest Iberique. [Report #19 of the Linha de Acção de Geografia Física]. Lisboa: Centro de Estudos Geográficos. INIC.

Ferreira-Júnior, A.V.; Araújo T.C.M.; Coltrinari, L. (2011). Ambientes de formação, processos de cimentação de arenitos de praia e indicadores de variações do nível do mar. *Revista Brasileira de Geografia Física* 4, 938-960.

Fiúza, A.F.G. (1982). The Portuguese Coastal Upwelling System. In: Actual Problems of Oceanography in Portugal. Lisboa: Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, 45-71.

- Fiúza, A.F.G. (1983). Upwelling Patterns off Portugal. In: Suess E, Thiede J, editors. Coastal Upwelling. Its Sediment Record. *New York: Plenum*, 85-98.
- Fiúza, A.F.G.; Macedo, M.E.; Guerreiro, M.R. (1982). Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling. *Oceanologica Acta* 5, 31-40.
- Fletcher, W. J.; Boski, T.; Moura, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13000 years. *The Holocene* 4, 481-494.
- Fumanal, M.P., (1995). Pleistocene dune systems in the Valencian Betic cliffs (Spain). INQUA Subcommission on Mediterranean and Black Sea Shorelines Newsletter 17, 32-38.
- Garcia, T.; Ferreira, Ó.; Matias, A.; Dias, J. (2002). Recent Evolution of Culatra Island (Algarve – Portugal). Littoral 2002, The Changing Coast. EUROCOAST / EUCC, Porto – Portugal, Ed. EUROCOAST – Portugal, 289-294.
- Garel, E.; Pinto, L.; Santos, A.; Ferreira, Ó. (2009). Tidal and river discharge forcing upon water and sediment circulation at a rock-bound estuary (Guadiana estuary, Portugal). *Estuarine Coastal Shelf Science* 84, 269-281.
- Ghosh, P.; Brand, W. (2003). Stable isotope ratio mass spectrometry in global climate change research. *International Journal of Mass Spectrometry* 228, 1-33.
- Gil-Garcia, M.J.; Ruiz Zapata, M.B.; Mediavilla, R.; Santisteban, J.I.; Dominguez-Castro, F.; Dabrio, C.J. (2008). Registro de los cambios humanos y naturales en el humedal de las Tablas de Daimiel (Ciudad Real, España). *Geo-Temas* 10, 1471-1474.
- Gil-García, M.J.; Ruiz Zapata, M.B.; Santisteban, J.I.; Mediavilla, R.; López-Pamo, E.; Dabrio, C.J. (2007). Late Holocene environments in Las Tablas de Daimiel (south central Iberian peninsula, Spain). *Vegetation History Archaeobotany* 16, 241-250.
- Godwin, H. (1962). Half-life of radiocarbon. *Nature* 195, 984.
- Gomes, J.A. (2010). Estuário da Ribeira de Bensafrim: Leitura Geoarqueossismológica. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, 97 p.
- Gonfiantini, R.; Stichler, W.; Rozansky, K. (1995) Standards and intercomparison materials distributed by the International Atomic Energy Agency for stable isotopes measurements, in *Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements*, volume IAEA-TEODC-825, 13–29.
- Gonzalez, R.; Araújo, M.F.; Burdloff, D.; Cachão, M.; Cascalho, J.; Corredeira, C.; Dias, J.M.A.; Fradique, C.; Ferreira, J.; Gomes, C.; Machado, A.; Mendes, I.; Rocha, F. (2007). Sediment and pollutant transport in the Northern Gulf of Cadiz: a multi-proxy approach. *Journal of Marine Systems* 68(1), 1–23.

Gonzalez, R.; Dias, J.M.A.; Ferreira, Ó. (2001). Recent rapid evolution of the Guadiana Estuary (Southwestern Iberian Peninsula). *Journal of Coastal Research* 34, 516–527.

Gonzalez, R.; Dias, J.M.A.; Lobo, F.; Mendes, I. (2004). Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf (Northern Gulf of Cadiz, SW Iberia). *Quaternary International* 120, 133–144.

Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology* 50, 251–268.

Gröning, M. (2004). International stable isotope reference materials. In: *Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques*, P.A. de Groot (ed.), Elsevier Science B. V., Amsterdam. Volume I, Capítulo 40, 874–906.

Gupta, S.K.; Polach, H. A. (1985). Radiocarbon dating practices at ANU: Radiocarbon Dating Research, *Canberra*, 176 p.

Harkness, D.D. (1983). The extend of natural ^{14}C deficiency in the coastal environment of the United Kingdom. *^{14}C and Archaeology*, PACT 8, 351-364.

Hedges, J.I.; Oades, J.M. (1997). Comparative organic geochemistry of soils and marine sediments. *Organic Geochemistry* 27, 319–361.

Hoefs, J. (2009). *Stable Isotope Geochemistry*, Springer-Verlag, 6 th Edition, 293p.

Hopley, D., (1986). Beachrock as a sea-level indicator. In: Plassche, O.v.d. (Ed.), *Sea Level Research: A Manual for Collection an Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich, 157–173.

Ingram, B.L. (1998). Differences in radiocarbon age between shell and charcoal from a Holocene Shellmound in Northern California. *Quaternary Research* 49, 102–110.

Jalut, G. ; Amat A.E. ; 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.

Keith, M.L.; Anderson, G.M. (1963). Radiocarbon Dating: Fictitious Results with Mollusk Shells. *Science* 141(3581), 634–637.

Kennett, D.J.; Ingram, B.L.; Erlandson, J.M.; Walker, P. (1997). Evidence for temporal fluctuations in marine radiocarbon reservoir ages in the Santa Barbara Channel, southern California. *Journal of Archaeological Science* 24 (11), 1051–1059.

Lamb, A.L.; Wilson, G.P.; Leng, M.J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* 75, 29–57.

Law, R.G. (1975). Radiocarbon dates for Rangitoto and Motutapu, a consideration of the dating accuracy. *New Zeland Journal of Science* 18, 441-451.

Levin, I.; Heshaimer, V. (2000). Radiocarbon – a unique tracer of global carbon cycle dynamics. *Radiocarbon* 42 (1), 69-80.

Libby W. F. (1946). Atmospheric Helium Three and Radiocarbon from Cosmic Radiation. *Physical Review* 69, 671-672.

Longin, R. (1970). Extraction du collagène des os fossils pour leur datation par la méthode du carbone 14. These (3^e Cycle), Faculté de Sciences de l'Université de Lyon. 70 p.

Mahiques, M.M.; Fukumoto, M.M.; Silveira, I.C.A.; Figueira, R.C.L.; Bicego, M.C.; Lourenço, R.A.; Sousa, S.H.M. (2007). Sedimentary changes on the Southeastern Brazilian upper slope during the last 35,000 years. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (1), 171–181.

Mariotti A. (1983). Atmospheric nitrogen is a reliable standard for natural ¹⁵N abundance measurements. *Nature* 303, 685-687.

Martin-Puertas, C.; Valero-Garces, B.L.; Mata, M.P.; Gonzalez-Samperiz, P.; Bao, R.; Moreno, A.; Stefanova, V. (2008). Arid and humid phases in Southern Spain during the last 4000 years: the Zonar Lake record, Cordoba. *The Holocene* 18, 1–15.

Martins, J.M.M.; Faustino, A.C.; Soares, A.M.M. (2008). A calibração das datas de radiocarbono dos esqueletos humanos de Muge. *Promontoria* 6. Faro: Universidade do Algarve, 73 -93.

Mayewski, P.A.; Rohling, E.E.; Stager, J.C.; Karlen, W.; Maasch, K.A.; Meeker, L.D.; Meyerson, E.A.; Gasse, F.; van Kreveld, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R.R.; Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.

Mendes, I. (2010). Benthic foraminifera as palaeo-environmental indicators in the Northern Gulf of Cadiz. Tese de Doutoramento. Faro. 243 p.

Mendes, I.; Rosa, F.; Dias, J. A.; Ferreira, Ó. (2006). Holocene evolution of the Continental Shelf off Guadiana River, SW Iberian Peninsula. "5th Symposium on the Iberian Atlantic Margin ", Aveiro (Portugal), 141-142.

Mendes, I.; Rosa, F.; Dias, J. A.; Schönfeld, J.; Ferreira, Ó.; Pinheiro, J. (2010). Inner shelf paleoenvironmental evolution as a function of land-ocean interactions in the vicinity of the Guadiana River, SW Iberia. *Quaternary International* 221, 58–67.

Mendes, I.; Dias, J.A.; Schönfeld, J.; Ferreira, Ó.; Rosa, F.; Gonzalez, F.; Lobo, F.J. (2012). Natural and human-induced Holocene paleoenvironmental changes on the Guadiana shelf (northern Gulf of Cadiz). *The Holocene* 22 (9), 1011–1024.

Medici, T.; Angelucci, D.E.; Pereira, A.R. (2007). Da areia à farinha: primeiras informações sobre a utilização de eolianito quaternário para extracção e produção de mós. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. V, APGeom, 179-189.

Meyers, P.A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 144, 289–302.

Meyers, P.A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213–250.

Meyers; P.A.; Teranes; J.L. (2001). Sediment Organic Matter. In W. M. Last & J. P. Smol (eds.), 2001. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Volume 2 (9): *Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

Michczynski, A. (2007). Is it possible to find a good point estimate of a calibrated radiocarbon date? *Radiocarbon* 49(2), 393-401.

Mook, W.; van der Plicht J. (1999). Reporting ¹⁴C activities and concentrations. *Radiocarbon* 41(3), 227–229.

Mook, W.G.; Waterbolk, H.T. (1985). *Handbooks for Archaeologists 3: Radiocarbon Dating*. European Science Found, Strasbourg,. 65 p.

Morales, J.A.; Delgado, I.; Gutierrez-Mas, J.M. (2006). Sedimentary characterization of bed types along the Guadiana estuary (SW Europe) before the construction of the Alqueva dam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 70, 117–131.

Moura, D.; Veiga-Pires, C.; Albardeiro, I.; Boski, T.; Rodrigues, A.I.; Tareco, H. (2007). Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology*, 237, 127–142.

Nelson, C.H.; Baraza, J.; Maldonado, A.; Rodero, J.; Escutia, C.; Barber, J.H. (1999). Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology* 155, 99–129

Nogueira, E.; González-Nuevo, G.; Morán, X.A.G.; Varela, M.; Bode, A. (2003). Hydrological structures along the N and NW Iberian shelf during the winter-spring transition. *Thalassas* 19(2b),65–67.

Oeschger, H.; Siegenthaler, U.; Schotterer, U.; Gugelmann A. (1975). A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus* 27, 168-192.

Ortega, J.A.; Garzón, G. (2003). Palaeohydrology of the Lower Guadiana River basin. In: Thorndycraft, V.R., Benito, G., Barriendos, M., Llasat, M.C. (Eds.), *Palaeofloods, historical data and climatic variability: applications in flood risk assessment*. CSIC, Madrid, 33–38.

- Ortiz, J.E.; Gallego, J.L.R.; Torres, T.; Díaz-Bautista, A.; Sierra, C. (2010). Palaeoenvironmental reconstruction of northern Spain during the last 8000 cal yr BP based on the biomarker content of the Roñanzas peat bog (Asturias). *Organic Geochemistry* 41, 454–466.
- Pacheco, A.; Vila-Concejo, A.; Ferreira, Ó; Dias, J.A. (2008). Assessment of tidal inlet evolution and stability using sediment budget computations and hydraulic parameter analysis. *Marine Geology* 247,104–127.
- Perdue, E.M.; Koprivnjak, J.F. (2007). Using the C/N ratio to estimate terrigenous inputs of organic matter to aquatic environments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74, 65–72.
- Pereira, A.R. (1987). Acumulações eólicas consolidadas do litoral do Alentejo e Algarve ocidental. Linha de Acção de Geografia Física, Centros de Estudos Geográficos, Relatório nº 27, 113 p.
- Pereira, A.R. (1990). A Plataforma litoral do Alentejo e Algarve Ocidental. Estudo de Geomorfologia. Dissertação de Doutoramento, 450 p.
- Pereira, A.R.; Angelucci, D.E. (2004). Formações dunares no litoral português, do final do Plistocénico e inícios do Holocénico, como indicadores paleoclimáticos e paleogeográficos. *Evolução geohistórica do litoral português e fenómenos correlativos*. Geologia, História, Arqueologia e Climatologia, Lisboa: Universidade Aberta, 220-256.
- Pereira, A.R.; Correia, E.B. (1985). Dunas consolidadas em Portugal. Análise da bibliografia e algumas reflexões. *Linha de Acção de Geografia Física*, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, Relatório nº 22, 68 p.
- Pereira, A.R.; Soares, A.M. (1994). A estabilização do nível do mar no litoral de Armação de Pêra. Gaia 9, Lisboa, 91–93.
- Pereira, A.R.; Neves, M.; Trindade, J.; Borges, B.; Angelucci, D.E.; Soares, A. M. (2007). Dunas carbonatadas e depósitos correlativos na Estremadura (Portugal). Variações do nível do mar e neotectónica. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. V, APGeom, 165-178.
- Peterson, B. J.; Howarth, R. W. (1987). Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography* 32, 1195–1213.
- Polach, H. (1987). Evaluation and Status of Liquid Scintillation Counting for Radiocarbon Dating. *Radiocarbon*. 29(1), 1-11.
- Povinec, P.P.; Litherland, A.E.; von Reden, K.F. (2009). Developments in radiocarbon technologies: From the Libby counter to compound specific analyses. *Radiocarbon* 51, 45-78.

Prahl, F.; Ertel, J.; Goni, M.; Sparrow, M.; Eversmeyer, B. (1994). Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 3035-3048.

Purser, K.H.; Liebert, R.B.; Litherland, A.E.; Beukens, R.P.; Gove, H.E.; Bennett, C.L.; Clover, M.R.; Sondheim, W. (1977). An attempt to detect stable N⁻ ions from a sputter ion source and some implications of the results for the design of tandems for ultra-sensitive carbon analysis. *Revue de Physique Appliquée* 12, 1487-1492.

Ramos-Pereira, A.; Ramos, C.; Trindade, J.; Araújo-Gomes, J.; Rocha, J.; Granja, H.; Gonçalves, L.; Soares, A.M.; Martins, J.M. (2011). FMI5000: Um projecto sobre mudanças ambientais. *Finisterra*, XLVI, 91, 99-106.

Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Blackwell, P.G.; Bronk Ramsey, C.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Edwards, R.L.; Friedrich, M.; Grootes, P.M.; Guilderson, T.P.; Hajdas, I.; Heaton, T.J.; Hogg, A.G.; Hughen, K.A.; Kaiser, K.F.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S. W.; Reimer, R.W.; Richards, D.A.; Southon, J.R.; Talamo, S.; Turney, C.S.M.; van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51(4), 1111-1150.

Reimer, P.J.; McCormac, G.; Moore, J.; McCormick, F.; Murray, E.V. (2002). Marine radiocarbon reservoir corrections for the mid- to late Holocene in the eastern subpolar North Atlantic. *The Holocene* 12(2), 129-135.

Relvas, P.; Barton, E.D. (2002) Mesoscale patterns in the Cape São Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region. *Journal of Geophysical Research* 107 (C10), 3164. doi:10.1029/2000JC000456

Renfrew, C. (1974). *Before Civilization; The Radiocarbon Revolution and Prehistoric Europe*. New York: Alfred A Knopf.

Rhodes, E.J.; Bronk Ramsey, C.; Outram, Z.; Batt, C.; Willis, L.; Dockrill, S., Bond, J. (2003). Bayesian method applied to the interpretation of multiple OSL dates: high precision sediment ages from Old Scatness Broch excavations, Shetland Isles. *Quaternary Science Reviews* 22, 1231-1244.

Richards, M.P.; Hedges, R.E.M. (1999). Stable isotope evidence for similarities in the types of marine foods used by Late Mesolithic humans at sites along the Atlantic coast of Europe. *Journal of Archaeological Science*, 26: 717-722.

Riera, S.; Wansard, G.; Juliá, R. (2004). 2000-Year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena* 55, 293–324.

Rodríguez-Vidal, J.; Soares, A.M.M.; Ruiz, F.; Cáceres, L.M. (2010). Comment on “Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model” by A. Rodríguez-Ramírez and C.M. Yáñez-Camacho [Marine Geology 254 (2008) 187–196]. *Marine Geology* 275 (1–4), 292–295.

- Rodríguez-Vidal, J.; Ruiz, F.; Cáceres, L. M.; Abad, M.; González-Regalado, M. L.; Pozo, M.; Carretero, M. I.; Monge, A. M.; Gómez, F. (2011). Geomarkers of the 218–209 BC Atlantic tsunami in the Roman Lacus Ligustinus (SW Spain): A palaeogeographical approach. *Quaternary International* 242, 201-212.
- Rogers, J. C. (1984). The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review* 112, 1999-2015.
- Rogerson, M.; Rohling, E.J.; Weaver, P.P.E.; Murray, J.W. (2004). The Azores Front since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 779-789.
- Rosa, F.; Dias, J. A.; Mendes, I.; Ferreira, Ó. (2011). Mid to late Holocene constraints for continental shelf mud deposition in association with river input: the Guadiana Mud Patch (SW Iberia). *Geo-Marine Letters* 31(2), 109-112.
- Russell, N. (2011). Marine radiocarbon reservoir effects (MRE) in archaeology: temporal and spatial changes through the Holocene within the UK coastal environment. [Dissertação de Doutoramento] University of Glasgow, 166 p.
- Russell, N.; Cook, G.T.; Ascough, P.L.; Scott, E.M. and Dugmore, A.J. (2011). Examining the inherent variability in ΔR : New methods of presenting ΔR values and implications for MRE studies. *Radiocarbon* 53 (2), 277-288.
- Sabel, M.; Bechtel, A.; Püttmann, W.; Hoernes, S. (2005). Palaeoenvironment of the Eocene Eckfeld Maar lake (Germany): implications from geochemical analysis of the oil shale sequence. *Organic Geochemistry* 36, 873-891.
- Sánchez-García, L.; De Andrés, J.R.; Martín Rubí, J.A.; Louchouart, P. (2009). Diagenetic state and source characterization of marine sediments from the inner continental shelf of the Gulf of Cádiz (SW Spain), constrained by terrigenous biomarkers. *Organic Geochemistry* 40, 184-194.
- Schoeninger, M.J.; DeNiro, M.J.; Tauber, H. (1983). Stable nitrogen isotope ratios of bone collagen reflect marine and terrestrial components of Prehistoric human diet. *Science* 220, 1381-1383.
- Schultz, D.J.; Calder, J.A. (1976). Organic carbon $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in estuarine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 381-385.
- Scott, E.M.; Cook, G.T.; Naysmith, P. (2007). Error and uncertainty in radiocarbon measurements. *Radiocarbon* 49(2), 427-440.
- Sellstedt, H.; Engstrand, L.; Gejvall, N G, (1966). New application of radiocarbon dating to collagen residue in bones: *Nature* 212, 572-574.
- Sigman, D.M.; Boyle, E.A. (2000). Glacial/interglacial variations in atmosphere carbon dioxide. *Nature* 407, 859-69.

Soares, A.M.M. (1989). O Efeito de Reservatório Oceânico nas Águas Costeiras de Portugal Continental. Sacavém: Instituto de Ciências e Engenharia Nucleares (Instituto Nacional de Engenharia e Tecnologia Industrial).

Soares, A.M.M. (1993). The ^{14}C content of marine shells: evidence for variability in coastal upwelling off Portugal during the Holocene. In: *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. Vienna: International Atomic Energy Agency (IAEA). 471-485.

Soares, A.M.M. (2003). A duna de Magoito revisitada. *Revista Portuguesa de Arqueologia* 6 (1), 83-100.

Soares, A.M.M. (2005). Variabilidade do “Upwelling” Costeiro durante o Holocénico nas Margens Atlânticas Ocidental e Meridional da Península Ibérica. [Dissertação de Doutoramento]. Faro: Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente, Universidade do Algarve. 205 p.

Soares, A.M.M. (2010). Comment on “Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model” by A. Rodríguez-Ramírez and C.M. Yáñez-Camacho [*Marine Geology* 254 (2008) 187–196]. *Marine Geology* 275 (1–4), 15 287-289.

Soares, A.M.M.; Dias, J.M.A. (2006a). Coastal Upwelling and Radiocarbon – Evidence for Temporal Fluctuations in Ocean Reservoir Effect off Portugal during the Holocene. *Radiocarbon* 48(1), 45-60.

Soares, A.M.M.; Dias, J.M.A. (2006b). Once upon a time... the Azores Front penetrated into the Gulf of Cadiz. 5th Symposium on the Iberian Atlantic Margin (Proceedings). Aveiro: Universidade de Aveiro. 205-206.

Soares, A.M.M.; Dias, J.M.A. (2007). Reservoir effect of coastal waters off Western and Northwestern Galicia. *Radiocarbon* 49(2), 925-936.

Soares, A.M.M.; Martins, J.M.M. (2009). Radiocarbon dating of marine shell samples. The marine radiocarbon reservoir effect of coastal waters off Atlantic Iberia during Late Neolithic and Chalcolithic Periods. *Journal of Archaeological Science* 36, 2875-2881.

Soares, A.M.M.; Martins, J.M.M. (2010). Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cadiz: The reservoir effect. *Quaternary International* 221(1-2), 9-12.

Soares, A.M.M.; Moniz, C.; Cabral, J. (2006). A duna consolidada de Oitavos, a Oeste de Cascais, região de Lisboa : a sua datação pelo método do radiocarbono. *Comunicações Geológicas*, Tomo 93, 105-118.

Soares, A.M.M.; Pereira, A.R.; Martins, J.M.M.; Portela P.J. (2012). Radiocarbon dating of aeolianite formation. *Environmental Changes and Human interaction along the western Atlantic Edge*, 27-47.

Staubwasser, M.; Weiss, H. (2006). Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric–early historic West Asia. *Quaternary Research* 66, 372–387.

- Stuiver, M.; Braziunas, T.F.; (1993). Modeling Atmospheric ^{14}C Influences and ^{14}C Ages of Marine Samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35 (1), 137-189.
- Stuiver, M.; Braziunas, T.F.; Grootes, P.M.; Zielinski, G.A. (1997). Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quaternary Research* 48, 259-266.
- Stuiver, M.; Pearson, G.W.; Braziunas, T. (1986). Radiocarbon Age Calibration of Marine Samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon* 28 (2B), 980-1021.
- Stuiver, M.; Polach, H.A. (1977). Discussion. Reporting of ^{14}C Data. *Radiocarbon* 19(3), 355-363.
- Stuiver, M.; Reimer, P.J. (1993). Extended C-14 Data-Base and Revised Calib 3.0 C-14 Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Suess, H.E. (1955). Radiocarbon Concentration in Modern Wood. *Science* 120, 415-417.
- Sulzman, E.W. (2008). Stable Isotope Chemistry and Measurement: A Primer. *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, Second Edition (eds R. Michener and K. Lajtha), Blackwell Publishing Ltd, Oxford.
- Taylor, R.E. (1996). Radiocarbon dating: the continuing revolution. *Evolucionary Anthropology* 4, 169-181.
- Teixeira, S.B. (1999). Geomorfologia da zona submarina ao largo de Armação de Pêra (Algarve-Portugal). *Actas das V Jornadas de Silves*, Associação de estudos e defesa do património Histórico-Cultural do Concelho de Silves, 107-128.
- Teixeira, S.B.; Gaspar, P.; Rosa, M. (2005). Holocene sea-level index points on the Quarteira Coast (Algarve, Portugal). In: Freitas MC and Drago T (eds) *Coastal Hope*. Lisbon, 125-127.
- Teller, J.T.; Leverington, D.W.; Mann, J.D. (2002). Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 21, 879-887.
- Thornton, S. F.; McManus, J. (1994). Application of organic Carbon and Nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 38, 219-233.
- Trigo, R. M.; Pozo-Vázquez, D.; Osborn, T. J.; Castro-Díez, Y.; Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M. J. (2004). North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 24, 925-944.

Trigo, R.; Osborn, T. J.; Corte-Real, J. (2002). Influência da Oscilação do Atlântico Norte no clima do Continente Europeu e no caudal dos rios Ibéricos Atlânticos. *Finisterra* XXXVII, 5-31.

Tsoar, H. (2002). Climatic factors affecting mobility and stability of sand dunes. In : Lee, Jeffrey A., Zobeck, Ted M. (2002), Proceedings of ICAR5/GCTE-SEN Joint Conference, International Center for Arid and Semiarid Lands Studies, Texas Tech University, Lubbock, Texas, USA Publication 02-2, 423.

Valcarce, R.F.; Cortizas, A.M.; Chao, R.B.; Chesworth, W. (2003). Environmental change and social dynamics in the second-third millennium BC in NW Iberia. *Journal of Archaeological Science* 30, 859-871.

Varela, R.A.; Rosón, G.; Herrera, J.L.; Torres-López, S.; Fernández-Romero, A. (2005). A general view of the hydrographic and dynamical patterns of the Rías Baixas adjacent sea area. *Journal of Marine Systems* 54(1-4), 97-113.

Vargas, J.M.; García-Lafuente, J.; Delgado, J.; Criado, F. (2003). Seasonal and wind-induced variability of Sea Surface Temperature patterns in the Gulf of Cádiz. *Journal of Marine Systems* 38, 205-219.

Vis, G.J.; Kasse, C; Vandenberghe, J. (2008). Late Pleistocene and Holocene palaeogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): Effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply. *Quaternary Science Reviews* 27, 1682-1709.

Walker, M.J.C.; Berkelhammer, M.; Björck, S.; Cwynar, L.C.; Fisher, D.A.; Long, A.J.; Lowe, J.J.; Newnham, R.M.; Rasmussen, S.O.; Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/ Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, 649-659.

Ward, G. K.; Wilson, S. R. (1978). Procedures for Comparing and Combining Radiocarbon Age-Determinations - Critique. *Archaeometry*, 20 (FEB), 19-31.

Wang, T.; Surge, D.; Mithen, S. (2012). Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (*Patella vulgata*), Northwest Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 317–318, 104-113.

Wilson, I.G. (1973). Ergs. *Sedimentary Geology* 10, 77-106.

Wooster, W.S.; Bakun, A.; McLain, D.R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research* 34, 131-141.

Zbyszewski, G. (1940). Contribuição à l'étude du littoral quaternaire du Portugal. Publicações Museu Laboratório Mineralogia e Geologia Faculdade de Ciências do Porto, 15.

Anexo A



Tabela 1 - Resultados de ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ determinados para as amostras provenientes de contextos arqueológicos presentes na Costa Ocidental portuguesa.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	Ref. Lab.	Descrição Amostra Terrestre	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)
1 - Magoito^a (38° 55' N; 9° 26' W)							
ICEN-80	<i>Mytilus edulis</i>	2,34	9972 ± 69				
ICEN-81	<i>Patella</i> sp.	2,75	9788 ± 117				
ICEN-82	<i>Cerastoderma edule</i>	1,33	9914 ± 100	ICEN-52	Carvão	-24,56	9495 ± 64
2 - S. Julião I^a (38° 57' N; 9° 23' W)							
ICEN-109	<i>Cerastoderma edule</i>	5,70	8548 ± 67				
ICEN-153	<i>Cerastoderma edule</i>	-1,75	8336 ± 45	ICEN-179	Carvão	-24,74	8123 ± 98
2 - S. Julião II^a (38° 57' N; 9° 23' W)							
<u>(F1)</u> ICEN-84	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,33	9059 ± 52	ICEN-78	Carvão	-24,72	7809 ± 93
<u>(E1)</u> ICEN-107	<i>Cerastoderma edule</i>	-1,23	8132 ± 49	ICEN-73	Carvão	-23,42	7613 ± 84
3 - Castelejo^a (37° 05' N; 8° 58' W)							
ICEN-214	<i>Thais haemastoma</i>	1,89	8139 ± 111				
ICEN-220	<i>Patella</i> sp.	0,39	8164 ± 44	ICEN-211	Carvão	-23,98	7972 ± 55
3 - Castelejo^a (37° 05' N; 8° 58' W)							
<u>(C5)</u> ICEN-216	<i>Thais haemastoma</i>	1,65	8136 ± 72				
ICEN-218	<i>Mytilus edulis</i>	1,79	8200 ± 62				
ICEN-222	<i>Patella</i> sp.	0,32	8193 ± 45	ICEN-213	Carvão	-23,59	7899 ± 38
4 - Fiais^a (37° 34' N; 8° 40' W)							
<u>(30-35)</u> ICEN-103	<i>Cerastoderma edule</i> + <i>Patella</i> sp.	-1,07	7307 ± 77	ICEN-110	Ossos de animais	-21,10	6871 ± 223
5 - Buraca Grande^a (39° 59' N; 8° 33' W)							
<u>(L20 B/9)</u> Sac-1459	<i>C. várias espécies</i>	-1,75	6906 ± 135	Sac-1461	Carvão	-28,49	6793 ± 208
6 - Olelas^a (38° 50' N; 9° 17' W)							
<u>(F3 C3)</u> ICEN-880	<i>Pecten maximus</i>	0,54	4688 ± 107	ICEN-879	Ossos	-21,14	4403 ± 44
7 - Branqueiras^b (38° 43' N; 9° 26' W)							
<u>(A)</u> Sac-2127	<i>Cerastoderma edule</i>	0,81	4647 ± 46	Sac-2131	Ossos de animais	-20,11	4241 ± 48
<u>(B)</u> Sac-2129	<i>Cerastoderma edule</i>	1,09	4830 ± 42	Sac-2130	Ossos de animais	-20,99	4211 ± 64
8 - Leceia^a (38° 44' N; 9° 17' W)							
<u>(P C2)</u> ICEN-95	<i>Venus</i> sp.	1,34	4373 ± 56	ICEN-92	Carvão	-24,56	4116 ± 76
ICEN-102	<i>Patella</i> sp.	1,68	4354 ± 56	ICEN-89	Ossos de animais	-19,91	4203 ± 72
9 - Outeiro Redondo^{b,c} (38° 27' N; 9° 06' W)							
<u>(Debaixo Muralha)</u> Sac-2426	<i>Cerastoderma edule</i>	0 ^d	4348 ± 48	Sac-2428	Ossos	-20,47	4094 ± 59
<u>(A-3 (80-100))</u> Sac-2360	<i>Pecten maximus</i>	-0,60	4384 ± 38				
Sac-2362	<i>Patella</i> sp.	1,25	4394 ± 38	Sac-2363	Ossos	-19,14	4086 ± 50
<u>(A2-A3 (20-40))</u> Sac-2090	<i>Patella</i> sp.	1,67	4576 ± 46	Sac-2116	Ossos	-19,77	4080 ± 60

**A Plataforma Continental Algarvia como arquivo de Paleoambientes e Paleoclimas Holocénicos.
O papel do ^{14}C no seu estudo.**

Tabela 1 (cont.) - Resultados de ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ determinados para as amostras provenientes de contextos arqueológicos presentes na Costa Ocidental portuguesa.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	Ref. Lab.	Descrição Amostra Terrestre	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)
9 - Outeiro Redondo^{b,c} (38° 27' N; 9° 06' W)							
<u>(A3 (80-100))</u> Sac-2194	<i>Patella</i> sp.	1,91	4308 ± 41	Sac-2192	Ossos	-19,84	4071 ± 53
<u>(A3 (40-60))</u> Sac-2342	<i>Pecten maximus</i>	1,02	4552 ± 36	Sac-2365 ^e Sac-2366 ^f	Ossos Ossos	-19,84 -20,97	4087 ± 45 4027 ± 46
<u>(A3 (100-120))</u> Sac-2191	<i>Patella</i> sp.	1,57	4376 ± 45	Sac-2189	Ossos	-19,51	4058 ± 45
<u>((80-100) A3)</u> Sac-2359	<i>Patella</i> sp.	0,38	4407 ± 41	Sac-2364	Ossos	-20,72	3958 ± 62
<u>(A3 (40-60))</u> Sac-2339	<i>Patella</i> sp.	0,50	4452 ± 42	Sac-2372	Ossos	-21,24	3804 ± 54
<u>(A3 (60-80))</u> Sac-2200	<i>Venerupis decussata</i>	2,49	4204 ± 46	Sac-2201	Ossos	-20 ^d	3780 ± 58
<u>(A1-A2 (40-60))</u> Sac-2089	<i>Pecten maximus</i>	0,90	4340 ± 40				
Sac-2083	<i>Patella</i> sp.	1,23	4221 ± 42	Sac-2115	Ossos	-20,61	3690 ± 70
10 - Lexim^b (38° 53' N; 9° 19' W)							
<u>(A)</u> Sac-2184	<i>Venerupis decussata</i>	1,16	4348 ± 44	Sac-2069	Ossos de animais	-21,01	3926 ± 45
<u>(B)</u> Sac-2181	<i>Venerupis decussata</i>	0,93	4183 ± 43	Sac-2158	Ossos de animais	-19,58	3977 ± 60
11 - Moita da Ladra^b (38° 53' N; 9° 04' W)							
<u>(Vala 8)^g</u> Sac-2336	<i>Venerupis decussata</i>	-0,37	4357 ± 48	Sac-2370	Ossos	-21,65	3932 ± 77
<u>(Vala 3)^g</u> Sac-2337	<i>Venerupis decussata</i>	-0,86	4331 ± 40	Sac-2371	Ossos	-20,62	3809 ± 65
<u>(ML 55 (30-45))</u> Sac-2057	<i>Venerupis decussata</i>	0 ^d	4175 ± 42	Sac-2122	Ossos	-21,04	3697 ± 52
<u>(ML 9 (30-45))</u> Sac-2081	<i>Venerupis decussata</i>	-0,32	4103 ± 41	Sac-2123	Ossos	-21,06	3702 ± 52
<u>(ML 6 (45-60))</u> Sac-2082	<i>Venerupis decussata</i>	-0,55	4162 ± 41	Sac-2124	Ossos de animais	-20,20	3456 ± 88
12 - Tapada da Ajuda^a (38° 44' N; 9° 01' W)							
ICEN-96	<i>Osilinus lineata</i>	2,98	3449 ± 38				
ICEN-97	<i>Mytilus edulis</i>	0,04	3365 ± 48	ICEN-100	Ossos	-19,80	3003 ± 42
ICEN-99	<i>Patella</i> sp.	-1,42	3337 ± 41	ICEN-184	Carvão	-25,38	2999 ± 100
13 - Quinta do Percevejo^a (38° 41' N; 9° 10' W)							
<u>(II)</u> ICEN-1083	<i>Venerupis decussata</i>	-0,17	3366 ± 46	ICEN-1084	Carvão	-26,02	2944 ± 60
14 - Quinta do Marcelo^a (38° 41' N; 9° 10' W)							
<u>(9)</u> ICEN-947	<i>Patella</i> sp.	1,15	3375 ± 60				
ICEN-945	<i>Osilinus lineata</i>	1,27	3290 ± 47	ICEN-943	Ossos de animais	-20,85	2782 ± 117
<u>(8)</u> ICEN-920	<i>Patella</i> sp.	1,27	3212 ± 38	ICEN-924	Ossos de animais	-19,50	2699 ± 67
<u>(10)</u> ICEN-922	<i>Patella</i> sp.	0,77	3167 ± 51	ICEN-923	Ossos de animais	-20,57	2559 ± 100

Tabela 1 (cont.) - Resultados de ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ determinados para as amostras provenientes de contextos arqueológicos presentes na Costa Ocidental portuguesa.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	Ref. Lab.	Descrição Amostra Terrestre	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)
(Qd. U 45/3 12)		15 - Quinta do Almaraz^a (38° 41' N; 9° 09' W)					
ICEN-916	<i>Cerastoderma edule</i>	0,82	2970 ± 47				
ICEN-918	<i>Venerupis decussata</i>	0,29	3129 ± 61	ICEN-927	Ossos de animais	-20,03	2571 ± 57
(Qd. U 45/3 11)							
ICEN-914	<i>Venerupis decussata</i>	0,15	3021 ± 47	ICEN-926	Ossos de animais	-20,40	2663 ± 51
(Qd. U 45/3 6)							
ICEN-912	<i>Mytilus edulis</i>	0,47	2824 ± 45	ICEN-925	Ossos de animais	-20,38	2402 ± 47
(Vala E Sond. 6 (Fosso) 9)							
Sac-1365	<i>Venerupis decussata</i>	-1,02	2941 ± 42	Sac-1656	Ossos de animais	-20,80	2710 ± 46
(Sector 2 (0) Qd. J 27/4 (Fosso) 31)							
Sac-1627	<i>Venerupis decussata</i>	1,92	3077 ± 50	Sac-1636	Carvão	-25,10	2625 ± 124
(Vala E Sond. 6 (Fosso) 2)							
Sac-1367	<i>Mytilus edulis</i>	-0,23	3042 ± 49	Sac-1655	Ossos de animais	-19,22	2773 ± 65
Sac-1366	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,49	3009 ± 47				
Sac-1368	<i>Venerupis decussata</i>	-0,30	3067 ± 46	Sac-1362	Ossos	-20,48	2514 ± 52
16 - Santa Olaia^a (40° 10' N; 8° 43' W)							
ICEN-778	<i>Cerastoderma edule</i>	1,35	2867 ± 44	ICEN-777	Carvão	-25,04	2302 ± 200
(Silo 7/C3)		17 - Judiaria, Almada^a (38° 41' N; 9° 09' W)					
Sac-1416	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,94	1472 ± 42	Sac-1420	Carvão	-20,98	1046 ± 41
(Silo 17/C4)							
Sac-1418	<i>Cerastoderma edule</i>	-3,18	1317 ± 54	Sac-1419	Ossos de animais	-20,14	1043 ± 44
(Silo 6/C6)							
Sac-1394	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,78	1494 ± 41	Sac-1395	Ossos de animais	-21,56	1015 ± 41
(Silo 2/C2)							
Sac-1378	<i>Cerastoderma edule</i>	0 ^d	1342 ± 44	Sac-1376	Ossos de animais	-21,22	820 ± 41
(Silo 3/C2)							
Sac-1384	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,15	1272 ± 43	Sac-1382	Ossos de animais	-21,14	814 ± 39
(Silo 1/C2/C3)							
Sac-1372	<i>Patella</i> sp.	-0,51	991 ± 42	Sac-1370	Ossos de animais	-21,20	640 ± 42
(14d)		18 - Travessa da Portuguesa, Setúbal^a (38° 31' N; 8° 53' W)					
ICEN-701	<i>Mytilus edulis</i>	1,01	1443 ± 42				
ICEN-702	<i>Cerastoderma edule</i>	0,87	1378 ± 43	ICEN-698	Madeira (videira)	-27,29	932 ± 40
(14a)							
ICEN-703	<i>Cerastoderma edule</i> + <i>C. glaucum</i>	0,92	1265 ± 42	ICEN-699	Madeira (videira)	-25,45	873 ± 42
19 - Malhão^a (37° 51' N; 8° 48' W)							
ICEN-163	<i>Balanus</i> sp.	3,78	1470 ± 74				
ICEN-165	<i>Charonia</i> sp.	1,00	1361 ± 45	ICEN-130	Carvão	-23,83	980 ± 231
ICEN-168	<i>Mytilus edulis</i>	3,61	1489 ± 29	ICEN-161	Carvão	-22,84	866 ± 78
(GAL 4)		20 - Castelo de Palmela^a (38° 34' N; 8° 54' W)					
Sac-1444	<i>Mytilus edulis</i> + <i>Cerastoderma edule</i> + <i>Osilinus lineata</i>	-1,49	1851 ± 66	Sac-1445	Ossos de animais	-25,02	872 ± 90

a) Soares, 2005; Soares e Dias, 2006; b) Soares e Martins, 2009; c) Cardoso *et al.* 2010/2011; d) não foi efetuada a medição; e) e f) Duas frações da mesma amostra >250 μm e <250 μm , respetivamente; g) datas inéditas.

Tabela 2 – Teste χ^2 para os contextos arqueológicos em que foi utilizada a metodologia de pares múltiplos de amostras na Costa Ocidental portuguesa.

Contexto Arqueológico	Am. Marinhas	Am. Terrestres
Magoito	1,84; ($\chi^2_{:0.05}=5,99$)	-
S. Julião I	6,90; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)*	-
Castelejo (C5)	0,04; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	-
Castelejo (C4)	0,55; ($\chi^2_{:0.05}=5,99$)	-
Leceia (P C2)	0,06; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	0,69; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Outeiro Redondo (A3 (80-100))	0,03; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	-
Outeiro Redondo (A3 (40-60))	-	0,87; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Outeiro Redondo (A1-A2 (40-60))	4,21; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)*	-
Tapada da Ajuda	4,35; ($\chi^2_{:0.05}=5,99$)	0,00; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Quinta do Marcelo (II)	1,28; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	-
Quinta do Almaraz (Qd. U45/3 12)	4,26; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)*	-
Quinta do Almaraz (Vala E, Sond. 6 (Fosso) 9)	-	1,11; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Quinta do Almaraz (Vala E, Sond. 6 (Fosso) 2)	0,78; ($\chi^2_{:0.05}=5,99$)	-
Travessa da Portuguesa (14d)	1,17; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	-
Malhão	5,77; ($\chi^2_{:0.05}=5,99$)	0,22; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)

* contextos em que foram eliminadas datas convencionais de ^{14}C (ver texto)

Anexo A

Tabela 3 – Valores de ΔR determinados para as amostras provenientes dos contextos arqueológicos analisados na Costa Ocidental portuguesa (ordem cronológica).

Localização	Amostra Terrestre Idade ^{14}C (BP)	Idade Marinha Modelada Idade ^{14}C (BP)	Amostra Marinha Idade ^{14}C (BP)	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	$R(t) \pm \sigma$ (^{14}C)
Magoito	9495 \pm 64	9905 \pm 66	9972 \pm 69	67 \pm 96	477 \pm 94
			9788 \pm 117	-117 \pm 134	293 \pm 133
			9914 \pm 100	9 \pm 120	419 \pm 119
ΔR Média ponderada: 6 Desvio padrão ponderado: 65 Desvio padrão da dispersão: 54 6 ± 65 anos ^{14}C					
S. Julião I	8123 \pm 98	8483 \pm 84	8336 \pm 45	-147 \pm 95	213 \pm 108
S. Julião II (F1)	7809 \pm 93	8110 \pm 83	9059 \pm 52	949 \pm 98	1250 \pm 107
S. Julião II (E1)	7613 \pm 84	7966 \pm 58	8132 \pm 49	166 \pm 76	519 \pm 97
Castelejo (C5)	7972 \pm 55	8308 \pm 91	8139 \pm 111	-169 \pm 144	167 \pm 124
			8164 \pm 44	-144 \pm 101	192 \pm 70
ΔR Média ponderada: -152 Desvio padrão ponderado: 83 Desvio padrão da dispersão: 13 -152 ± 83 anos ^{14}C					
Castelejo (C4)	7899 \pm 38	8193 \pm 31	8136 \pm 72	-57 \pm 78	237 \pm 81
			8200 \pm 62	7 \pm 69	301 \pm 73
			8193 \pm 45	0 \pm 54	294 \pm 59
ΔR Média ponderada: -11 Desvio padrão ponderado: 37 Desvio padrão da dispersão: 20 -11 ± 37 anos ^{14}C					
Fiais (30-35)	6871 \pm 223	7255 \pm 224	7307 \pm 77	52 \pm 237	436 \pm 236
Buraca Grande (L20 B/9)	6793 \pm 208	7178 \pm 196	6906 \pm 135	-272 \pm 238	113 \pm 248
Olelas (F3 C3)	4403 \pm 44	4740 \pm 57	4688 \pm 107	-52 \pm 121	285 \pm 116
Branqueiras (A)	4241 \pm 48	4611 \pm 44	4647 \pm 46	36 \pm 64	406 \pm 66
Branqueiras (B)	4211 \pm 64	4575 \pm 72	4830 \pm 42	255 \pm 83	619 \pm 77
Leceia (P C2)	4116 \pm 76	4463 \pm 96	4373 \pm 56	-90 \pm 111	257 \pm 94
			4354 \pm 56	-109 \pm 111	238 \pm 94
			4203 \pm 72	4585 \pm 62	4373 \pm 56
			4354 \pm 56	-231 \pm 84	151 \pm 91
ΔR Média ponderada: -177 Desvio padrão ponderado: 47 Desvio padrão da dispersão: 25 -177 ± 47 anos ^{14}C					
Outeiro Redondo (Debaixo Muralha)	4094 \pm 59	4420 \pm 53	4348 \pm 48	-72 \pm 71	254 \pm 76
Outeiro Redondo (A3 (80-100))	4086 \pm 50	4428 \pm 50	4384 \pm 38	-44 \pm 63	298 \pm 63
			4394 \pm 38	-34 \pm 63	308 \pm 63
ΔR Média ponderada: -39 Desvio padrão ponderado: 45 Desvio padrão da dispersão: 5 -39 ± 45 anos ^{14}C					
Outeiro Redondo (A2-A3 (20-40))	4080 \pm 60	4422 \pm 53	4576 \pm 46	154 \pm 70	496 \pm 76
Outeiro Redondo (A3 (80-100))	4071 \pm 53	4436 \pm 88	4308 \pm 41	-128 \pm 97	237 \pm 67
Outeiro Redondo (A3 (40-60))	4087 \pm 45	4397 \pm 60	4552 \pm 36	155 \pm 70	465 \pm 58
			4027 \pm 46	4367 \pm 52	4552 \pm 36
ΔR Média ponderada: 172 Desvio padrão ponderado: 47 Desvio padrão da dispersão: 16 172 ± 47 anos ^{14}C					
Outeiro Redondo (A3 (100-120))	4058 \pm 45	4420 \pm 81	4376 \pm 45	-44 \pm 93	318 \pm 64
Outeiro Redondo (80-100) A3)	3958 \pm 62	4290 \pm 79	4407 \pm 41	117 \pm 89	449 \pm 74
Outeiro Redondo (A3 (40-60))	3804 \pm 54	4140 \pm 47	4452 \pm 42	312 \pm 63	648 \pm 68
Outeiro Redondo (A3 (60-80))	3780 \pm 58	4115 \pm 49	4204 \pm 46	89 \pm 67	424 \pm 74
Outeiro Redondo (A1-A2 (40-60))	3690 \pm 70	4017 \pm 72	4221 \pm 42	204 \pm 84	531 \pm 82
Lexim (A)	3926 \pm 45	4269 \pm 44	4348 \pm 44	79 \pm 62	422 \pm 63
Lexim (B)	3977 \pm 60	4341 \pm 46	4183 \pm 43	-158 \pm 63	206 \pm 74
Moita da Ladra (Vala 8)	3932 \pm 77	4272 \pm 88	4357 \pm 48	85 \pm 100	425 \pm 91

**A Plataforma Continental Algarvia como arquivo de Paleoambientes e Paleoclimas Holocénicos.
O papel do ^{14}C no seu estudo.**

Tabela 3 (cont.) – Valores de ΔR determinados para as amostras provenientes dos contextos arqueológicos analisados na Costa Ocidental portuguesa (ordem cronológica).

Localização	Amostra Terrestre Idade ^{14}C (BP)	Idade Marinha Modelada Idade ^{14}C (BP)	Amostra Marinha Idade ^{14}C (BP)	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	$R(t) \pm \sigma$ (^{14}C)
Moita da Ladra (Vala 3)	3809 \pm 65	4147 \pm 65	4331 \pm 40	184 \pm 76	522 \pm 76
Moita da Ladra (ML 55 (30-45))	3697 \pm 52	4020 \pm 71	4175 \pm 42	155 \pm 82	478 \pm 67
Moita da Ladra (ML 9 (30-45))	3702 \pm 52	4032 \pm 47	4103 \pm 41	71 \pm 62	401 \pm 66
Moita da Ladra (ML 6 (45-60))	3456 \pm 88	3791 \pm 84	4162 \pm 41	371 \pm 94	706 \pm 97
Tapada da Ajuda	3003 \pm 42	3353 \pm 58	3449 \pm 38	96 \pm 70	446 \pm 57
			3365 \pm 48	12 \pm 75	362 \pm 64
			3337 \pm 41	-16 \pm 71	334 \pm 59
	2999 \pm 100	3336 \pm 124	3449 \pm 38	113 \pm 130	450 \pm 107
			3365 \pm 48	29 \pm 133	366 \pm 111
			3337 \pm 41	1 \pm 131	338 \pm 108
ΔR Média ponderada: 36 Desvio padrão ponderado: 36 Desvio padrão da dispersão: 22 36 ± 36 anos ^{14}C					
Q. do Percevejo (II)	2944 \pm 60	3274 \pm 72	3366 \pm 46	92 \pm 85	422 \pm 76
Q. do Marcelo (9)	2782 \pm 117	3111 \pm 101	3375 \pm 60	264 \pm 118	593 \pm 131
			3290 \pm 47	179 \pm 111	508 \pm 126
ΔR Média ponderada: 219 Desvio padrão ponderado: 81 Desvio padrão da dispersão: 43 219 ± 81 anos ^{14}C					
Q. do Marcelo (8)	2699 \pm 67	3047 \pm 49	3212 \pm 38	165 \pm 62	513 \pm 77
Q. do Marcelo (10)	2559 \pm 100	2934 \pm 73	3167 \pm 51	233 \pm 89	608 \pm 112
Q. de Almaraz (Qd. U 45/3 12)	2571 \pm 57	2956 \pm 40	2970 \pm 47	14 \pm 62	399 \pm 74
			3129 \pm 61	173 \pm 73	558 \pm 83
ΔR Média ponderada: 81 Desvio padrão ponderado: 47 Desvio padrão da dispersão: 80 81 ± 80 anos ^{14}C					
Q. de Almaraz (Qd. U 45/3 11)	2663 \pm 51	3014 \pm 25	3021 \pm 47	7 \pm 53	358 \pm 69
Q. de Almaraz (Qd. U 45/3 6)	2402 \pm 47	2750 \pm 53	2824 \pm 45	74 \pm 69	422 \pm 65
Q. de Almaraz (Val E Sond 6 (F) 9)	2710 \pm 46	3050 \pm 41	2941 \pm 42	-109 \pm 58	231 \pm 62
Q. de Almaraz (S2(0) Qd. J27/4 (F) 31)	2625 \pm 124	2947 \pm 140	3077 \pm 50	130 \pm 149	452 \pm 134
	2773 \pm 65	3102 \pm 66	3077 \pm 50	-25 \pm 83	304 \pm 82
ΔR Média ponderada: 12 Desvio padrão ponderado: 73 Desvio padrão da dispersão: 78 12 ± 78 anos ^{14}C					
Q. de Almaraz (Val E Sond 6 (F) 2)	2514 \pm 52	2914 \pm 51	3042 \pm 49	128 \pm 71	528 \pm 71
			3009 \pm 47	95 \pm 69	495 \pm 70
			3067 \pm 46	153 \pm 69	553 \pm 69
ΔR Média ponderada: 125 Desvio padrão ponderado: 40 Desvio padrão da dispersão: 17 125 ± 40 anos ^{14}C					
Santa Olaia	2302 \pm 200	2617 \pm 191	2867 \pm 44	250 \pm 196	565 \pm 205
Judiaria Almada (Silo 7/C3)	1046 \pm 41	1419 \pm 25	1472 \pm 42	53 \pm 49	426 \pm 59
Judiaria Almada (Silo 17/C4)	1043 \pm 44	1418 \pm 26	1317 \pm 54	-101 \pm 60	274 \pm 70
Judiaria Almada (Silo 6/C6)	1015 \pm 41	1403 \pm 23	1494 \pm 41	91 \pm 47	479 \pm 58
Judiaria Almada (Silo 2/C2)	820 \pm 41	1191 \pm 33	1342 \pm 44	151 \pm 55	522 \pm 60
Judiaria Almada (Silo 2/C2)	814 \pm 39	1184 \pm 28	1272 \pm 43	88 \pm 52	458 \pm 58
Judiaria Almada (Silo 1/C2/C3)	640 \pm 42	1073 \pm 40	991 \pm 42	-82 \pm 58	351 \pm 59

Anexo A

Tabela 3 (cont.) – Valores de ΔR determinados para as amostras provenientes dos contextos arqueológicos analisados na Costa Ocidental portuguesa (ordem cronológica).

Localização	Amostra Terrestre Idade ^{14}C (BP)	Idade Marinha Modelada Idade ^{14}C (BP)	Amostra Marinha Idade ^{14}C (BP)	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	$R(t) \pm \sigma$ (^{14}C)		
T. da Portuguesa (14d)	932 \pm 40	1320 \pm 58	1443 \pm 42 1378 \pm 43	123 \pm 72 58 \pm 72	511 \pm 58 446 \pm 59		
ΔR Média ponderada: 91 Desvio padrão ponderado: 51 Desvio padrão da dispersão: 33 91 ± 51 anos ^{14}C							
T. da Portuguesa (14a)	873 \pm 42	1248 \pm 42	1265 \pm 42	17 \pm 60	392 \pm 59		
Malhão	980 \pm 231	1371 \pm 228	1470 \pm 74	99 \pm 240	490 \pm 243		
			1361 \pm 45	-10 \pm 232	381 \pm 235		
			1489 \pm 29	118 \pm 230	509 \pm 233		
			866 \pm 78	1222 \pm 61	1470 \pm 74	248 \pm 96	604 \pm 108
			1361 \pm 45	139 \pm 76	495 \pm 90		
		1489 \pm 29	267 \pm 68	623 \pm 83			
ΔR Média ponderada: 203 Desvio padrão ponderado: 43 Desvio padrão da dispersão: 42 203 ± 43 anos ^{14}C							
C. Palmela (GAL 4)	872 \pm 90	1264 \pm 106	1851 \pm 66	587 \pm 125	979 \pm 112		

**A Plataforma Continental Algarvia como arquivo de Paleoambientes e Paleoclimas Holocénicos.
O papel do ^{14}C no seu estudo.**

Tabela 4 - Resultados de ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ determinados para as amostras provenientes de contextos arqueológicos presentes no Barlavento algarvio.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	Ref. Lab.	Descrição Amostra Terrestre	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)
(M7)							
21 - Alcalar^a (37° 12' N; 8° 35' W)							
Sac-1608	<i>Venerupis decussata</i>	-2,07	6582 ± 62				
Sac-1594	<i>Venerupis decussata</i>	-2,99	6446 ± 59				
Sac-1601	<i>Venerupis decussata</i>	-2,19	6569 ± 71				
Sac-1602	<i>Venerupis decussata</i>	-6,83	6519 ± 59	Sac-1794	Carvão	-29,72	5636 ± 97
22 - Pedra Escorregadia^a (37° 04' N; 8° 55' W)							
ICEN-847	<i>Patella</i> sp.	1,08	4872 ± 52	ICEN-844	Ossos humanos	-19,42	4063 ± 66
ICEN-846	<i>Policipes</i> sp.	-1,02	4878 ± 56	ICEN-1028	Ossos humanos	-19,68	3799 ± 102
[781]							
21 - Alcalar^b (37° 12' N; 8° 35' W)							
Sac-2511 ^d	<i>Venerupis decussata</i>	0 ^c	4399 ± 43				
Sac-2512 ^e	<i>Venerupis decussata</i>	-2,09	4490 ± 51	Sac-2492	Ossos	-20,32	3957 ± 45
(QD3)							
23 - Rocha Branca^a (37° 11' N; 8° 26' W)							
ICEN-852	<i>Mytilus edulis</i>	-1,59	3009 ± 44	ICEN-853	Carvão	-24,84	2566 ± 42
(QE3)							
ICEN-857	<i>Osilinus lineata</i>	-0,25	2884 ± 49	ICEN-855	Ossos de animais	-20,49	2391 ± 44
(EA)							
24 - Policia Judiciária - Faro^a (37° 00' N; 7° 56' W)							
ICEN-157	<i>Venerupis decussata</i>	4,67	2644 ± 50	ICEN-156	Ossos de animais	-17,49	2234 ± 40
25 - Vila Velha de Alvor^a (37° 08' N; 8° 36' W)							
				ICEN-226	Carvão	-21,18	1918 ± 310
ICEN-232	<i>Osilinus lineata</i>	1,07	2477 ± 75	ICEN-227	Ossos de animais	-21,06	2113 ± 66
(Abside)							
26 - Loulé Velho^a (37° 04' N; 8° 04' W)							
Sac-1579	<i>Cerastoderma edule</i>	4,56	2478 ± 52	Sac-1576	Carvão	-25 ^c	2028 ± 72
(2)							
Sac-1807	<i>Cerastoderma edule</i>	1,02	2126 ± 47	Sac-1808	Ossos de animais	-18,70	1754 ± 44
(Q30)							
27 - Poço-Cisterna Silves^a (37° 11' N; 8° 26' W)							
ICEN-550	<i>Venerupis decussata</i>	0,01	1622 ± 39	ICEN-551	Carvão	-24,48	1277 ± 38
(Q4)							
ICEN-225	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,75	1882 ± 70	ICEN-202	Carvão	-25,01	1139 ± 45
(Silo 4)							
28 - Rua da Arrochela^a (37° 11' N; 8° 26' W)							
Sac-1442	<i>Venerupis decussata</i>	-0,21	1477 ± 38				
Sac-1422	<i>Cerastoderma edule</i>	0,67	1514 ± 40	Sac-1443	Carvão	-23,68	1060 ± 41
(RJ306)							
29 - Lagos^b (37° 06' N; 8° 40' W)							
Sac-2424 ^d	<i>Venerupis decussata</i>	2,30	1098 ± 34				
Sac-2425 ^e	<i>Venerupis decussata</i>	-0,76	1056 ± 33	Sac-2423	Ossos	-21,18	564 ± 36
(RJ37)							
Sac-2421 ^d	<i>Venerupis decussata</i>	-1,00	1048 ± 33				
Sac-2422 ^e	<i>Venerupis decussata</i>	-0,60	1040 ± 39	Sac-2420	Ossos	-21,92	539 ± 34
(RJ86)							
Sac-2418 ^d	<i>Venerupis decussata</i>	-0,91	982 ± 33				
Sac-2419 ^e	<i>Venerupis decussata</i>	-0,76	984 ± 40	Sac-2417	Ossos	-22,63	423 ± 35

a) Soares e Dias, 2006; b) datas inéditas; c) não foi efetuada a medição; d) fração intermédia (não utilizada no cálculo do ΔR); e) fração interna (utilizada no cálculo do ΔR).

Anexo A

Tabela 5 – Teste χ^2 para os contextos arqueológicos em que foi utilizada a metodologia de pares múltiplos de amostras no Barlavento.

Contexto Arqueológico	Am. Marinhas	Am. Terrestres
Alcalar M7	3,03; ($\chi^2_{:0.05}=7,81$)	-
Pedra Escorregadia	0,00; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	4,72; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Vila Velha Alvor	-	0,38; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Rua Arrochela (Silo 4)	0,45; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	-

Tabela 6 – Valores de ΔR para os pares de amostras de cada contexto proveniente do Barlavento (ordem cronológica).

Localização	Amostra Terrestre Idade ^{14}C (BP)	Idade Marinha Modelada Idade ^{14}C (BP)	Amostra Marinha Idade ^{14}C (BP)	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	$R(t) \pm \sigma$ (^{14}C)		
Alcalar (M7)	5636 \pm 97	6000 \pm 87	6582 \pm 62	582 \pm 107	946 \pm 115		
			6446 \pm 59	446 \pm 105	810 \pm 114		
			6569 \pm 71	569 \pm 112	933 \pm 120		
			6519 \pm 59	519 \pm 105	883 \pm 114		
ΔR Média ponderada: 527 Desvio padrão ponderado: 54 Desvio padrão da dispersão: 31 527 ± 54 anos ^{14}C							
Pedra Escorregadia	4063 \pm 66	4430 \pm 71	4872 \pm 52	442 \pm 88	809 \pm 84		
			4878 \pm 56	448 \pm 91	815 \pm 87		
			3799 \pm 102	4131 \pm 106	4872 \pm 52	741 \pm 118	1073 \pm 114
			4878 \pm 56	747 \pm 120	1079 \pm 116		
ΔR Média ponderada: 553 Desvio padrão ponderado: 51 Desvio padrão da dispersão: 86 553 ± 86 anos ^{14}C							
Alcalar [781]	3957 \pm 45	4332 \pm 39	4490 \pm 51	158 \pm 64	533 \pm 68		
Rocha Branca (QD3)	2566 \pm 42	2930 \pm 58	3009 \pm 44	79 \pm 73	443 \pm 61		
Rocha Branca (QE3)	2391 \pm 44	2726 \pm 32	2884 \pm 49	158 \pm 58	493 \pm 66		
P.J. Faro (EA)	2234 \pm 40	2604 \pm 54	2644 \pm 50	40 \pm 74	410 \pm 64		
V.V. Alvor	2113 \pm 66	2471 \pm 91	2477 \pm 75	6 \pm 118	364 \pm 100		
			1918 \pm 310	2255 \pm 285	2477 \pm 75	222 \pm 294	559 \pm 319
ΔR Média ponderada: 36 Desvio padrão ponderado: 110 Desvio padrão da dispersão: 108 36 ± 110 anos ^{14}C							
Loulé Velho (Abside)	2028 \pm 72	2365 \pm 70	2478 \pm 52	113 \pm 87	450 \pm 89		
Loulé Velho (2)	1754 \pm 44	2094 \pm 41	2126 \pm 47	32 \pm 62	372 \pm 64		
P.C. Silves (Q30)	1277 \pm 38	1673 \pm 50	1622 \pm 39	-51 \pm 64	345 \pm 54		
P.C. Silves (Q4)	1139 \pm 45	1502 \pm 28	1882 \pm 70	380 \pm 75	743 \pm 83		
R. Arrochela (Silo 4)	1060 \pm 41	1428 \pm 30	1477 \pm 38	49 \pm 49	417 \pm 56		
			1514 \pm 40	86 \pm 50	454 \pm 57		
ΔR Média ponderada: 67 Desvio padrão ponderado: 35 Desvio padrão da dispersão: 19 67 ± 35 anos ^{14}C							
Lagos (RJ306)	564 \pm 36	997 \pm 44	1056 \pm 33	59 \pm 55	492 \pm 49		
Lagos (RJ37)	539 \pm 34	963 \pm 27	1040 \pm 39	77 \pm 47	501 \pm 52		
Lagos (RJ86)	423 \pm 35	878 \pm 28	984 \pm 40	106 \pm 49	561 \pm 53		

Tabela 7 – Teste χ^2 , considerando todas os valores de ΔR determinados para a região do Barlavento.

Contexto Arqueológico	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	Resultado do Teste χ^2
Alcalar (M7)	527 \pm 54*	n=15 127,25; ($\chi^2_{:0,05}=23,68$)
Pedra Escorregadia	553 \pm 86*	
Alcalar [781]	158 \pm 64	
Rocha Branca (QD3)	79 \pm 73	
Rocha Branca (QE3)	158 \pm 58	
P.J. Faro (EA)	40 \pm 74	
V.V. Alvor	36 \pm 110	
Loulé Velho (Abside)	113 \pm 87	
Loulé Velho (2)	32 \pm 62	
P.C. Silves (Q30)	-51 \pm 64	
P.C. Silves (Q4)	380 \pm 75*	
R. Arrochela (Silo 4)	67 \pm 35	
Lagos (RJ306)	59 \pm 55	
Lagos (RJ37)	77 \pm 47	
Lagos (RJ86)	106 \pm 49	

*valores excluído do cálculo do valor médio ponderado de ΔR

Tabela 8 – Teste χ^2 após eliminação dos valores de ΔR que não cumprem o critério estatístico.

Contexto Arqueológico	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	Resultado do teste χ^2	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)
Alcalar [781]	158 \pm 64	9,32; ($\chi^2_{:0,05}=19,68$)	n = 12 Média ponderada: 69 Desvio padrão ponderado: 16 Desvio padrão da dispersão: 17 69 \pm 17 anos ^{14}C
Rocha Branca (QD3)	79 \pm 73		
Rocha Branca (QE3)	158 \pm 58		
P.J. Faro (EA)	40 \pm 74		
V.V. Alvor	36 \pm 110		
Loulé Velho (Abside)	113 \pm 87		
Loulé Velho (2)	32 \pm 62		
P.C. Silves (Q30)	-51 \pm 64		
R. Arrochela (Silo 4)	67 \pm 58		
Lagos (RJ306)	59 \pm 55		
Lagos (RJ37)	77 \pm 47		
Lagos (RJ86)	106 \pm 49		

Anexo A

Tabela 9- Resultados de ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ determinados para as amostras provenientes de contextos arqueológicos presentes no do Sotavento algarvio.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	Ref. Lab.	Descrição Amostra Terrestre	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)
(UE 340) 30 - Castro Marim^a (37° 13' N; 7° 27' W)							
Sac-2443	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,90	2755 ± 45	Sac-2444	Carvão (<i>Fraxinus sp.</i> + <i>Olea europaea</i>)	-21,16	2458 ± 82
(UE 345)							
Sac-2446	<i>Donax trunculus</i>	0 ^b	2752 ± 37	Sac-2445	Carvão (<i>Olea europaea</i> + <i>Arbustus unedo</i> + <i>Pinus pinea</i> + <i>Fraxinus angustifolia</i>)	-25 ^b	2447 ± 83
(UE 89)							
Sac-2439	<i>Venerupis decussata</i>	-1,06	2636 ± 62	Sac-2441	Carvão (<i>Erica arborea</i>)	-23,36	2474 ± 58
Sac-2438	<i>Cerastoderma edule</i> + <i>Venerupis decussata</i> + <i>Ensis siliqua</i>	0,72	2684 ± 37	Sac-2440	Carvão (<i>Olea europaea</i>)	-26,26	2419 ± 42
(UE 215)							
Sac-2448	<i>Cerastoderma edule</i>	0 ^a	2740 ± 47	Sac-2449	Carvão (<i>Pinus Pinea</i>)	-25 ^b	2431 ± 55
(UE 124)							
Sac-2456	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,21	2669 ± 40	Sac-2458	Carvão (<i>Pinus pinea</i> + <i>Quercus coccifera</i> + <i>Olea europaea</i>)	-24,58	2427 ± 68
Sac-2457	<i>Ensis siliqua</i>	0 ^b	2636 ± 64				
(UE 299)							
Sac-2453	<i>Cerastoderma edule</i> + <i>Venerupis decussata</i>	0,31	2771 ± 60	Sac-2454	Carvão (<i>Pinus Pinea</i>)	-25,46	2419 ± 41
(RAF) 31 - Tavira^c (37° 07' N; 7° 39' W)							
Sac-2496	<i>Murex trunculus</i>	-1,00	1984 ± 48	Sac-2497	Ossos	-21,50	1662 ± 58
(CSM)							
Sac-2472	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,36	1133 ± 40	Sac-2470	Ossos	-20,15	877 ± 51
				Sac-2498	Carvão (<i>Ceratonia siliqua</i>)	-25,72	816 ± 41
(Sap.5)							
Sac-2469	<i>Venerupis decussata</i>	-2,63	1178 ± 37	Sac-2467	Ossos	-22,56	708 ± 36
(Sap.6)							
				Sac-2500	Carvão (<i>Prunus</i> + <i>Prunus avium/cerasus</i>)	-25,55	648 ± 39
Sac-2463	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,42	998 ± 42	Sac-2464	Ossos	-21,58	651 ± 43
(CNSP)							
Sac-2462	<i>Murex brandaris</i>	0,62	699 ± 38	Sac-2460	Ossos	-21,43	287 ± 36
Sac-2459	<i>Pecten maximus</i>	1,19	607 ± 34	Sac-2501	Carvão (<i>Pistacea</i> + <i>Pistacea lentiscus</i>)	-24,47	251 ± 41
(UE 405) 32 - Cacela^c (37° 10' N; 7° 32' W)							
Sac-2656	(<i>C. várias espécies</i>)	0,61	1487 ± 44				
Sac-2655	<i>Charonia sp.</i>	0 ^b	1385 ± 55	Sac-2648	Ossos	-20,50	866 ± 50
(UE 410)							
Sac-2679	<i>Pecten maximus</i>	0,45	1291 ± 35				
Sac-2682	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,19	1289 ± 47				
Sac-2675	<i>Venerupis decussata</i>	-1,04	1283 ± 64				
Sac-2677	<i>Solen marginatus</i>	-2,85	1203 ± 33	Sac-2649	Ossos	-20,59	860 ± 36

a) Arruda *et al.*, *in press.*; b) não foi efetuada a medição.; c) datas inéditas

**A Plataforma Continental Algarvia como arquivo de Paleoambientes e Paleoclimas Holocénicos.
O papel do ^{14}C no seu estudo.**

Tabela 10 – Teste χ^2 para os contextos arqueológicos em que foi utilizada a metodologia de pares múltiplos de amostras no Sotavento algarvio.

Contexto Arqueológico	Am. Marinhas	Am. Terrestres
CM (UE 89)	0,44; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	0,59; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
CM (UE 124)	0,19; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	-
Cacela (UE 405)	2,10; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	-
Cacela (UE 410)	4,25; ($\chi^2_{:0.05}=7,81$)	-
Tavira (CSM)	-	0,87; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Tavira (Sap.6)	-	0,00; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)
Tavira (CNSP)	3,26; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)	0,44; ($\chi^2_{:0.05}=3,84$)

Tabela 11 – Valores de ΔR para os pares de amostras de cada contexto arqueológico provenientes do Sotavento algarvio (ordem cronológica).

Localização	Amostra Terrestre Idade ^{14}C (BP)	Idade Marinha Modelada Idade ^{14}C (BP)	Amostra Marinha Idade ^{14}C (BP)	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	$R(t) \pm \sigma$ (^{14}C)		
Castro Marim (UE 340)	2458 \pm 82	2806 \pm 104	2755 \pm 45	-51 \pm 113	297 \pm 94		
Castro Marim (UE 345)	2447 \pm 83	2789 \pm 90	2752 \pm 37	-37 \pm 97	305 \pm 91		
Castro Marim (UE 89)	2474 \pm 58	2785 \pm 55	2636 \pm 62	-149 \pm 83	162 \pm 85		
			2684 \pm 37	-101 \pm 66	210 \pm 69		
			2419 \pm 42	2783 \pm 80	2636 \pm 62	-147 \pm 101	217 \pm 75
			2684 \pm 37	-99 \pm 88	265 \pm 56		
ΔR Média ponderada -120 Desvio padrão ponderado: 41 Desvio padrão da dispersão: 14 -120 \pm 41 anos ^{14}C							
Castro Marim (UE 215)	2431 \pm 55	2747 \pm 45	2740 \pm 47	-7 \pm 65	309 \pm 72		
Castro Marim (UE 124)	2427 \pm 68	2800 \pm 101	2669 \pm 40	-131 \pm 109	242 \pm 79		
			2636 \pm 64	-164 \pm 120	209 \pm 93		
ΔR Média ponderada: -146 Desvio padrão ponderado: 81 Desvio padrão da dispersão: 17 -146 \pm 81 anos ^{14}C							
Castro Marim (UE 299)	2419 \pm 41	2782 \pm 79	2771 \pm 60	-11 \pm 100	352 \pm 73		
Tavira (RAF)	1662 \pm 58	2028 \pm 59	1984 \pm 48	-44 \pm 76	322 \pm 75		
Cacela (UE 405)	866 \pm 50	1251 \pm 50	1487 \pm 44	236 \pm 67	621 \pm 67		
			1385 \pm 55	134 \pm 74	519 \pm 74		
ΔR Média ponderada: 190 Desvio padrão ponderado: 50 Desvio padrão da dispersão: 51 190 \pm 51 anos ^{14}C							
Cacela (UE 410)	860 \pm 36	1234 \pm 30	1291 \pm 35	57 \pm 46	431 \pm 50		
			1289 \pm 47	55 \pm 56	429 \pm 59		
			1283 \pm 64	49 \pm 71	423 \pm 73		
			1203 \pm 33	-31 \pm 45	343 \pm 49		
ΔR Média ponderada: 26 Desvio padrão ponderado: 26 Desvio padrão da dispersão: 21 26 \pm 26 anos ^{14}C							
Tavira (CSM)	877 \pm 51	1267 \pm 63	1133 \pm 40	-134 \pm 75	256 \pm 65		
	816 \pm 41	1188 \pm 32	1133 \pm 40	-55 \pm 51	317 \pm 57		
ΔR Média ponderada: -80 Desvio padrão ponderado: 42 Desvio padrão da dispersão: 40 -80 \pm 42 anos ^{14}C							
Tavira (Sap.5)	708 \pm 36	1123 \pm 17	1178 \pm 37	55 \pm 41	470 \pm 52		
Tavira (Sap.6)	651 \pm 43	1058 \pm 61	998 \pm 42	-58 \pm 72	350 \pm 57		
			998 \pm 42	-60 \pm 74	347 \pm 60		
ΔR Média ponderada: -59 Desvio padrão ponderado: 52 Desvio padrão da dispersão: 1 -59 \pm 52 anos ^{14}C							
Tavira (CNSP)	287 \pm 36	715 \pm 38	699 \pm 38	-16 \pm 54	412 \pm 52		
			607 \pm 34	-108 \pm 51	320 \pm 50		
			251 \pm 41	609 \pm 82	699 \pm 38	90 \pm 90	448 \pm 56
			607 \pm 34	-2 \pm 89	356 \pm 53		
ΔR Média ponderada: -37 Desvio padrão ponderado: 32 Desvio padrão da dispersão: 41 -37 \pm 41 anos ^{14}C							

Tabela 12 – Teste χ^2 e cálculo do valor médio de ΔR , para todos os valores obtidos no Sotavento algarvio.

Contexto Arqueológico	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	Resultado do teste χ^2
Castro Marim (UE340)	-51 \pm 113	
Castro Marim (UE345)	-37 \pm 97	
Castro Marim (UE89)	-120 \pm 41	
Castro Marim (UE215)	-7 \pm 65	
Castro Marim (UE124)	-146 \pm 81	
Castro Marim (UE299)	-11 \pm 100	
Tavira (RAF)	-44 \pm 76	34,59; ($\chi^2_{:0,05}=21,03$)
Cacela (UE405)	190 \pm 51*	
Cacela (UE410)	26 \pm 26	
Tavira (CSM)	-80 \pm 42	
Tavira (Sap.5)	55 \pm 41	
Tavira (Sap.6)	-59 \pm 52	
Tavira (CNSP)	-37 \pm 32	

*valor excluído do cálculo do valor médio ponderado de ΔR **Tabela 13** - Teste χ^2 após eliminação do valor de ΔR que não cumpre o critério estatístico.

Contexto Arqueológico	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	Resultado do teste χ^2	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	
Castro Marim (UE340)	-51 \pm 113			
Castro Marim (UE345)	-37 \pm 97			
Castro Marim (UE89)	-120 \pm 41			
Castro Marim (UE215)	-7 \pm 65		<i>n = 12</i>	
Castro Marim (UE124)	-146 \pm 81		<i>Média ponderada: -26</i>	
Castro Marim (UE299)	-11 \pm 100		<i>Desvio padrão ponderado: 14</i>	
Tavira (RAF)	-44 \pm 76	17,75; ($\chi^2_{:0,05}=19,68$)	<i>Desvio padrão da dispersão: 16</i>	
Cacela (410)	26 \pm 26			
Tavira (CSM)	-80 \pm 42			
Tavira (Sap.5)	55 \pm 41			
Tavira (Sap.6)	-59 \pm 52			
Tavira (CNSP)	-37 \pm 32			
				-26 \pm 14 anos ^{14}C

Tabela 14- Resultados de ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ determinados para as amostras provenientes de contextos arqueológicos presentes na costa andaluza do Golfo de Cádiz.

Ref. Lab.	Descrição Amostra marinha	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)	Ref. Lab.	Descrição Amostra Terrestre	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade ^{14}C (BP)
(E15) 33 - Papa Uvas^a (37° 16' N; 7° 02' W)							
ICEN-1073	<i>Venerupis decussata</i>	-0,76	4816 ± 69	ICEN-1068	Ossos	-19,37	4574 ± 108
(FIV)							
CSIC-814	<i>Venerupis decussata</i>	a	4760 ± 55	CSIC-812	Carvão	-25 ^b	4480 ± 70
				CSIC-811	Ossos	-20 ^b	4470 ± 70
(F12)							
ICEN-1079	<i>Venerupis decussata</i>	-0,31	4846 ± 74	ICEN-1069	Ossos	-20,42	4421 ± 94
(B10)							
ICEN-1071	<i>Venerupis decussata</i>	-1,43	4735 ± 54	ICEN-1067	Ossos	-19,89	4054 ± 195
(Silo 16) 34 - La Viña^a (36° 39' N; 6° 10' W)							
Sac-1652	<i>Patella sp.</i>	2,45	4827 ± 139				
Sac-1526	<i>Venerupis decussata</i>	-2,02	4891 ± 52				
Sac-1548	<i>Osilinus lineata</i>	3,02	5048 ± 49	Sac-1574	Ossos	-25,78	4428 ± 83
(UE69) 35 - Niebla^a (37° 21' N; 6° 42' W)							
Sac-1885	<i>Venerupis decussata</i>	0,30	2243 ± 80	Sac-1863	Ossos	-18,39	2067 ± 65
(UE16)							
Sac-1884	<i>Pecten maximus</i>	3,30	1176 ± 73	Sac-1864	Ossos	-20,47	904 ± 40
(SA)							
Sac-1887	<i>Venerupis decussata</i>	0,55	555 ± 38	Sac-1865	Ossos	-21,40	218 ± 43
(UE4) 36 - El Eucaliptal^a (37° 11' N; 6° 42' W)							
Sac-1890	<i>Cymbium olla</i>	1,17	1930 ± 57				
Sac-1889	<i>Murex brandaris</i> + <i>Murex trunculus</i>	1,46	1973 ± 39	Sac-1876	Ossos	-20,19	1751 ± 84

a) Soares, 2005; Soares e Martins, 2009; b) não foi efetuada a medição.

Tabela 15 – Teste χ^2 para os contextos em que foi utilizada a metodologia de pares múltiplos de amostras na costa andaluza do golfo de Cádiz.

Contexto Arqueológico	Am. Marinhas	Am. Terrestres
Papa Uvas (FIV)	-	0,01; ($\chi^2_{:0,05}=3,84$)
La Viña (Silo 16)	5,88; ($\chi^2_{:0,05}=5,99$)	-
El Eucaliptal (UE4)	0,68; ($\chi^2_{:0,05}=3,84$)	-

Tabela 16 – Valores de ΔR para os pares de amostras de cada contexto arqueológico analisado na costa andaluza do Golfo de Cádiz (ordem cronológica).

Localização	Amostra Terrestre Idade ^{14}C (BP)	Idade Marinha Modelada Idade ^{14}C (BP)	Amostra Marinha Idade ^{14}C (BP)	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	$R(t) \pm \sigma$ (^{14}C)
Papa Uvas (E15)	4574 \pm 108	4933 \pm 91	4816 \pm 69	-117 \pm 114	242 \pm 128
Papa Uvas (FIV)	4480 \pm 70	4868 \pm 97	4760 \pm 55	-108 \pm 112	280 \pm 89
	4470 \pm 70	4858 \pm 101	4760 \pm 55	-98 \pm 115	290 \pm 89
ΔR Média ponderada: -103 Desvio padrão ponderado: 80 Desvio padrão da dispersão 5 -103 \pm 80 anos ^{14}C					
La Viña (Silo 16)	4428 \pm 83	4751 \pm 72	4827 \pm 139	76 \pm 156	399 \pm 162
			4891 \pm 52	140 \pm 89	463 \pm 98
			5048 \pm 49	297 \pm 87	620 \pm 96
ΔR Média ponderada: 200 Desvio padrão ponderado: 58 Desvio padrão da dispersão: 66 200 \pm 66 anos ^{14}C					
Papa Uvas (F12)	4421 \pm 94	4748 \pm 76	4846 \pm 74	98 \pm 106	425 \pm 120
Papa Uvas (B10)	4054 \pm 195	4408 \pm 226	4735 \pm 54	327 \pm 233	681 \pm 202
Niebla (UE69)	2067 \pm 65	2406 \pm 68	2243 \pm 80	-163 \pm 105	176 \pm 103
El Eucaliptal (UE4)	1751 \pm 84	2095 \pm 91	1930 \pm 57	-165 \pm 107	179 \pm 102
			1973 \pm 39	-122 \pm 99	222 \pm 93
ΔR Média ponderada: -142 Desvio padrão ponderado: 73 Desvio padrão da dispersão: 22 -142 \pm 73 anos ^{14}C					
Niebla (UE16)	904 \pm 40	1258 \pm 25	1176 \pm 73	-82 \pm 77	272 \pm 83
Niebla (SA)	218 \pm 43	643 \pm 38	555 \pm 38	-88 \pm 54	337 \pm 57

Tabela 17 – Teste χ^2 e cálculo do valor médio de ΔR , para os valores negativos obtidos para a costa andaluza do Golfo de Cádiz.

Contexto Arqueológico	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	Resultado do teste χ^2	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)
Papa Uvas (E15)	-117 \pm 114		$n = 6$
Papa Uvas (FIV)	-103 \pm 80		Média ponderada: -108
Niebla (UE69)	-163 \pm 105		Desvio padrão ponderado: 31
El Eucaliptal (UE4)	-142 \pm 73	0,75; ($\chi^2_{:0.05}=11,07$)	Desvio padrão da dispersão: 13
Niebla (UE16)	-82 \pm 77		-108 \pm 31 anos ^{14}C
Niebla (SA)	-88 \pm 54		

Tabela 18 – Teste χ^2 e cálculo do valor médio de ΔR , para os valores positivos obtidos para a costa andaluza do Golfo de Cádiz.

Contexto Arqueológico	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)	Resultado do teste χ^2	$\Delta R \pm \sigma$ (^{14}C)
			$n = 3$
La Viña (Silo 16)	200 \pm 66		Média ponderada: 180
Papa Uvas (F12)	98 \pm 106	1,09; ($\chi^2_{:0.05}=5,99$)	Desvio padrão ponderado: 55
Papa Uvas (B10)	327 \pm 233		Desvio padrão da dispersão: 66
			180 \pm 66 anos ^{14}C

Anexo B



Tabela 1- Resultados da análise elementar e isotópica em carbono obtidos para o testemunho 6 (CRIDA0702).

Prof. (cm)	NT (%)	NT (mg/g)	C _{org} (%)	C _{org} (mg/g)	C _{inorg} (%)	C _{inorg} (mg/g)	C/N (atômico)	C/N (peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs VPDB
2	0,13	1,29	1,40	13,99	2,59	25,94	12,6	10,8	-24,4
4	0,12	1,25	1,35	13,51	2,53	25,26	12,7	10,8	-24,3
6	0,12	1,23	1,29	12,90	2,46	24,61	12,2	10,5	-24,4
10	0,11	1,11	1,26	12,58	2,46	24,65	13,2	11,3	-24,2
12	0,12	1,25	1,49	14,85	2,52	25,23	13,9	11,9	-24,8
14	0,14	1,36	1,56	15,61	2,25	22,46	13,4	11,5	-24,9
16	0,15	1,55	1,95	19,49	2,21	22,07	14,7	12,6	-25,4
18	0,31	3,06	3,82	38,16	1,84	18,39	14,6	12,5	-26,3
20	0,14	1,35	1,45	14,53	1,99	19,89	12,5	10,7	-25,3
23	0,14	1,39	1,46	14,62	1,54	15,40	12,3	10,5	-25,7
26	0,17	1,75	1,99	19,90	1,65	16,53	13,3	11,4	-26,0
28	0,12	1,23	1,57	15,67	1,45	14,50	14,9	12,8	-26,1
30	0,22	2,18	2,76	27,64	1,28	12,79	14,8	12,7	-26,3
32	0,36	3,58	4,80	47,96	1,40	13,97	15,6	13,4	-26,8
34	0,17	1,69	2,51	25,07	1,16	11,55	17,3	14,8	-26,6
37	0,08	0,82	1,01	10,15	2,22	22,16	14,4	12,3	-24,2
45	0,10	0,98	1,11	11,09	2,63	26,27	13,2	11,4	-24,2
49	0,09	0,89	0,96	9,57	2,81	28,14	12,5	10,7	-23,7
51	0,09	0,91	1,00	10,03	2,79	27,88	12,9	11,0	-23,8
55	0,09	0,85	0,94	9,37	3,01	30,10	12,8	11,0	-23,8
63	0,09	0,88	0,97	9,74	2,94	29,38	12,9	11,0	-23,8
69	0,09	0,94	1,00	10,02	2,83	28,33	12,4	10,7	-23,6
75	0,09	0,92	0,97	9,73	2,87	28,75	12,4	10,6	-23,6
81	0,10	0,98	1,08	10,78	2,82	28,16	12,8	11,0	-23,8
85	0,10	0,98	1,07	10,66	2,92	29,16	12,7	10,9	-23,8
89	0,09	0,94	1,03	10,34	2,90	28,97	12,8	11,0	-23,9
93	0,09	0,94	1,05	10,46	2,85	28,50	13,0	11,2	-23,8
99	0,10	0,98	1,03	10,32	3,18	31,76	12,3	10,6	-23,5
105	0,08	0,82	0,93	9,27	3,35	33,54	13,2	11,3	-23,6
109	0,09	0,89	0,92	9,23	3,57	35,66	12,0	10,3	-23,5
119	0,08	0,79	0,82	8,22	3,85	38,49	12,2	10,4	-23,1
123	0,08	0,82	0,82	8,21	4,05	40,52	11,7	10,0	-22,9
129	0,07	0,72	0,83	8,26	3,49	34,87	13,3	11,4	-23,6
135	0,07	0,72	0,80	7,97	3,50	34,96	12,8	11,0	-23,0
141	0,07	0,68	0,71	7,14	3,74	37,36	12,3	10,6	-23,1
148	0,07	0,66	0,74	7,42	3,57	35,72	13,0	11,2	-23,1
152	0,07	0,69	0,74	7,38	3,70	37,00	12,4	10,6	-23,1
158	0,06	0,56	0,65	6,48	3,58	35,77	13,5	11,5	-22,8
164	0,06	0,56	0,66	6,65	3,61	36,06	13,7	11,8	-22,9
170	0,06	0,59	0,68	6,80	3,52	35,25	13,4	11,5	-22,7
178	0,06	0,58	0,68	6,75	3,66	36,65	13,7	11,7	-22,7
182	0,05	0,54	0,63	6,34	3,42	34,24	13,7	11,7	-22,5

Tabela 1 (cont.) - Resultados da análise elementar e isotópica em carbono obtidos para o Testemunho 6 (CRIDA0702).

Prof. (cm)	NT (%)	NT (mg/g)	C _{org} (%)	C _{org} (mg/g)	C _{inorg} (%)	C _{inorg} (mg/g)	C/N (atómico)	C/N (peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs VPDB
188	0,05	0,55	0,64	6,42	3,24	32,39	13,7	11,7	-22,8
194	0,06	0,56	0,67	6,75	3,33	33,27	14,0	12,0	-22,7
200	0,06	0,62	0,71	7,07	2,99	29,87	13,2	11,4	-22,8
206	0,05	0,50	0,61	6,13	2,97	29,74	14,4	12,3	-22,9
212	0,05	0,48	0,62	6,18	2,70	27,02	15,0	12,9	-23,6
220	0,05	0,52	0,64	6,35	2,74	27,41	14,1	12,1	-23,6
224	0,05	0,51	0,62	6,22	2,70	27,00	14,4	12,3	-23,7
230	0,05	0,47	0,62	6,23	2,55	25,53	15,3	13,2	-23,4
236	0,05	0,47	0,59	5,93	2,72	27,16	14,6	12,5	-23,3
242	0,05	0,50	0,63	6,29	2,43	24,27	14,8	12,7	-23,4
250	0,04	0,41	0,59	5,86	2,03	20,30	16,8	14,4	-23,9
254	0,04	0,38	0,56	5,62	1,96	19,63	17,4	15,0	-24,1
260	0,05	0,47	0,62	6,18	1,71	17,09	15,3	13,1	-24,3
266	0,05	0,49	0,66	6,57	1,77	17,67	15,7	13,5	-24,3
272	0,05	0,45	0,62	6,21	1,86	18,65	16,1	13,8	-24,4
280	0,06	0,56	0,70	7,01	1,93	19,30	14,5	12,5	-24,2
284	0,06	0,56	0,69	6,92	1,93	19,32	14,5	12,5	-24,0
290	0,05	0,46	0,61	6,10	1,70	16,95	15,5	13,3	-24,1
296	0,03	0,35	0,50	5,00	1,86	18,56	16,9	14,5	-23,9

Tabela 2 - Resultados da análise isotópica em azoto para o testemunho 6.

Prof. (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰) vs Atm.
2	6,2
4	6,1
6	6,5
10	6,4
12	6,1
14	5,6
16	5,3
18	5,4
20	6,0
23	6,3
26	6,0
28	5,9
30	5,3
32	5,0
34	5,0
37	5,6
45	5,5
49	5,5

Tabela 3 - Resultados da análise elementar e isotópica em carbono obtidos para o Testemunho 3 (CRIDA0702).

Prof, (cm)	NT (%)	NT (mg/g)	C _{org} (%)	C _{org} (mg/g)	C _{inorg} (%)	C _{inorg} (mg/g)	C/N (atômico)	C/N (peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs VPDB
3	0,12	1,16	1,06	10,63	3,50	34,99	10,7	9,1	-23,0
5	0,18	1,83	1,54	15,43	3,52	35,23	9,8	8,4	-18,3
7	0,15	1,47	1,47	14,73	3,58	35,80	11,7	10,0	-18,4
9	0,12	1,17	1,11	11,13	3,42	34,22	11,1	9,5	-21,1
11	0,14	1,36	1,44	14,42	3,69	36,85	12,4	10,6	-17,9
13	0,12	1,25	1,14	11,36	3,60	36,03	10,6	9,1	-20,8
15	0,10	0,98	0,97	9,69	3,49	34,86	11,5	9,9	-22,9
17	0,09	0,90	0,92	9,25	3,48	34,78	12,0	10,3	-23,1
19	0,09	0,89	0,92	9,20	3,64	36,36	12,0	10,3	-23,1
22	0,10	0,98	0,99	9,90	3,45	34,52	11,7	10,1	-23,1
24	0,09	0,86	0,88	8,77	3,61	36,11	12,0	10,3	-23,1
26	0,09	0,87	0,89	8,91	3,56	35,63	11,9	10,2	-23,1
33	0,08	0,76	0,82	8,25	3,66	36,60	12,7	10,9	-23,3
35	0,08	0,79	0,84	8,44	3,60	35,96	12,5	10,7	-23,3
37	0,08	0,83	0,88	8,76	3,55	35,47	12,4	10,6	-23,1
39	0,10	1,00	0,88	8,82	3,54	35,44	10,3	8,8	-23,1
43	0,08	0,84	0,88	8,85	3,52	35,22	12,3	10,6	-23,0
47	0,08	0,84	0,92	9,17	3,31	33,12	12,7	10,9	-23,4
51	0,08	0,85	0,94	9,43	3,28	32,84	13,0	11,1	-23,3
55	0,08	0,83	1,01	10,09	2,27	22,69	14,1	12,1	-23,1
59	0,09	0,88	0,90	9,03	3,51	35,14	11,9	10,2	-22,9
63	0,08	0,84	0,86	8,62	3,46	34,55	12,0	10,3	-22,5
67	0,08	0,83	0,87	8,67	3,54	35,42	12,1	10,4	-22,5
71	0,09	0,88	0,90	8,97	3,64	36,42	11,9	10,2	-22,4
75	0,07	0,74	0,80	8,04	3,57	35,69	12,7	10,9	-22,3
79	0,08	0,77	0,83	8,30	3,47	34,73	12,5	10,7	-22,4
83	0,08	0,77	0,82	8,18	3,53	35,33	12,4	10,6	-22,4
87	0,07	0,70	0,76	7,59	3,44	34,39	12,6	10,8	-22,3
91	0,06	0,57	0,69	6,86	3,22	32,16	13,9	11,9	-22,5
95	0,06	0,61	0,72	7,20	3,27	32,69	13,7	11,7	-22,5
99	0,05	0,53	0,69	6,93	3,25	32,49	15,3	13,2	-22,7
103	0,05	0,53	0,66	6,58	3,23	32,26	14,5	12,4	-22,8
107	0,05	0,53	0,67	6,65	3,08	30,78	14,8	12,6	-22,8
111	0,05	0,52	0,67	6,69	3,19	31,86	14,9	12,8	-22,6
116	0,05	0,47	0,62	6,19	3,25	32,47	15,5	13,3	-23,0
120	0,05	0,46	0,63	6,34	3,20	32,04	16,0	13,7	-22,9
124	0,04	0,39	0,55	5,48	2,77	27,71	16,5	14,2	-22,6
128	0,03	0,28	0,48	4,79	2,58	25,78	20,1	17,3	-22,5
132	0,03	0,25	0,44	4,43	2,46	24,60	20,3	17,4	-22,7
136	0,03	0,29	0,47	4,74	2,53	25,34	19,2	16,5	-22,8
140	0,03	0,31	0,49	4,91	2,81	28,06	18,3	15,7	-22,5
144	0,03	0,29	0,44	4,40	2,54	25,39	17,6	15,1	-22,6

Tabela 3 (cont.) - Resultados da análise elementar e isotópica em carbono obtidos para o Testemunho 3 (CRIDA0702).

Prof. (cm)	NT (%)	NT (mg/g)	C _{org} (%)	C _{org} (mg/g)	C _{inorg} (%)	C _{inorg} (mg/g)	C/N (atómico)	C/N (peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs VPDB
148	0,02	0,20	0,40	4,00	2,28	22,81	23,6	20,2	-22,7
152	0,01	0,15	0,39	3,92	2,00	20,02	31,0	26,6	-23,0
156	0,03	0,27	0,45	4,48	2,24	22,43	19,3	16,6	-22,7
160	0,02	0,22	0,43	4,34	2,31	23,11	22,5	19,3	-23,2
164	0,01	0,09	0,32	3,18	2,36	23,61	40,4	34,6	-23,4
168	0,01	0,11	0,27	2,74	1,85	18,52	29,1	25,0	-23,6
172	0,01	0,14	0,33	3,29	2,06	20,65	26,9	23,1	-23,4
176	0,03	0,27	0,44	4,40	1,76	17,63	19,1	16,4	-23,9
180	0,01	0,15	0,30	3,02	1,83	18,28	24,3	20,8	-23,6
184	0,01	0,09	0,22	2,20	1,52	15,19	29,4	25,2	-23,8

Tabela 4 - Resultados da análise isotópica em azoto para o testemunho 3

Prof. (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰) vs Atm.
3	6,4
5	4,8
7	5,0
9	5,9
11	4,1
13	4,9
15	5,5
17	5,5
19	5,5
22	5,4
24	5,2

Tabela 5 - Resultados da análise elementar e isotópica obtidos para o BF3

Prof, (cm)	NT (%)	NT (mg/g)	C _{org} (%)	C _{org} (mg/g)	C _{inorg} (%)	C _{inorg} (mg/g)	C/N (atômico)	C/N (peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs VPDB
14	0.10	0.96	0.83	8.33	2.74	27.39	10.1	8.6	-25.1
18	0.08	0.83	0.72	7.15	2.82	28.21	10.1	8.7	-25.2
22	0.08	0.84	0.76	7.60	1.21	12.12	10.6	9.1	-24.6
27	0.13	1.27	1.18	11.82	0.60	6.00	10.9	9.3	-23.4
32	0.20	1.96	1.70	16.95	1.15	11.54	10.1	8.6	-23.5
36	0.26	2.55	2.09	20.93	1.29	12.91	9.6	8.2	-24.4
40	0.52	5.18	3.98	39.79	2.01	20.12	9.0	7.7	-24.1
46	0.13	1.30	1.41	14.06	0.94	9.38	12.7	10.8	-20.2
50	0.07	0.68	0.86	8.56	0.49	4.93	14.7	12.6	-19.0
54	0.17	1.65	1.87	18.67	1.56	15.59	13.2	11.3	-19.4
60	0.09	0.89	0.78	7.82	1.79	17.92	10.3	8.8	-23.5
63	0.13	1.35	1.49	14.86	1.08	10.82	12.9	11.0	-21.0
67	0.17	1.69	1.54	15.39	0.89	8.92	10.6	9.1	-24.5
72	0.07	0.74	0.62	6.15	2.96	29.64	9.8	8.3	-24.7
77	0.14	1.35	1.12	11.25	1.66	16.62	9.7	8.3	-24.5
82	0.12	1.23	1.10	11.02	1.57	15.73	10.4	8.9	-24.4
87	0.11	1.08	0.83	8.33	1.51	15.13	9.0	7.7	-24.9
92	0.10	0.95	0.65	6.47	1.33	13.26	8.0	6.8	-24.4
97	0.08	0.81	0.54	5.44	1.32	13.20	7.9	6.7	-24.2
102	0.08	0.82	0.57	5.72	1.30	13.00	8.2	7.0	-23.8
107	0.08	0.78	0.48	4.83	1.37	13.72	7.2	6.2	-22.1
112	0.08	0.78	0.68	6.81	2.70	26.98	10.2	8.7	-25.0
117	0.11	1.10	1.00	10.00	1.72	17.18	10.7	9.1	-24.8
123	0.10	1.01	0.79	7.89	1.41	14.13	9.2	7.8	-24.8
127	0.09	0.94	0.54	5.45	1.27	12.66	6.8	5.8	-24.1
132	0.09	0.86	0.45	4.47	1.19	11.86	6.1	5.2	-22.6
138	0.12	1.23	1.10	11.00	0.99	9.93	10.5	8.9	-20.6
142	0.14	1.42	1.49	14.86	1.04	10.41	12.3	10.5	-20.5
147	0.14	1.42	1.52	15.16	1.21	12.10	12.5	10.7	-20.5
153	0.16	1.59	1.57	15.74	1.39	13.86	11.6	9.9	-20.2
157	0.14	1.43	1.37	13.68	3.30	32.97	11.2	9.6	-21.0
162	0.03	0.31	0.27	2.73	3.50	35.01	10.2	8.8	-22.0
168	0.04	0.42	0.48	4.79	3.27	32.66	13.3	11.3	-21.8
174	0.06	0.58	0.70	7.02	3.25	32.49	14.3	12.2	-20.7
178	0.04	0.40	0.59	5.90	3.22	32.19	17.3	14.8	-21.8
186	0.08	0.82	0.84	8.44	2.18	21.79	12.1	10.3	-21.8
189	0.09	0.88	1.50	14.97	2.32	23.21	19.9	17.0	-23.0
193	0.08	0.81	0.65	6.45	2.91	29.12	9.3	8.0	-22.6
198	0.09	0.88	0.74	7.37	2.39	23.94	9.8	8.4	-21.1
204	0.07	0.65	0.54	5.42	2.58	25.77	9.7	8.3	-19.7
209	0.05	0.50	0.59	5.94	2.54	25.39	13.8	11.8	-19.3

Tabela 5 (cont) - Resultados da análise elementar e isotópica obtidos para o BF3

Prof, (cm)	NT (%)	NT (mg/g)	C_{org} (%)	C_{org} (mg/g)	C_{inorg} (%)	C_{inorg} (mg/g)	C/N (atómico)	C/N (peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs VPDB
214	0.06	0.62	0.57	5.72	2.29	22.86	10.9	9.3	-20.6
218	0.06	0.59	0.55	5.48	2.23	22.35	11.0	9.4	-20.5
223	0.05	0.47	0.60	5.97	2.79	27.88	14.9	12.8	-20.3
228	0.07	0.68	0.68	6.85	1.99	19.88	11.7	10.0	-20.3
232	0.06	0.56	0.79	7.90	2.42	24.16	16.5	14.1	-20.4
236	0.03	0.32	0.53	5.32	2.46	24.64	19.6	16.8	-20.6
240	0.04	0.40	0.52	5.20	2.39	23.92	15.2	13.0	-19.8
244	0.04	0.39	0.54	5.44	2.66	26.63	16.4	14.0	-20.0
249	0.02	0.24	0.38	3.76	2.40	24.01	18.3	15.7	-20.5
253	0.05	0.49	0.47	4.66	2.19	21.87	11.1	9.5	-20.3
257	0.02	0.16	0.33	3.34	2.46	24.59	24.6	21.0	-19.9

Figura 1 – Código introduzido no software OxCal para elaboração dos modelos de deposição dos testemunhos 3, 6 e BF3

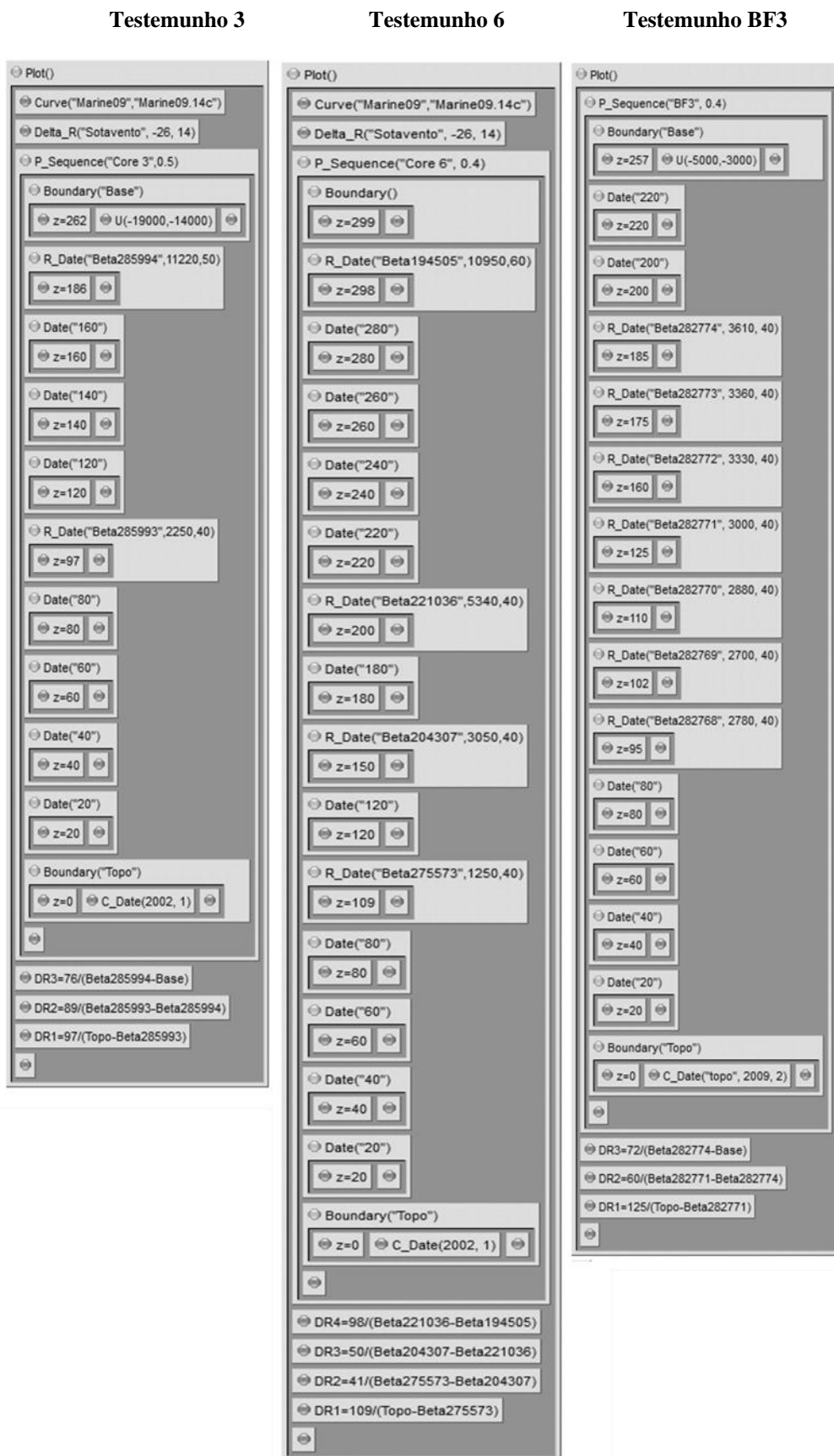


Tabela 6 – Tabela de dados extraídos do software OxCal para o modelo de deposição do Testemunho 3.

Name	Modelled (BP)								Indices			Select	Page break					
	from	to	%	from	to	%	μ	σ	A _{model}	A _{overall}	A _{comb}			L	P	C		
DR	0.046661	0.050075	68.2	0.0451773	0.0511123	95.4	0.0483756	0.00148047							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	26	<input type="checkbox"/>
DR2	0.00820971	0.00835176	68.2	0.008128	0.00841436	95.4	0.00827504	0.0000711275							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	22	<input type="checkbox"/>
DR3	0.0114811	0.0168856	68.2	0.00971242	0.0202101	95.4	0.0147603	0.00271582							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	18	<input type="checkbox"/>
C_Date(2002,1)																<input checked="" type="checkbox"/>	17	<input type="checkbox"/>
▲ Boundary Topo	-50	-60	68.2	-40	-60	95.4	-50	0			92.5				100	<input checked="" type="checkbox"/>	16	<input type="checkbox"/>
20	460	230	68.2	600	140	95.4	360	120							99.7	<input checked="" type="checkbox"/>	15	<input type="checkbox"/>
40	920	620	68.2	1060	490	95.4	780	140							99.4	<input checked="" type="checkbox"/>	14	<input type="checkbox"/>
60	1340	1040	68.2	1480	900	95.4	1190	140							99.5	<input checked="" type="checkbox"/>	13	<input type="checkbox"/>
80	1740	1490	68.2	1840	1350	95.4	1600	120							99.6	<input checked="" type="checkbox"/>	12	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta285993	2030	1880	68.2	2090	1840	95.4	1960	60		68.9					99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	11	<input type="checkbox"/>
120	5370	3960	68.2	6170	3380	95.4	4740	700							97.8	<input checked="" type="checkbox"/>	10	<input type="checkbox"/>
140	7990	6310	68.1	8730	5580	95.4	7150	800							97.6	<input checked="" type="checkbox"/>	9	<input type="checkbox"/>
160	10400	8920	68.2	10980	8110	95.4	9570	730							97.8	<input checked="" type="checkbox"/>	8	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta285994	12760	12620	68.2	12870	12590	95.4	12710	70		103.7					99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	7	<input type="checkbox"/>
U(-19000,-14000)																<input checked="" type="checkbox"/>	6	<input type="checkbox"/>
▲ Boundary Base	18860	16870	68.2	19990	16190	95.4	18030	970			100				99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	5	<input type="checkbox"/>
▲ P_Sequence Core 3																<input checked="" type="checkbox"/>	4	<input type="checkbox"/>
Delta_R Sotavento	-46	-17	68.2	-60.5	-2.5	95.4	-31.4647	14.2555			95.2				99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	3	<input type="checkbox"/>
Curve Marine09																<input checked="" type="checkbox"/>	2	<input type="checkbox"/>

Tabela 7 – Tabela de dados extraídos do software OxCal para o modelo de deposição do Testemunho 6.

Name	Modelled (BP)								Indices			Select	Page break					
	from	to	%	from	to	%	μ	σ	A _{model}	A _{overall}	A _{comb}			L	P	C		
DR	0.110923	0.119993	68.2	0.100413	0.12568	95.4	0.114937	0.0051578							99.8	<input checked="" type="checkbox"/>	34	<input type="checkbox"/>
DR2	0.0202081	0.0216866	68.2	0.0194565	0.022453	95.4	0.0209605	0.000745348							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	30	<input type="checkbox"/>
DR3	0.0167811	0.0178014	68.2	0.0163374	0.0183116	95.4	0.017319	0.000499653							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	28	<input type="checkbox"/>
DR4	0.0143556	0.0148235	68.2	0.0141376	0.0150228	95.4	0.014593	0.00022738							99.8	<input checked="" type="checkbox"/>	22	<input type="checkbox"/>
C_Date(2002,1)																<input checked="" type="checkbox"/>	21	<input type="checkbox"/>
▲ Boundary Topo	-50	-60	68.2	-40	-60	95.4	-50	0			92.6				100	<input checked="" type="checkbox"/>	20	<input type="checkbox"/>
20	170	50	68.2	240	20	95.4	120	60							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	19	<input type="checkbox"/>
40	370	220	68.2	440	150	95.4	300	70							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	18	<input type="checkbox"/>
60	550	390	68.2	620	320	95.4	470	70							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	17	<input type="checkbox"/>
80	720	570	68.2	790	500	95.4	650	70							99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	16	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta275573	930	850	68.2	1040	800	95.4	900	40		63.3					99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	15	<input type="checkbox"/>
120	1590	1170	68.2	1850	1030	95.4	1420	210							99.7	<input checked="" type="checkbox"/>	14	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta204307	2910	2790	68.2	2970	2740	95.4	2860	60		98.1					99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	13	<input type="checkbox"/>
180	4930	4280	68.2	5200	3960	95.4	4590	310							99.6	<input checked="" type="checkbox"/>	12	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta221036	5830	5670	68.2	5870	5630	95.4	5750	60		99.1					100	<input checked="" type="checkbox"/>	11	<input type="checkbox"/>
220	7490	6620	68.2	8000	6310	95.4	7120	430							99.4	<input checked="" type="checkbox"/>	10	<input type="checkbox"/>
240	9000	7940	68.2	9550	7470	95.4	8490	520							99.3	<input checked="" type="checkbox"/>	9	<input type="checkbox"/>
260	10430	9350	68.1	10880	8820	95.4	9860	520							99.3	<input checked="" type="checkbox"/>	8	<input type="checkbox"/>
280	11720	10890	68.2	12010	10370	95.4	11230	420							99.5	<input checked="" type="checkbox"/>	7	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta194505	12580	12370	68.2	12640	12290	95.4	12460	90		99.8					99.4	<input checked="" type="checkbox"/>	6	<input type="checkbox"/>
Boundary	12600	12390	68.2	12740	12270	95.4	12510	110							98.1	<input checked="" type="checkbox"/>	5	<input type="checkbox"/>
▲ P_Sequence Core 6																<input checked="" type="checkbox"/>	4	<input type="checkbox"/>
Delta_R Sotavento	-45.5	-16	68.2	-59.5	-2	95.4	-30.853	14.0621			96.7				100	<input checked="" type="checkbox"/>	3	<input type="checkbox"/>
Curve Marine09																<input checked="" type="checkbox"/>	2	<input type="checkbox"/>

Tabela 8 – Tabela de dados extraídos do software OxCal para o modelo de deposição do testemunho BF3.

Name	Modelled (BP)								Indices			Select	Page break					
	from	to	%	from	to	%	μ	σ	A _{model} =69.3	A _{overall} =72.6	A _{comb}			L	P	C	All	Visible
▶ DR1	0.038155	0.0397874	68.2	0.0376494	0.0399457	95.4	0.0388116	0.000624253							99.5	<input checked="" type="checkbox"/>	28	<input type="checkbox"/>
▶ DR2	0.0721452	0.0874302	68.2	0.065896	0.0977328	95.4	0.0808346	0.0079718							99.7	<input checked="" type="checkbox"/>	24	<input type="checkbox"/>
▶ DR3	0.0355344	0.0542836	68.2	0.0300199	0.064599	95.4	0.0462417	0.00903701							99.4	<input checked="" type="checkbox"/>	20	<input type="checkbox"/>
C_Date topo																<input checked="" type="checkbox"/>	19	<input type="checkbox"/>
▲ Boundary Topo	-50	-70	68.2	-50	-70	95.4	-60	0			98.1				99.9	<input checked="" type="checkbox"/>	18	<input type="checkbox"/>
20	710	320	68.2	930	190	95.4	540	190							98.3	<input checked="" type="checkbox"/>	17	<input type="checkbox"/>
40	1380	900	68.2	1600	690	95.4	1150	230							97.2	<input checked="" type="checkbox"/>	16	<input type="checkbox"/>
60	1990	1540	68.2	2190	1300	95.4	1750	220							97.4	<input checked="" type="checkbox"/>	15	<input type="checkbox"/>
80	2550	2210	68.2	2660	2010	95.4	2350	170							98.3	<input checked="" type="checkbox"/>	14	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta282768	2820	2770	68.2	2860	2750	95.4	2800	20			64.4				99.7	<input checked="" type="checkbox"/>	13	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta282769	2870	2820	68.2	2930	2790	95.4	2850	30			72				99.7	<input checked="" type="checkbox"/>	12	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta282770	3020	2920	68.2	3070	2880	95.4	2980	40			107.2				99.7	<input checked="" type="checkbox"/>	11	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta282771	3220	3080	68.2	3270	3070	95.4	3160	50			104.8				99.6	<input checked="" type="checkbox"/>	10	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta282772	3580	3480	68.2	3630	3460	95.4	3540	40			105.3				99.5	<input checked="" type="checkbox"/>	9	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta282773	3700	3610	68.2	3830	3580	95.4	3680	50			68.4				99.4	<input checked="" type="checkbox"/>	8	<input type="checkbox"/>
R_Date Beta282774	3970	3860	68.2	4070	3820	95.4	3910	50			104.1				99.5	<input checked="" type="checkbox"/>	7	<input type="checkbox"/>
200	4360	4070	68.2	4570	3980	95.4	4250	150							98.5	<input checked="" type="checkbox"/>	6	<input type="checkbox"/>
220	4880	4420	68.3	5170	4280	95.4	4700	230							97.3	<input checked="" type="checkbox"/>	5	<input type="checkbox"/>
U(-5000,-3000)																<input checked="" type="checkbox"/>	4	<input type="checkbox"/>
▲ Boundary Base	5760	5100	68.2	6170	4960	95.4	5530	330			100				99.3	<input checked="" type="checkbox"/>	3	<input type="checkbox"/>
▲ P_Sequence BF3																<input checked="" type="checkbox"/>	2	<input type="checkbox"/>

Anexo C

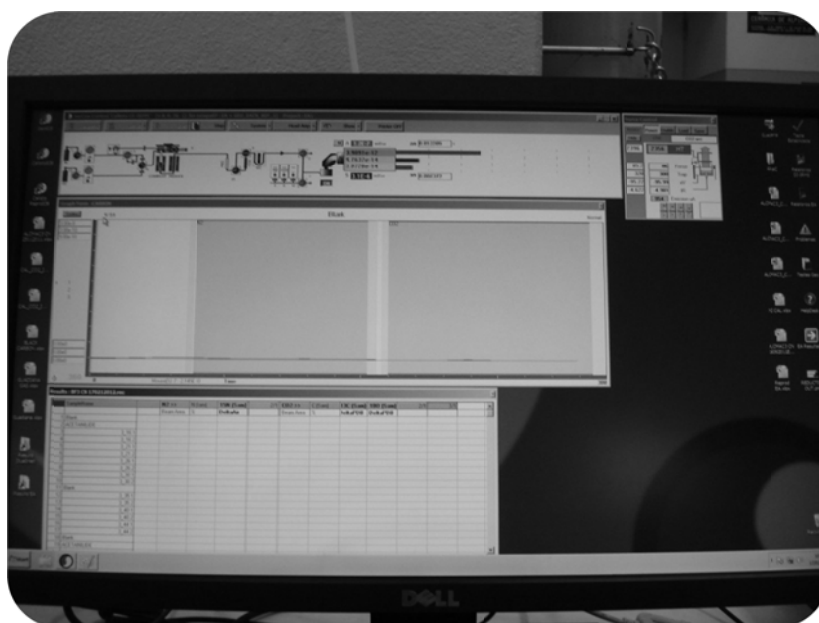


Figura 1 – Código introduzido no software OxCal para elaboração dos modelos de deposição do testemunho BF3 considerando que aos 40 cm ocorre o *tsunami* que se seguiu ao terramoto de 1755.



Tabela 1 – Tabela de dados extraídos do software OxCal para o modelo de deposição do Testemunho 3 considerando que ao s 40 cm ocorre o *tsunami* que se seguiu ao terramoto de 1755.

Name Show all Show structure	Unmodelled (BP)						Modelled (BP)						Indices A _{model} =67.2 A _{overall} =70.1			Select All Visible	Page break		
	from	to	%	from	to	%	from	to	%	from	to	%	A _{comb}	A	L			P	C
topo (2009,2)	-50	-70	68.2	-50	-70	95.4												<input checked="" type="checkbox"/> 15	<input type="checkbox"/>
▲ Topo (topo)	-50	-70	68.2	-50	-70	95.4	-50	-70	68.2	-50	-70	95.4	97.8					<input checked="" type="checkbox"/> 14	<input type="checkbox"/>
20							110	30	68.2	130	0	95.4						<input checked="" type="checkbox"/> 13	<input type="checkbox"/>
Tsunami (1755,1)	200	190	68.2	200	190	95.4	200	190	68.2	200	190	95.4	92.5					<input checked="" type="checkbox"/> 12	<input type="checkbox"/>
70							1900	1340	68.2	2160	1080	95.4						<input checked="" type="checkbox"/> 11	<input type="checkbox"/>
Beta282768 (2780,40)	2950	2800	68.2	2970	2770	95.4	2820	2770	68.2	2850	2750	95.4	61.8					<input checked="" type="checkbox"/> 10	<input type="checkbox"/>
Beta282769 (2700,40)	2850	2760	68.2	2870	2740	95.4	2870	2820	68.2	2930	2790	95.4	73.8					<input checked="" type="checkbox"/> 9	<input type="checkbox"/>
Beta282770 (2880,40)	3080	2950	68.2	3160	2870	95.4	3020	2920	68.2	3070	2880	95.4	106.8					<input checked="" type="checkbox"/> 8	<input type="checkbox"/>
Beta282771 (3000,40)	3320	3080	68.3	3340	3070	95.4	3220	3080	68.2	3270	3070	95.4	104.8					<input checked="" type="checkbox"/> 7	<input type="checkbox"/>
Beta282772 (3330,40)	3620	3480	68.2	3690	3460	95.4	3580	3480	68.2	3630	3460	95.4	105.3					<input checked="" type="checkbox"/> 6	<input type="checkbox"/>
Beta282773 (3360,40)	3690	3550	68.2	3700	3480	95.4	3700	3610	68.2	3830	3580	95.4	68.6					<input checked="" type="checkbox"/> 5	<input type="checkbox"/>
Beta282774 (3610,40)	3980	3870	68.2	4080	3820	95.4	3970	3850	68.2	4070	3780	95.3	103.5					<input checked="" type="checkbox"/> 4	<input type="checkbox"/>
Base							5790	5090	68.2	6230	4820	95.4						<input checked="" type="checkbox"/> 3	<input type="checkbox"/>
▲ BF3 (0.4)																		<input checked="" type="checkbox"/> 2	<input type="checkbox"/>

Figura 2 – Tabela de dados extraídos do software OxCal para o modelo de deposição do Testemunho 3 considerando que aos 40 cm ocorre o *tsunami* que se seguiu ao terremoto de 1755.

