

UNIVERSIDADE DE LISBOA

INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO



RECONSTITUIÇÃO TRIDIMENSIONAL DA EVOLUÇÃO DA VÁRZEA DE MACEIRA NOS ÚLTIMOS 5000 ANOS

CRISTIANA ALMEIDA ALEIXO

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2012

UNIVERSIDADE DE LISBOA

INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO



RECONSTITUIÇÃO TRIDIMENSIONAL DA EVOLUÇÃO DA VÁRZEA DE MACEIRA NOS ÚLTIMOS 5000 ANOS

CRISTIANA ALMEIDA ALEIXO

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

Dissertação orientada por

Prof. Doutora Ana Ramos-Pereira

Prof. Doutor Jorge Trindade

2012

“Ad augusta per angusta”

Que esta dissertação seja a luz nas futuras caminhadas

Agradecimentos

Nesta fase especial da minha vida académica e pessoal, gostaria de manifestar o meu mais sincero agradecimento a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a elaboração da presente dissertação, através da colaboração, profissionalismo e amizade que sempre demonstraram.

Em primeiro lugar gostaria de agradecer à Prof. Doutora Ana Ramos-Pereira pela forma exemplar como me orientou e disponibilidade permanente para me auxiliar durante todo o processo de elaboração desta dissertação. Agradeço-lhe também a amizade e o voto de confiança que me deu ao permitir a minha entrada no complexo mundo da investigação através do Projeto FMI 5000. Por si, tenho grande estima e admiração.

Ao meu coorientador, Prof. Doutor Jorge Trindade, pelo apoio e estímulo que sempre manifestou e pela permanente disponibilidade revelada.

O empenho e entusiasmo que estes dois professores revelam pela temática da Geomorfologia Litoral revelou-se contagiante e um verdadeiro estímulo à execução da presente dissertação. Os seus incentivos, a forma simples e rigorosa de transmitir os seus conhecimentos, as inúmeras sugestões e correções que em muito valorizaram este trabalho, fazem qualquer pessoa sentir interesse por esta matéria.

Ao Centro de Estudos Geográficos do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa, enquanto instituição de acolhimento, congratulo a disponibilidade de todo o material necessário para a concretização desta investigação, nomeadamente o ambiente acolhedor de trabalho que me proporcionou e o material laboratorial facultado.

Agradeço aos restantes colegas investigadores do Projeto FMI 5000, que me proporcionaram um excelente ambiente de trabalho, principalmente aos mais próximos. Agradeço as valiosas sugestões na elaboração desta dissertação.

À Mestre Raquel Paixão, agradeço sinceramente as horas de laboratório que disponibilizou e a ajuda no tratamento de amostras sedimentares da sondagem AlcMac4.

Agradeço à Mestre Ana Luísa Costa pelo tratamento laboratorial das amostras sedimentares da sondagem AlcMac3.

Sem a colaboração destas duas colegas, esta tese não teria sido possível realizar.

Ao André Torres o apoio e estímulo que sempre evidenciou.

A todos os colegas de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território agradeço a ajuda preciosa no levantamento de campo de pormenor realizado.

Agradeço aos meus colegas e amigos André Coelho, Cláudia Lúcio, Ilda Carvalho, Luís Francisco Baena, Nuno Cardigos e Patrícia Cardigos toda a amizade, apoio e incentivo demonstrado ao longo do curso, bem como pela desejo de escutar, sentir e viajar por tempos que não são nossos.

Para finalizar um agradecimento muito especial à minha família, pois sempre compreenderam as fases de maior impaciência resultantes de todo o processo de leitura e escrita e que não permitiu conviver o tempo de que gostaria. Obrigada por sempre me encorajaram a ir mais longe.

Resumo

A investigação agora apresentada enquadra-se no Projeto FMI 5000 - *Environmental Changes: Fluvio-marine interactions over the last 5000 years*, (PCDT/CTE-GIX/104035/2008) e tem como objetivo principal a reconstituição tridimensional da evolução do cripto-relevo da várzea de Maceira, no estuário interior do Rio Alcabrichel, através de registos paleoambientais preservados nos seus sedimentos, nos últimos 5000 anos, aplicando-se uma abordagem científica multidisciplinar, baseada fundamentalmente na geomorfologia e sedimentologia da área em estudo, cuja informação foi integrada em ambiente SIG e modelada em 3D com recurso ao *software RockWorks15*.

Para concretizar este objetivo realizaram-se duas sondagens, uma de trado manual (AlcMac3) outra mecânica (AlcMac4), na margem direita do estuário do Rio Alcabrichel para o estudo dos processos de dinâmica sedimentar ocorridos nos últimos 5000 anos, nomeadamente a proveniência fluvial ou marinha dos sedimentos. A sondagem AlcMac4 atingiu 5m de profundidade, enquanto a sondagem AlcMac3 atingiu 7,7m, mas só foram analisados os primeiros 5m superiores da referida sondagem.

Estas sondagens permitiram distinguir quatro unidades sedimentológicas através da sua composição fundamental (Ucf), da base para o topo: (i) Ucf1, onde predomina a fração silto-argilosa, embora seja a unidade mais grosseira, com intercalações de leitos arenosos e gravilha e em que a matéria orgânica é mais abundante, nomeadamente fragmentos de conchas de bivalves e búzios; (ii) Ucf2 apresenta um registo sedimentar menos arenoso que o anterior, mas igualmente rico em biorestos marinhos; (iii) Ucf3, maior domínio da fração lutítica, geralmente superior a 90%; (iv) Ucf4 predominância, quase exclusiva, da fração argilosa, mas com leitos de areia e gravilha.

A variação da composição fundamental ilustra condições de sedimentação distintas: (i) mais energéticas em Ucf1, sugerindo um estuário influenciado pela dinâmica marinha, com registo sedimentar mais arenoso e rico em restos biológicos; (ii) Ucf2 evidencia ainda a influência marinha no estuário interior do Rio Alcabrichel, mas demonstra condições cada vez menos energéticas; (iii) uma mudança nítida para um ambiente menos energético em Ucf3, o que permitiu a decantação de materiais de granulometria mais fina; (iv) Ucf4 retrata a situação atual de um ambiente menos energético, podendo contudo registar episódios de enxurrada testemunhados por areias e cascalho.

Os resultados anteriormente referidos foram fundamentais para a definição das quatro unidades sedimentológicas que serviram como *inputs* para a reconstituição tridimensional dos fundos da várzea de Maceira. O modelo tridimensional litológico gerado apresenta um resultado satisfatório, tendo em conta a pequena quantidade de sondagens usadas na criação do modelo.

Palavras chave: modelação tridimensional, estuário; rio Alcabrichel, interações fluvio-marinhas.

Abstract

This dissertation is accomplished under the research project FMI 5000 - Environmental Changes: Fluvial-marine interactions over the last 5000 years, (PCDT/CTE-GIX/104035/2008). This thesis has as its main objective the three-dimensional reconstitution of the Maceira crypto-relief and its floodplain evolution, in the estuary of the Alcabrichel River, near Vimeiro. This is achieved through the study of paleoenvironmental records preserved in their sediments over the past 5000 years, applying a multidisciplinary scientific approach, based mainly on geomorphology and sedimentology of the study area, whose information was integrated through GIS and modeled in 3D using the software *RockWorks15*.

Sediment sampling was made by a hand operated gauge (AlcMac3) and mechanical gauge (AlcMac4) in the right riverside of the Alcabrichel River estuary, so that it could help to understand the processes of sedimentary dynamics over the past 5000 years, including the fluvial or marine origin. The AlcMac4 survey reached a depth of 5m, while AlcMac3 reached 7,7 m deep, but this survey has only analyzed in the first upper 5m.

These surveys allowed to distinguish four sedimentological units through their fundamental composition (Ucf), from the base to the top: (i) Ucf1, dominated by silt-clay fraction, although the unit coarser, with alternate layers of more sand and gravel deposits and where organic matter is most abundant, particularly bivalve and shell fragments; (ii) Ucf2 presents a sedimentary record less sandy than the previous one, but also rich in biological marine debris (iii) Ucf3, greater field of silt-clay fraction, usually higher than 90%, (iv) Ucf4 predominance, almost exclusively, the clay fraction, but with layers of sand and gravel. Several variations in sedimentary signature were identified in the cores, showing distinctive sedimentary conditions: (i) more energetic flux in Ucf1, suggesting an estuary influenced by the dynamic marine sedimentary record with more sandy and rich in organic debris, (ii) Ucf2 highlights the marine influence in the estuary inside the Alcabrichel River, but Ucf2 shows the conditions becoming less energetic, (iii) a sharp change to less energy in Ucf3, allowing the decanting and deposition of materials from finer particle size, (iv) Ucf4 depicts the current state of less energy, but can register runoff episodes witnessed by sand and gravel.

The aforementioned helped to define four sediment units that served as inputs for the three-dimensional reconstitution of the geomorphological evolution and sedimentary environments of the floodplain Maceira. The three-dimensional lithologic model generated presents a satisfactory result taking into account the small amount of probes used in the creation of the model.

Keywords: three-dimensional modeling; estuary; Alcabrichel River, fluvial-marine interactions.

Índice Geral

Agradecimentos.....	i
Resumo.....	iii
Abstract.	v
Índice Geral.....	vii
Índice de Figuras.....	ix
Índice de Quadros.....	x

Capítulo 1

1. Introdução.	11
---------------------	----

Capítulo 2

2. Enquadramento teórico e regional

2.1. Alterações climáticas e Zona Costeira

2.1.1. Alterações climáticas holocénicas recentes.....	15
2.1.2. Variações do nível do mar.....	28
2.1.3. Implicações na zona costeira portuguesa.....	31
2.1.4. Estudos temáticos similares em estuários portugueses.....	33

2.2. Estuário do Rio Alcabrichel

2.2.1. Enquadramento geográfico.....	39
2.2.2. Caracterização geológica e geomorfológica.....	43
2.2.3. Caracterização climática e hidrológica.....	52
2.2.4. Caracterização da ocupação e uso do solo.....	55

Capítulo 3

3. Abordagem metodológica multidisciplinar

3.1. Modelo conceptual.....	59
3.2. Aquisição de dados posicionais	60
3.3. Recolha de sedimentos através de sondagens.....	62
3.4. Análise laboratorial e estatística dos sedimentos	63
3.5. Modelação bidimensional e tridimensional	68

Capítulo 4

4. Resultados alcançados

4.1. Descrição macroscópica dos sedimentos	71
4.2. Análise sedimentológica	
4.2.1. Composição fundamental das amostras.....	73
4.2.2. Fração arenosa	75
4.2.3. Diagramas bi-variados entre parâmetros granulométricos.....	83
4.2.4. Populações granulométricas.....	85

Capítulo 5

5. Comparação dos resultados obtidos com a sondagem de referência

5.1. Descrição macroscópica dos sedimentos	93
5.2. Análise sedimentológica	
5.2.1. Composição fundamental das amostras.....	94
5.2.2. Fração arenosa	97
5.2.3. Diagramas bi-variados entre parâmetros granulométricos.....	102
5.2.4. Comparação dos resultados.....	105

Capítulo 6

6. Modelação tridimensional da evolução da várzea de Maceira.....	109
---	-----

Considerações Finais	115
----------------------------	-----

Bibliografia.....	117
-------------------	-----

Índice de Figuras

Fig. 1 – Modificação da excentricidade da órbita da Terra (adaptado de Portalciencia.net).	16
Fig. 2 – Modificação da inclinação da eclíptica (adaptado de Portalciencia.net).	16
Fig. 3 – Precessão da órbita da Terra durante os equinócios (orientação do eixo da Terra) (adaptado de Portalciencia.net).	16
Fig. 4 – Localização da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel.....	39
Fig. 5 – Litologia da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (adaptado das geológicas 30A-Lourinhã, 30C-Torres Vedras e 30D-Alenquer).	41
Fig. 6 – Localização das sondagens em estudo.....	42
Fig. 7 – Idades geológicas representadas na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (adaptado das geológicas 30A-Lourinhã, 30C-Torres Vedras e 30D-Alenquer).	43
Fig. 8 – Altimetria da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel.....	47
Fig. 9 – Declives da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel.....	48
Fig. 10 – Tipo de cobertura da plataforma continental entre a Nazaré e Cascais.	51
Fig. 11 – Uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel.....	57
Fig. 12 – Abordagem metodológica multidisciplinar aplicada.	59
Fig. 13 – Coluna sedimentar da sondagem AlcMac 4.....	72
Fig. 14 – Composição fundamental das amostras da sondagem AlcMac4.	77
Fig. 15 – Composição granulométrica das areias da sondagem AlcMac 4.....	77
Fig. 16 –Parâmetros granulométricos estatísticos calculados por unidades sedimentares da sondagem AlcMac4.	79
Fig. 17 –Parâmetros granulométricos estatísticos da sondagem AlcMac4.....	80
Fig. 18 – Análise modal dos sedimentos da sondagem AlcMac4.	82
Fig. 19 – Média vs Desvio-padrão para definir areias de praia de areias de rio.	83
Fig. 20 – Desvio-padrão vs Assimetria para definição de areias fluviais e de praia.	84
Fig. 21 – Desvio-padrão vs Curtose.	84
Fig. 22 – Assimetria vs Curtose.....	85

Fig. 23 – Exemplo de uma curva acumulativa representativa de areia de praia, em que se identificaram quatro populações granulométricas (Dias, 2004).	86
Fig. 24 – Processos de transporte obtidos através das populações granulométricas da sondagem AlcMac4.	87
Fig. 25 – Exemplos de sub-ambientes identificados na sondagem AlcMac4	89
Fig. 26 – Coluna sedimentar da sondagem AlcMac3.....	95
Fig. 27 – Composição fundamental das amostras da sondagem AlcMac3.	96
Fig. 28 – Parâmetros granulométricos estatísticos calculados por unidades sedimentares da sondagem AlcMac3.	99
Fig. 29 – Parâmetros granulométricos estatísticos da sondagem AlcMac3.....	100
Fig. 30 – Média vs Desvio-padrão para definir areias de praia de areias de rio.	103
Fig. 31 – Desvio-padrão vs Assimetria para definição de areias fluviais e de praia.	103
Fig. 32 – Desvio-padrão vs Curtose.	104
Fig. 33 – Assimetria vs Curtose.....	104
Fig. 34 – <i>Logs</i> lito-estratigráficos em 3D.....	110
Fig. 35 – Representação em 3D em <i>midpoint</i> da evolução da várzea de Maceira.....	112
Fig. 36 – Representação em 3D em <i>full voxel</i> da evolução da várzea de Maceira através da harmonização aleatória.....	112
Fig. 37 – Representação em 3D em <i>full voxel</i> da evolução da várzea de Maceira através da interpolação de pontos externos.....	113

Índice de Quadros

Quadro 1 – Cronologia de eventos climáticos detetados por diversos autores, nos últimos 5000 anos	22
Quadro 2 – Cronologia dos eventos climáticos detetados por Cruces <i>et al.</i> (2011) nos sistemas interdunares estudados no sudoeste Alentejano	27
Quadro 3 – Quantificação das características físicas da bacia do Rio Alcabrichel	54
Quadro 4 – Coordenadas militares e altitudes das sondagens AlcMac4 e AlcMac3.....	63
Quadro 5 – Parâmetros granulométricos estatísticos calculados para a sondagem AlcMac4	78
Quadro 6 – Parâmetros granulométricos estatísticos calculados para a sondagem AlcMac3	98

1. Introdução

O estudo geomorfológico das interações fluvio-marinhas é fundamental para compreender a evolução passada e presente da paisagem, tendo em conta a variabilidade espacial e temporal dos fatores ambientais responsáveis pela sua dinâmica.

Os ambientes estuarinos são excelentes arquivos das modificações paisagísticas efetuadas ao longo do tempo, registando as variações do nível do mar e as modificações operadas nas bacias hidrográficas, quer naturais quer influenciadas pela ação humana. Os testemunhos sedimentares destas modificações possuem assinaturas expressas pela composição fundamental, textura e conteúdo paleoambiental dos sedimentos e no ritmo de sedimentação. Desta forma o seu estudo requer uma abordagem metodológica multidisciplinar, para se compreender a evolução passada de uma paisagem e a sua atual tendência de evolução.

Os estuários formam-se tipicamente durante períodos transgressivos na desembocadura dos cursos de água na área de interface entre as dinâmicas marinha e fluvial, sendo especialmente sensíveis às alterações climáticas e à subida do nível do mar, bem como a impactos exercidos pela ação antrópica sobre o território (Osher e Flannagan, 2007; Brito, 2009; Ramos-Pereira *et al.*, 2011). Este tipo de subsistema costeiro apresenta características únicas, revelando-se um dos ecossistemas mais produtivos da biosfera, fomentando o desenvolvimento socioeconómico junto às suas margens que inevitavelmente potencia um forte impacto neste ecossistema, tornando-o bastante vulnerável e ameaçado e pondo em causa as funções naturais por eles desempenhadas (Farinha *et al.*, 2001; Osher e Flannagan, 2007). Face à sua importância socioeconómica e ecológica, é fundamental compreender os processos associados à evolução dos ambientes estuarinos e identificar os fatores de forçamento que a originaram, de modo a avaliar-se a resiliência destes às condições climáticas e ação antrópica a que estão sujeitos, o que os tornam adequados para detetar as mudanças ambientais ocorridas (Brito, 2009).

Tendo em conta o interesse que estes sub-sistemas litorais encerram decidiu-se estudar a sua dinâmica no âmbito desta dissertação de Mestrado, apoiada pelo Projeto FMI 5000 – *Environmental Changes: Fluvio-marine interactions over the last 5000 years* (Projeto FCT nº: PTDC/CTE-GIX/104035/2008).

Como já foi referido os estuários evidenciam uma dinâmica de interface própria e contêm um conjunto de informações paleoambientais que fomentam o interesse da comunidade científica (Boski *et al.*, 2002; Alday *et al.*, 2006; Azevêdo *et al.*, 2007; Boski *et al.*, 2008; Vis *et al.*, 2008;

Araújo-Gomes, 2010; Schneider *et al.*, 2010; Sampath *et al.*, 2011). Todavia, a influência das flutuações climáticas holocénicas e as variações do nível do mar em Portugal ainda são pouco conhecidas, tornando a investigação a desenvolver de elevada importância.

A investigação desenvolvida surge pela motivação de contribuir para uma melhor compreensão da evolução holocénica recente, numa micro-escala do litoral português, através de uma abordagem multidisciplinar. A utilização de novas metodologias e técnicas permitirá uma abordagem mais profunda e abrangente da evolução paleoambiental dos fundos de vale de Maceira, constituindo a modelação tridimensional uma etapa inovadora.

A escala temporal dos últimos 5000 anos foi escolhida por corresponder a uma fase de estabilidade do nível do mar (Boski *et al.*, 2002; Dinis *et al.*, 2006; Zazo *et al.*, 2008), mas com pequenas oscilações. Salienta-se a tendência de subida de 1,9mm/ano no último século no litoral português (Antunes e Taborda, 2009), bem como a ocorrência de flutuações climáticas. Estas traduzem-se em variações térmicas bruscas e curtas, os designados *Bond events* (Bond *et al.*, 1997), em episódios húmidos registados na Península Ibérica (Martin-Puertas *et al.*, 2009) ou no ótimo térmico medieval (séc. IX-XIII), e permitem reconhecer a resposta climática entre as áreas oceânicas e continentais mais eficazmente (Swindles *et al.*, 2007). Esta janela temporal coincide com a época em que o Homem intensifica de forma evidente a sua intervenção na paisagem (\approx 3500 anos – Idade do Bronze), aumentando os processos de exploração agrícola, cujos testemunhos se encontram impressos nos sedimentos que foram sendo transportados e depositados nas planícies aluviais estuarinas (Dinis *et al.*, 2006; Azevêdo *et al.*, 2007; Araújo-Gomes, 2010; Delgado *et al.*, 2012).

A área em estudo corresponde ao estuário do Rio Alcabrichel, de reduzida dimensão, mas bastante complexo. A bacia hidrográfica onde se insere é talhada em materiais sedimentares jurássicos e cretácicos da Orla Mesocenozóica Ocidental, de competência litológica variada (calcários, margas e arenitos) e dispostos em estrutura monoclinal e tabular (Trindade, 2001; Chaminé *et al.*, 2004; Trindade, 2011). O Rio Alcabrichel tem a sua cabeceira na Serra de Montejunto, desaguando na praia de Porto Novo, perto do Vimeiro, concelho de Torres Vedras. O sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel é dominado pela depressão diapírica de Maceira que interrompe a regularidade da plataforma litoral entre Peniche e a Serra de Sintra, cuja formação e abertura está associada a uma génese tectónica. Esta depressão diapírica foi escavada por erosão diferencial em substrato brando e solúvel (sal, gesso e margas), colocando em contacto material com competências e idades muito diferentes, o que condicionou fortemente a sedimentação

(Chaminé *et al.*, 2004). Considerada uma bacia de média dimensão (150 km²), a sua homogeneidade hidroclimática permite definir, com maior precisão, os eventos hidroclimáticos que contribuíram para o assoreamento da planície aluvial estuarina (Ramos-Pereira *et al.*, 2011).

O acidente diapírico determina os limites da várzea de Maceira, onde o Rio Alcabrichel encontra condições propícias para depositar grande parte dos sedimentos transportados ao longo do seu percurso, uma vez que nesta área aplanada perde parte da sua energia, devido às características meandrizadas do canal fluvial, até ao ponto em que passa a “garganta” formada pelas bancadas calcárias do Vimeiro dispostas em barra.

A desembocadura da maioria dos cursos de água da Estremadura Norte encontra-se frequentemente obstruída por um areal, indicando que a dinâmica marinha é superior à dinâmica fluvial durante a maior parte do ano (Trindade, 2002), porém em alguns sectores a planície do sector terminal do Rio Alcabrichel apresenta uma largura considerável (superior a 1km). Este facto pode apontar para uma grande capacidade de transporte durante episódios de cheias (Trindade, 2011).

O regime hidrológico do Rio Alcabrichel é permanente, mas com pouco caudal (Chaminé *et al.*, 2004).

A presente dissertação tem como objetivo principal a reconstituição tridimensional da evolução geomorfológica e dos ambientes de sedimentação da várzea de Maceira, através de registos paleoambientais preservados nos seus sedimentos, nos últimos 5000 anos, aplicando uma metodologia litológica e estrutural, morfológica e sedimentológica, cuja informação será posteriormente integrada em ambiente SIG e modelada em 3D. Subjacentes a este objetivo fundamental podem considerar-se quatro objetivos de carácter mais específico:

- i) avaliar as mudanças texturais dos sedimentos preservados na várzea de Maceira e relacioná-los com a sua proveniência (marinha ou fluvial), de modo a definir-se a sequência de acontecimentos paleoambientais ocorridos nos últimos 5000 anos;
- ii) avaliar as implicações das variações do nível do mar, modificações do coberto vegetal ou das práticas agrícolas, na sequência de alterações climáticas holocénicas recentes e de que forma são responsáveis pela evolução geomorfológica da área em estudo;
- iii) caracterizar a evolução geomorfológica da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel, bem como a várzea de Maceira, a última com base em reconhecimento geomorfológico e levantamento de

campo de pormenor, de modo a permitir a construção de um Modelo Numérico de Elevação (MNE) pormenorizado da várzea;

iv) realizar um modelo tridimensional da evolução geomorfológica holocénica, que permite compreender a influência das alterações climáticas holocénicas ao nível da paisagem e da ocupação humana.

2. Enquadramento teórico e regional

2.1. Alterações climáticas e Zona Costeira

2.1.1. Alterações climáticas holocénicas recentes

O clima da Terra tem variado profundamente ao longo da história geológica devido a causas naturais, com inevitáveis consequências ao nível da biosfera. A última época glaciária iniciou-se há cerca de 120 000 anos, tendo terminado aproximadamente há 18 000 anos. Nesta época, a temperatura média global da atmosfera era cerca de 5 a 7°C menor do que a atual e a posição do nível do mar situava-se à cota -100 a -120m (Dias, 2004; Santos, 2006; Zazo, 2006).

A reconstituição do clima do planeta revela frequentes alterações climáticas, algumas com forte regularidade temporal em ciclos relativamente bem definidos (Santos, 2006). As variações do clima são induzidas por causas naturais internas e externas, tais como pequenas mudanças nos parâmetros orbitais terrestres, flutuações na atividade solar e períodos de maior atividade vulcânica. As variações dos parâmetros orbitais da Terra (Figs. 1, 2 e 3) correspondem a oscilações climáticas mais lentas, com uma duração aproximada de 80 000 a 100 000 anos e de 10 000 a 20 000 anos, que são as principais responsáveis pela alternância de ciclos glaciários e interglaciários, respetivamente. Alterações lentas e cíclicas da excentricidade da órbita da Terra e da inclinação e orientação do eixo terrestre induzem mudanças na intensidade das estações e afetam o balanço de acumulação e regressão dos glaciares (Ferreira, 2007; Wanner *et al.*, 2008). As modificações no fluxo de energia associadas às manchas solares são responsáveis por variações cíclicas de curto período, tal como o aumento da atividade vulcânica.

A estabilidade do clima atual indica que nos encontramos num período interglaciário, com pequenas flutuações de menos 1°C/século desde há 8000 anos, o que tem criado condições favoráveis ao desenvolvimento das civilizações e da atual sociedade humana global (Santos, 2006), todavia pautada por diversos exemplos de colapsos de sociedades síncronos com flutuações climáticas ocorridas durante os últimos 5000 anos (Issar, 2003; Wanner *et al.*, 2008).

Milankovitch observou que a quantidade e a distribuição da energia que o planeta Terra recebe do Sol variam invariavelmente com o tempo. Essas perturbações dos parâmetros orbitais da Terra em torno do Sol influenciam as alterações climáticas globais e dependem da distância do planeta ao Sol e da inclinação do eixo de rotação terrestre. As variações desdobram-se em três componentes: a excentricidade da órbita da Terra em torno do Sol (Fig. 1), a obliquidade do eixo da Terra (Fig. 2)

e a sua precessão (Fig. 3). Cada uma destas variações faz variar o ciclo anual da radiação solar, em que todos os parâmetros orbitais variam ao mesmo tempo, mas com períodos bastante distintos. Os três fatores astronômicos designados por ciclos de Milankovitch são suficientes para explicar o início das épocas glaciárias e as suas alternâncias pela influência que tinham as suas variações na quantidade de radiação solar que incidia no topo da atmosfera nas várias estações em épocas passadas (Peixoto, 1987). Os dois primeiros parâmetros controlam a intensidade das estações e o último afeta a interação entre os outros dois (Ferreira, 2007).

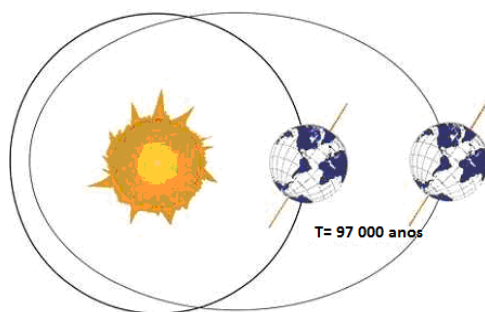


Fig. 1 – Modificação da excentricidade da órbita da Terra (adaptado de Portalciencia.net).

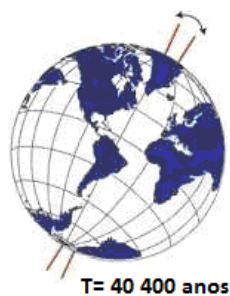


Fig. 2 – Modificação da inclinação da eclíptica (adaptado de Portalciencia.net).

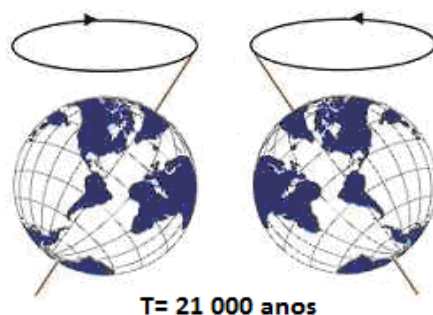


Fig. 3 – Precessão da órbita da Terra durante os equinócios (orientação do eixo da Terra) (adaptado de Portalciencia.net).

A Terra tem um movimento de translação em volta do Sol com um período de 365 dias, sendo este movimento que define a excentricidade (Fig. 1). No seu movimento anual aparente em torno do Sol, a Terra descreve uma elipse onde o Sol ocupa um dos focos, variando a distância da Terra ao Sol. Devido à excentricidade da elipse, no periélio, que ocorre a 3 de Janeiro, a Terra encontra-se mais próxima do Sol, em que a excentricidade é maior e quase regular; no afélio, que ocorre a 4 de Julho, a Terra está numa posição mais afastada, cuja excentricidade é menor numa órbita quase circular (Fig. 1). A excentricidade varia cerca de 1 a 5% em ciclos de 97 000 anos, tendo atualmente a trajetória uma excentricidade pequena, o que há muitos milhares de anos não acontecia (Peixoto, 1987). O último interglaciário análogo ao Holocénico foi o MIS 11 (*Marine Isotope Stage 11*), que apresentou uma excentricidade muito pequena, o que resultou em pequenas variações na precessão, assim como na insolação (Zazo, 2006). A excentricidade controla a sazonalidade e depende da configuração da órbita terrestre, que como se referiu varia entre uma elipse mais excêntrica e outra mais circular. À medida que a excentricidade orbital terrestre aumenta, a diferença na distância da Terra ao Sol, nos pontos mais afastado (afélio) e mais próximo (periélio) também aumenta, o que intensifica as estações num dos hemisférios e modera-as no outro (Ferreira, 2007).

O eixo de rotação da Terra apresenta uma certa inclinação em relação à eclíptica, sendo esta inclinação que caracteriza a obliquidade eclíptica (Fig. 2). A variação da inclinação do eixo terrestre, ou seja, o ângulo que a eclíptica faz com o plano de movimento de translação pode variar entre os $21^{\circ}59'$ e os $24^{\circ}36'$, num ciclo de aproximadamente 40 400 anos. Devido a esta inclinação, há uma região do globo terrestre mais exposta à radiação solar direta que varia ao longo do ano, afetando assim a distribuição de calor à superfície, indicando que as estações do ano são determinadas pela inclinação do eixo da Terra sobre a eclíptica. Assim, quando um dos eixos aponta para o Sol é verão no hemisfério correspondente, isto é, uma maior área deste hemisfério fica exposta à radiação solar e o ângulo de incidência desta é menor, enquanto o inverno é verificado no hemisfério do Pólo oposto ao Sol, visto que a área exposta aos raios solares é menor e o ângulo de incidência maior. Assim, quanto maior for a inclinação do eixo da Terra maior é a intensidade das estações, ou seja, os verões tornam-se mais quentes e os invernos mais frios (Ferreira, 2007).

O eixo da Terra está animado de um movimento de rotação, em sentido retrógrado em torno da vertical da eclíptica (Fig. 3). Durante a rotação a Terra oscila ligeiramente no seu eixo de rotação em ciclos de 21 000 anos e a este movimento chama-se movimento de precessão, porque faz com

que os equinócios se vão antecipando, muito lentamente, de ano para ano. Esta precessão determina se o verão num dado hemisfério ocorre num ponto próximo ou longínquo da órbita, ou seja, se a sazonalidade da inclinação é amplificada ou enfraquecida pela sazonalidade da distância ao Sol. Quando estes dois fatores controladores da sazonalidade se reforçam mutuamente num dos hemisférios, enfraquecem-se no outro. A variação deste fator astronómico coordena a relação entre os efeitos da inclinação do eixo e os efeitos da excentricidade da órbita. (Ferreira, 2007). De 21 000 em 21 000 anos o solstício de Verão do hemisfério Norte ocorre na mesma data (Miranda, 2001).

Segundo Milankovitch estes três fatores operam em conjunto de forma a fomentar variações na quantidade de radiação solar que atinge as latitudes a norte, durante o verão, o que permitiu que as grandes calotes glaciárias que avançaram através dos continentes deste hemisfério crescessem durante intervalos de verões frescos e invernos amenos, havendo então coincidência dos ciclos de precessão e obliquidade. A teoria de Milankovitch foi inicialmente contestada devido à ausência de validação independente a partir de datação de estratos de gelo, mas é atualmente aceite e foi corroborada por dados entretanto recolhidos, sobretudo dos fundos oceânicos (Broecker e Denton, 1990; Bond *et al.*, 1997; Ferreira, 2007; Wanner *et al.*, 2008). As primeiras projeções do clima futuro sugeriam que o máximo do próximo período glaciário estaria iminente, visto que a duração dos períodos interglaciários precedentes ao atual seria de 10 000 anos, o que corresponde à escala temporal do atual período interglaciário, o Holocénico. Contudo, análises efetuadas a partir de sondagens no gelo da Gronelândia demonstram que a duração do ótimo do último Interglaciário terá sido praticamente o dobro (130 000-110 000) e que importantes flutuações climáticas ocorreram nesse período (Zazo, 2006).

Todavia, os ciclos de Milankovitch não explicam por si só a totalidade das alterações climáticas verificadas, mas apenas as flutuações climáticas ocorridas em períodos de dezenas a centenas de milhares de anos, tendo que recorrer-se a outros fatores para explicar variações mais rápidas e mais lentas.

A composição atmosférica é um fator preponderante na explicação das alterações climáticas globais. Atualmente vivemos num período com amplitudes astronómicas muito pequenas, o que permite que os gases com efeito de estufa (doravante designados por GEE) tenham um papel preponderante nas alterações climáticas. A diminuição da concentração de dióxido de carbono (CO₂) atmosférico é o principal fator de forçamento que favorece o decréscimo da temperatura

global e, por conseguinte, permite a instalação das épocas glaciárias. Estudos recentes de bolhas de gás aprisionado nos gelos árticos e subárticos suportam esta teoria, em que os períodos de altas concentrações de CO₂ atmosférico correspondem a períodos interglaciários e, baixas concentrações a épocas glaciárias (Broecker e Denton, 1990; Zazo, 2006). De modo a retornarmos a um período glaciário é necessário que a concentração de CO₂ e a insolação atuem de forma síncrona, com diminuição dos valores de CO₂ e de insolação. Todavia, a atual informação disponível indica que estes fatores não estão a atuar em sintonia, apresentando um decréscimo de valores de insolação e aumento da concentração de CO₂, potenciados pela ação antrópica. Os fatores de origem antrópica, nomeadamente a agricultura, a desflorestação, a indústria e a queima de combustíveis fósseis, aumentam significativamente as emissões de GEE, podendo provocar uma rápida modificação na composição atmosférica e induzir alterações climáticas numa janela temporal mais curta.

A reconstituição do clima da Terra com base em fontes diretas, como registos sistemáticos ou anotações esporádicas, ou de outras fontes indiretas, sejam elas naturais (isótopos, sedimentos, anéis de crescimentos das árvores) ou antrópicas (registos históricos de lagos gelados, queda de neve, gelo nos oceanos, data das vindimas, fenofases, etc.) revelou frequentes variações climáticas desde a formação do planeta.

O atual período interglaciário, o Holocénico, apresenta um clima relativamente mais estável, após um período com condições significativamente mais frias. Durante o Holocénico houve um progressivo aquecimento do planeta, mas este tem sido pautado por flutuações climáticas abruptas com ciclicidade milenar (Bond *et al.*, 1997) e secular (Desprat *et al.*, 2003). Os registos paleoclimáticos recentes do Holocénico em sondagens de gelo e marinhos do Atlântico Norte têm demonstrado que o clima relativamente estável do Holocénico tem sido interrompido por vários eventos frios, que se sucedem com uma recorrência de aproximadamente 1500+/- 500 anos, mas também por períodos de aquecimento (períodos romano e medieval entre 250 cal BC e 450 cal AD e 950 – 1400 cal AD) e arrefecimento (pequena idade do gelo entre 1400 e 1860 cal AD) que ocorreram em escalas de tempo de alguns séculos, normalmente associadas a flutuações na atividade solar (Desprat *et al.*, 2003; Morellón *et al.*, 2012), pelo que a abordagem climática a escalas temporais distintas torna os últimos 5000 anos especialmente interessantes na compreensão do sistema Terra (Wanner *et al.*, 2008).

Durante o Holocénico ocorreram modificações ambientais importantes que conduziram significativas alterações na paisagem. Desde os últimos 5000 anos que o impacto da acção antrópica se tornou quase tão importante como os fatores naturais no curso evolutivo ambiental (Freitas *et al.*, 2000). Os principais fatores de forçamento de origem natural são as variações orbitais, solares e a atividade vulcânica, sendo que a influência antrópica tem um papel crescente no último milénio, devido às rápidas modificações provocadas no coberto vegetal e aumento dos GEE.

Wanner *et al.* (2008) dividem o Holocénico em três fases: a primeira coincidente com as cronozonas Pré-Boreal e Boreal (11 600 e 9000 anos BP); a segunda fase coincide com a cronozona Atlântico (9000-6000/ 5000 anos BP), com clima relativamente quente nas médias e altas latitudes do hemisfério Norte; e a última fase coincide com as cronozonas subboreal e subatlântico, que cobrem o período entre 6000-5000 anos BP até ao presente. Durante este período foram verificados avanços de glaciares, sendo que atualmente se verifica um retrocesso dos mesmos.

As flutuações climáticas ocorridas ao longo do Holocénico têm sido detetadas através de palinomorfos continentais e marinhos, medições de isótopos de oxigénio, concentrações de metano, testemunhos de gelo na Gronelândia e, recentemente, através de clastos transportados por *icebergs* até latitudes mais baixas, do que o limite alcançado atualmente. Estas fontes têm permitido constatar significativas alterações climáticas ao longo do Holocénico e estabelecer a periodicidade e extensão dos ciclos glaciários de frequência média em torno de 125 000 anos (valores que corroboram os ciclos de Milankovitch), bem como a existência de pontuais flutuações climáticas abruptas, apresentando um ciclo milenar (1470-500 anos BP).

A reconstituição das flutuações climáticas abruptas de escala milenar no Atlântico Norte efetuada por Bond *et al.* (1997) foi baseada nos índices de concentração de clastos transportados por *icebergs*, conhecidos como *Ice Rafted Debris* (IRD), que demonstram que os episódios de IRD também ocorreram no Holocénico, tendo sido possível balizar os períodos com quedas abruptas na temperatura, que são simultâneas com registos obtidos nos testemunhos de gelo na Gronelândia e correlativas com o aumento de concentração de foraminíferos durante a maioria dos eventos ocorridos.

Os IRD apresentam um ciclo irregular de 1000 anos (1470-500 anos), cujos episódios frios tiveram picos em 1400, 2800, 4200, 5900, 8100, 9400, 10 300 e 11 100 anos BP. Estes eventos, designados na literatura científica internacional como *Bond events*, correspondem a ciclos climáticos

milenarios de carácter mais frio, relacionados com a interação do sistema oceano-atmosfera, mas independentes dos períodos glaciários-interglaciários (Bond *et al.*, 1997). Geralmente, os eventos frios apresentam um carácter extremamente abrupto, marcado por variações de clima seco-húmido-seco, sendo considerados um fenómeno à escala global e não apenas regional (Wanner *et al.*, 2008), possuindo diferentes tipos de manifestações climáticas, dependendo da latitude e longitude.

Segundo os autores, o principal fator de forçamento responsável por estes períodos mais frios seria a circulação termohalina do oceano Atlântico Norte, relacionada com o arrefecimento da superfície do mar. A importância da variabilidade oceânica sobre o sistema climático ainda não é bem conhecida, sabendo-se apenas que existem mudanças de longo prazo nas circulações oceânicas de escala global de décadas e milénios. Estas influenciam o transporte e distribuição de calor sensível nos oceanos e, conseqüentemente, as temperaturas do ar, devido às variações nas trocas de calor entre a superfície do oceano e a atmosfera.

Bond *et al.* (2001), Swindles *et al.* (2007) e Wanner *et al.* (2008) salientam a dificuldade em identificar os principais fatores de forçamento dos eventos *Bond*, atribuindo-os principalmente às variações da atividade solar, visto que a diminuição da atividade solar aumenta a intensidade da radiação cósmica que chega à Terra, o que estimula a formação de nuvens e reduz a intensidade da radiação solar ultra-violeta (Wanner *et al.*, 2008) No entanto, esta hipótese está pouco compreendida e quantificada, pois a influência das nuvens sobre o sistema climático pode ser positivo (forçamento radiativo positivo conduz ao aquecimento climático) ou negativo (forçamento radiativo negativo conduz ao seu arrefecimento), dependendo da altitude em que elas se formam.

Seguidamente são apresentadas algumas alterações climáticas ocorridas desde os últimos 5000 anos (Quadro 1).

Quadro 1 – Cronologia de eventos climáticos detetados por diversos autores, nos últimos 5000 anos.

Cronologia	Período	Clima	Local	Autores
7000-5000	Calcolítico	Frio e Húmido	Portugal	Dinis <i>et al.</i> , 2006; Cruces <i>et al.</i> , 2011
			Espanha	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Itália	
			Grécia	
			Alpes	
5000-4000	Idade do Bronze Inicial	Quente e Seco	Andes	de acordo com bibliografia revista por Wanner <i>et al.</i> , 2008
			Nova Zelândia	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Médio Oriente	
			Levante	
			Mar Cáspio	
			Grécia	
			Itália	
			Alpes	
			Espanha	
			Portugal	
			Escandinávia	
4000-3500	Bronze médio	Quente e Seco	Médio Oriente	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Levante	
			Mar Cáspio	
			Itália	
			Península Ibérica	
Alpes				

Quadro 1 – Cronologia de eventos climáticos detetados por diversos autores, nos últimos 5000 anos (cont.)

Cronologia	Período	Clima	Local	Autores
3500-2600	Final Idade do Bronze Início da Idade do Ferro	Frio e Húmido	Irlanda	Swindles <i>et al.</i> , 2007
			Polónia	Issar, 2003
			Portugal	Cruces <i>et al.</i> , 2011
			Espanha	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Itália	
			Alpes	Wanner <i>et al.</i> , 2008
			Grécia	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Mar Cáspio	
		Médio Oriente		
Seco	Escandinávia			
2600-1600	Período Húmido Ibérico Romano	Frio e Húmido	Europa	Martin-Puertas <i>et al.</i> , 2009
		Húmido	Espanha	Martin-Puertas <i>et al.</i> , 2009
2300-1300	Período Romano-Bizantino	Quente e Húmido	Médio Oriente	Issar, 2003
			Portugal	Dinis <i>et al.</i> , 2006; Cruces <i>et al.</i> , 2011
			Holanda	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Ilhas Britânicas	
			Escandinávia	Wanner <i>et al.</i> , 2008
1700-1600	Transição Período Romano-Bizantino	Frio e Seco	Portugal	Cruces <i>et al.</i> , 2011 e Dinis <i>et al.</i> , 2006
	Insere-se período das trevas e Mínimo de Oort		Levante	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Suécia	

Quadro 1 – Cronologia de eventos climáticos detetados por diversos autores, nos últimos 5000 anos (cont.)

Cronologia	Período	Clima	Local	Autores
	Período Bizantino	Quente e Seco	Portugal	Dinis <i>et al.</i> , 2006; Cruces <i>et al.</i> , 2011
1300-1000	Período árabe-Muçulmano	Frio e Húmido	Escandinávia	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Ilhas Britânicas	
		Frio e Seco	Portugal	Dinis <i>et al.</i> , 2006; Cruces <i>et al.</i> , 2011
		Quente e Seco	Levante	Issar, 2003
1000-400		Frio e Húmido	Escandinávia	de acordo com bibliografia revista por Issar, 2003
			Ilhas Britânicas	
			Portugal	Cruces <i>et al.</i> , 2011
400-100	Período Otomano	Seco	Médio Oriente	Issar, 2003
		Húmido	Portugal	Cruces <i>et al.</i> , 2011
100-até ao presente	Período Industrial	Quente	Portugal	Dinis <i>et al.</i> , 2006

Com base em informação paleohidrológica recolhida em turfeiras irlandesas, Swindles *et al.* (2007) demonstram a complexidade temporal e espacial na resposta climática nas áreas oceânicas e continentais à variação da atividade solar. Em 2800 anos cal BP houve uma rápida redução da atividade solar que se manifestou por toda a Europa, o que corrobora com os dados de Bond *et al.* (1997) e Martin-Puertas *et al.* (2009). Todavia, os registos obtidos nas turfeiras irlandesas indicam um clima relativamente seco em 2800 anos cal BP, verificando-se apenas em 2700 anos cal BP uma alteração climática, alternando o clima então para frio e húmido, prolongando-se por cem anos. Desta forma, os autores sugerem que a resposta tardia pode estar associada à mudança na circulação termohalina, ocorrida em 2700 anos cal BP.

O mediterrâneo é uma das regiões globais mais vulneráveis ao designado aquecimento global. Alguns estudos citados por Martin-Puertas *et al.* (2009) e Cruces *et al.* (2011) indicam que a região mediterrânea foi assolada por condições de estiagem entre 4000-2800 anos cal BP e após 1600 anos cal BP. Entre este intervalo de tempo verificou-se um período mais húmido e frio na Europa e condições mais húmidas na região mediterrânea. Esta fase corresponde ao Período Húmido Ibero-Romano (PHIR, 2600-1600 anos cal BP), representativa do clima mais frio e húmido registado no sul de Espanha desde há 4000 anos (Martin-Puertas *et al.*, 2009). Entre 2800 e 2710 anos cal BP houve um aumento da concentração de CO₂ na atmosfera como consequência da reduzida atividade solar. Segundo os autores, o PHIR iniciou-se entre 2600 e 2500 anos cal BP após um período seco bem documentado na Europa. A presença de grandes civilizações na Europa Central e do Sul foi favorecida com as condições húmidas existentes na região, que favoreceram a prática agrícola, o que potenciou o impacto da ação antrópica sobre o território. Esta fase foi marcada por um evento transgressivo com diversas inundações de grande magnitude (Martin-Puertas *et al.*, 2009). Entre 2500 e 2140 anos cal BP, a fase mais húmida do PHIR, o processo de sedimentação foi permanente no lago Zoñar (Andaluzia, sul de Espanha), excetuando-se um pequeno período e com baixa produtividade orgânica. Este período foi caracterizado por temperaturas mais elevadas e precipitação moderada no Inverno e Primavera. Após 2325 anos cal BP ocorreu um período bastante produtivo de matéria orgânica, devido à precipitação elevada no Inverno. Estas mudanças são similares às documentadas e registadas nas últimas décadas na mesma região (invernos frios/ verões quentes). Entre 2140 e 1800 anos cal BP houve um decréscimo de precipitação, com regresso às condições de estiagem, o que levou à diminuição do corpo aquoso do lago Zoñar, devido à estiagem e irrigação de terrenos agrícolas circundantes. Após 1800 anos cal BP até 1600 anos cal BP houve um retorno a condições mais húmidas, com fim do império

romano e declínio da atividade antrópica sobre o território. As semelhanças dos registos obtidos com informação disponível do Norte de Europa e Mediterrâneo Oriental sustentam o clima húmido que caracterizou este período. Além disso, Martin-Puertas *et al.* (2009) identificaram dois ciclos principais (60 e 20 anos) no PHIR idênticos à influência da NAO (60 anos) e da circulação termohalina oceânica global (20 anos).

Do período Industrial até à atualidade é marcado pela subida da temperatura média global, que pode ser explicado pela influência do Homem, pois existe uma correlação positiva entre a quantidade de combustíveis fósseis queimados antropogenicamente e o aumento de CO₂, sugerindo que a queima destes combustíveis induz a esse aumento. Projeções realizadas pelo IPCC (2001) ditam um aumento da temperatura média global situada entre 1,4 e 5,8°C e diminuição da humidade para 2100.

Estas projeções apontam para um aumento de temporais no Mediterrâneo, pelo que Sabatier *et al.* (2012) procuraram compreender as possíveis tendências de longo prazo das tempestades e como é que estas se relacionam com as condições climáticas passadas. Os autores identificaram sete períodos de temporal em: 6300-6100, 5650-5400, 4400-4050, 3650-3200, 2800-2600, 1950-1400 e 400-50 anos cal BP, estando estes períodos associados a condições mais frias no Atlântico Norte e à diminuição da temperatura da superfície do mar. Estes períodos de aumento de temporais apresentam uma ciclicidade centenária, mas não podem ser extrapolados para períodos mais curtos¹. O Período Quente Medieval (doravante designado por PQM), balizado entre 1150 e 650 anos cal BP foi, como seria de esperar, caracterizado por baixa atividade temporal (Sabatier *et al.*, 2012) e um máximo de atividade solar, o que originou uma redução muito pequena das áreas emersas (Dinis *et al.*, 2006).

A ciclicidade das flutuações climáticas no Holocénico não gera consenso na comunidade científica, sobretudo pela transição do PQM para a Pequena Idade do Gelo (PIG), que corresponde ao mais recente e proeminente período de avanço de glaciares, em que os glaciares da Escandinávia, Alpes, Alasca e Montanhas Rochosas alcançaram a sua máxima extensão (Zazo, 2006; Wanner *et al.*, 2008). Bond *et al.* (1997) sugerem que a PIG, entre 1300 e 1870 d.C., corresponde a um episódio frio na série de ciclos milenares, tendo sido caracterizada pela diminuição dos valores de

¹ Na realidade o Projeto Micore que visa avaliar o risco de futuros eventos de tempestade severa em vários locais da UE não permite tirar conclusões quanto ao aumento previsto pelo IPCC da intensidade e da frequência de períodos de temporais severos.

temperatura no verão no hemisfério norte, especulando-se que foi desencadeada por uma redução da atividade solar, com períodos de ausência praticamente total de manchas solares, denominados de *Mínimo de Spörer* (1418-1540), *Mínimo de Maunder* (1640-1715) e *Mínimo de Dalton* (1795-1825).

Cruces *et al.* (2011) identificaram diversos períodos áridos intercalados por períodos de inundação entre 150 e 7350 anos cal BP nas turfeiras peri-marinhas no sudoeste alentejano. Os períodos de maior aridez e mais frios são contemporâneos com o abandono do modelo arquitetónico romano de cariz mediterrâneo, de espaços abertos dos edifícios. Alguns eventos climáticos detetados estão sintetizados no Quadro 2.

No Mediterrâneo ocidental foram detetadas variações na temperatura da superfície oceânica, bem como nos litorais atlânticos subtropicais de África e Atlântico Norte, sugerindo que estes eventos têm influência a nível do hemisfério (Wanner *et al.*, 2008). A melhoria climática após a PIG marca o início de uma fase relativamente quente no ciclo milenar, com aumento da atividade solar desde o *Mínimo de Maunder* (Wanner *et al.*, 2008).

Quadro 2 – Cronologia dos eventos climáticos detetados por Cruces *et al.* (2011) nos sistemas interdunares estudados no sudoeste Alentejano. PIG – Pequena Idade do Gelo; PQM – Período Quente Medieval; PQR – Período Quente Romano.

Clima	Cronologia (anos cal BP)	Evento Climático
Húmido	150	Pós PIG
Árido	710	PIG
Húmido	840	PQM
Árido	1010	
Húmido	1380	
Árido	1670	“Período das Trevas”
Húmido	2350	PQR
Árido	2820	
Húmido	3370	
Árido	4320	
Húmido	5170	

As principais alterações climáticas holocénicas que ocorreram na Península Ibérica e consequentemente em Portugal podem ser correlacionadas com outras regiões europeias,

embora a sua duração e impacto sobre o ciclo hidrológico difira. Foram registadas as seguintes alterações depois de uma intensa pesquisa bibliográfica:

- i) o Holocénico foi marcado por diversas alterações climáticas que afetaram o ciclo hidrológico;
- ii) nas regiões influenciadas pelos ventos de Oeste, nomeadamente o Mediterrâneo, a Europa Central e Ocidental e os EUA Ocidental, os climas mais frios causaram maiores precipitações, verificando-se o transbordo de muitos sistemas hidrológicos;
- iii) nas latitudes e altitudes mais elevadas, o clima frio foi responsável pelo avanço de glaciares;
- iv) na parte mais continental da Europa, designadamente na bacia hidrográfica do mar Cáspio, o clima frio é representativo de maiores estiagens.

2.1.2. Variações do nível do mar

Ao longo do Holocénico surgiram significativas alterações ambientais, particularmente climáticas, que induziram significativas alterações morfológicas, mas estas também sofreram um profundo impacto antrópico, visto que a época holocénica foi caracterizada por profundas alterações na humanidade, com forte desenvolvimento social e económico, devido ao aumento da agricultura e da desflorestação. Assim, a erosão verificada nas bacias hidrográficas depende de alterações ambientais e antrópicas (Dinis *et al.*, 2006; Ferreira, 2007; Osher e Flannagan, 2007; Magny *et al.*, 2011; Ramos-Pereira *et al.*, 2011).

Como anteriormente referido, o Holocénico começou há cerca de 10 000 anos BP, mas os mecanismos que causaram as alterações ambientais durante esta época holocénica não são totalmente conhecidos. Porém, esta época é caracterizada por um melhoramento climático e pela rápida e generalizada subida do nível do mar, como resposta à fusão dos glaciares da última glaciação (Issar, 2003; Ferreira, 2007; Wanner *et al.*, 2008).

Este episódio de subida eustática do nível do mar a nível global designa-se por transgressão holocénica, que acompanhou o aquecimento climático generalizado do Holocénico, que se traduz num eustatismo positivo, porém com algumas oscilações na taxa de subida do nível do mar (Ferreira, 2007). De um modo geral, o ritmo de subida foi mais intenso na primeira metade do Holocénico até cerca de 6000-5000 anos BP (Dias, 2004) sendo, posteriormente, marcado por uma nítida desaceleração, condicionada localmente pela isostasia, a subsidência, o fornecimento sedimentar e a intervenção antrópica (Dinis *et al.*, 2006; Ferreira, 2007). O nível médio do mar

atingiu a cota atual há cerca de 6000-5000 anos BP em vários litorais europeus, designadamente na Holanda, no Golfo da Biscaia, em Portugal e no Mediterrâneo (sul de Espanha, sul de França Itália e Grécia) (Morhange *et al.*, 2001; Issar, 2003; Dias, 2004; Sabatier *et al.*, 2012). Lessa e Masselink (2006) indicam que a estabilização do nível do mar no sudeste australiano ocorreu em 6000 anos BP, induzindo que a estabilização ocorreu de forma global.

Morhange *et al.* (2001) indicam uma subida do nível do mar para o antigo porto de Marselha de 0,7 mm/ano entre 4413 e 450 anos cal BP e de 0,2 mm/ano até ao presente. Magny *et al.* (2011) através de registos sedimentológicos obtidos no lago Preola, na Sicília, obtiveram três grandes períodos hidrológicos: (i) o período de 11 500 a 10 300 anos BP é caracterizado por condições de estiagem, com um nível médio bastante baixo; (ii) de 10 300 a 4500 anos cal BP as condições húmidas prevaleceram, correspondendo a uma fase mais alta do nível do lago Preola; no entanto este período foi marcado por uma fase de estiagem entre 8300 e 7000 anos cal BP; e (iii) após 4500 anos cal BP verificou-se uma diminuição do nível do lago siciliano. Tal como Issar (2003), os autores referem uma mudança climática brusca a partir de 4500/4000 anos BP, para condições mais quentes e secas.

Zazo (2006) sintetizou os principais aspetos que relacionam o clima com as variações do nível do mar, destacando fundamentalmente os que afetam a Península Ibérica concluindo que ainda não é possível conhecer as tendências do nível do mar no passado recente na Península Ibérica, visto que até agora existem tendências opostas entre os litorais no norte e sul da Ibéria.

Durante a época Plistocénica, o nível do mar baixou progressivamente até ao UMG (20 000 anos cal BP), em que atingiu o nível mais baixo da época glaciária. O litoral foi localizado a – 120 metros da cota atual. Terminado o último período glaciário, as mudanças ambientais e, em particular, as alterações climáticas não cessaram. Diversos estudos citados por Dias (2004) indicam que a última deglaciação se iniciou há cerca de 15 000 anos BP no Atlântico Norte. A fusão dos gelos das calotes glaciárias terá introduzido grandes quantidades de água líquida nos oceanos e na plataforma continental portuguesa, o que permitiu a elevação do nível do mar até à cota -100m. Com um baixo nível marinho, a plataforma emersa seria bem mais extensa do que a atual, entalhada por diversos vales fluviais, que impediu que se verificasse regularização significativa do litoral. Os estuários não conseguiram atingir o equilíbrio com o novo nível de base, pelo que funcionavam essencialmente como elementos de captura da deriva litoral, mais do que fornecedores sedimentares para o oceano (Dias, 2004). O interestádio *Bølling-Allerød*, que se prolongou até 11

000 anos BP é um período de aquecimento climático. Durante este período o nível do mar subiu rapidamente até -40m, seguindo-se um período frio e regressivo (Dryas recente – 11 000 e 10 000 anos BP), no qual o nível relativo do mar desceu até à cota -60m, o que permite indicar que os sistemas estuarinos seriam sede de sedimentação fluvial, com alternância de areias estéreis em foraminíferos (Freitas *et al.*, 2000; Alday *et al.*, 2006). Perante o abaixamento do nível de base, os estuários instituíram-se como intensos fornecedores sedimentares para o litoral e para a plataforma continental, exportando grande parte dos materiais que, no período anterior, neles se tinham acumulado (Dias, 2004). Há cerca de 10 000 anos BP dá-se início à subida do nível do mar de forma descontínua que atinge -20m, com origem no aquecimento climático, marcando o início do Holocénico. É nesta altura que se inicia a sedimentação marinha, pautada por descargas fluviais. Perante esta subida, a quantidade de sedimentos que era debitado para os litorais oceânicos era pequena, pois ficavam retidos nos ambientes estuarinos. Foi principalmente nesta fase que se verificou a maior parte do preenchimento dos corpos estuarinos (Freitas *et al.*, 2000; Dias, 2004).

Esta tendência geral de subida é glacioeustática que resultou da fusão dos glaciares e das calotes polares. Aproximadamente em 6000 anos cal BP, este comportamento cessou de tal forma que as variações do nível do mar se devem fundamentalmente à redistribuição das massas de água no oceano por via das correntes superficiais (Zazo, 2006). Vis *et al.* (2008) afirmam que a dinâmica hidroisostática tem um papel fundamental na variação do nível do mar, apesar da carga e descarga da plataforma continental portuguesa ser desconhecida, mas tiveram em conta que a plataforma é longa e estreita.

A sequência sedimentar mais completa para estudar a transgressão holocénica no litoral Ibérico tem sido obtida a partir de sondagens efetuadas em sistemas estuarinos, rias e deltas. Em todos observou-se uma subida do nível do mar com distintas velocidades. A velocidade de subida do nível do mar é muito superior entre 9500 anos BP e 6500-5000 anos, na ordem dos 6-8mm/ano e a partir de 6500 anos BP esta aceleração é reduzida para um valor próximo de 3mm/ano (Zazo, 2006). Vis *et al.* (2008) construíram uma curva do nível do mar utilizando vinte datações radiocronológicas obtidas na planície aluvial do Tejo. O primeiro registo da subida do nível do mar foi datado de cerca de 11 500 anos cal BP. Em 7000 anos cal BP o assoreamento do vale do Tejo ocorreu simultaneamente em grandes áreas, o que indica uma diminuição ou mesmo estabilização da taxa de subida do nível relativo do mar. O início da estabilização do nível do mar, segundo estes autores, ocorreu mais cedo do que na maioria dos estudos publicados, que indicam uma

estabilização entre 6000 e 5000 anos BP para o litoral português (Boski *et al.*, 2002; Alday *et al.*, 2006; Boski *et al.*, 2008). Em 5380±50 anos BP ocorre a relativa estabilização ou desaceleração do nível do mar (Freitas *et al.*, 2000). Após este período, o ciclo sedimentológico sofreu impactes de atividades antrópicas, verificando-se um intenso abastecimento sedimentar ao litoral (Dias, 2004). Os estuários entraram em equilíbrio, o que permitiu que exportassem sedimentos grosseiros para o litoral iniciando-se, assim, a regularização da linha de costa (Dias, 2004). Os sedimentos mais grosseiros depositaram-se nas reentrâncias, enquanto a erosão dominava nas áreas mais salientes.

A evolução costeira a partir de 7400 anos BP (Almeria) e 5000 anos BP (Huelva) consiste numa série de fases progressivas interrompidas por períodos de curta duração (300-600 anos) que se produzem com uma ciclicidade milenar (1400-3000 anos), caracterizados por um baixo nível do mar e aumento de aridez. O início destes períodos coincide, em alguns casos com os eventos Bond, em especial em 5900 anos BP no Mediterrâneo, 2800 anos BP no Mediterrâneo e Atlântico e 1400 anos BP apenas no Atlântico (Zazo, 2006).

2.1.3. Implicações na zona costeira portuguesa

Os litorais são sistemas complexos, devido aos vários subsistemas das esferas (geosfera, hidrosfera, atmosfera e biosfera) que se intercetam na zona costeira sendo, por isso, definidos como interface múltipla. Por constituírem as zonas mais dinâmicas da superfície terrestre é difícil definir como evoluíram nos últimos milhares de anos (Dias, 2004).

Os estuários ocupam o sector terminal dos cursos de água afluentes ao litoral. O perfil longitudinal dos cursos de água é, na maior parte das vezes, mais declivoso a montante do que a jusante, influenciando a atividade localizada da erosão, predominante nos setores mais elevados da bacia hidrográfica, e deposição fluvial, mais frequente nos sectores deprimidos. Os sistemas fluviais constituem um dispositivo hidráulico de evacuação da água da superfície dos continentes, mas também do transporte de sedimentos (Andrade e Freitas, 1999). Deste modo, a subida do nível do mar intensifica o assoreamento de um estuário, visto que os sedimentos que o rio transporta seriam originalmente depositados no oceano (geralmente o nível de base dos sistemas fluviais), passando agora a depositar-se nos sectores terminais dos cursos de água, até que o sistema fluvial encontre o seu novo nível de base, ou seja, a capacidade de incisão de um vale fluvial ou rede hidrográfica é função do seu nível de base, abaixo do qual os rios deixam de poder exercer

qualquer trabalho de erosão. Em regime transgressivo, o nível de base é constantemente elevado e o sector terminal do vale fluvial é inundado, para formar um estuário (Andrade e Freitas, 1999). Nestes sectores depositam-se sedimentos, que migram preferencialmente para sectores cada vez mais interiores do estuário, à medida que o nível de base se eleva, ou seja, os sedimentos transportados pelos cursos de água são depositados à cota de um novo nível de base, mas que se localiza mais para montante (Ferreira, 2007). Por este motivo, a maioria dos estuários portugueses dispõe de vastas planícies aluviais, nas quais se vislumbra o assoreamento intenso dos sectores mais interiores dos vales (Andrade e Freitas, 1999), que perderam o seu típico perfil em V passando para vales de fundo plano, devido ao enchimento sedimentar induzido pela elevação holocénica do respetivo nível de base. Deste modo, pode afirmar-se que a tendência de evolução dos estuários é de assoreamento e colmatação total (Andrade e Freitas, 1999).

Os sistemas estuarinos localizam-se na interface oceano-atmosfera, entre as dinâmicas marinhas e fluvial, e por isso são especialmente sensíveis às alterações climáticas e à subida do nível do mar.

A dinâmica marinha está traduzida na subida inconstante do nível do mar desde a Última Glaciação, resultante da expansão térmica dos oceanos e do degelo dos glaciares de montanha e das calotes polares em consequência do “aquecimento global”, sendo um fator desencadeante de erosão marinha e recuo da linha de costa, sobretudo em sistemas litorais baixos e arenosos.

As alterações climáticas também condicionam a dinâmica fluvial através do regime de precipitação. Este tem influência no escoamento líquido que o rio transporta (maior ou menor caudal), mas também no escoamento sólido, nomeadamente no transporte de sedimentos e na dinâmica de vertentes. As características térmicas são igualmente fundamentais, visto que o arrefecimento ou o aumento da aridez promove a erosão dos solos, o que aumenta a carga que os cursos de água transportam em situações de cheia. Estes episódios estão bem documentados nos sedimentos dos estuários, visto que a dada altura interrompem o típico processo de sedimentação fluvial, depositando grande volume de sedimentos arenosos nos estuários.

A pressão exercida pela atividade antrópica sobre as bacias hidrográficas pode alterar parâmetros de qualidade da água, como a turbidez que está condicionada pela carga sólida em suspensão transportada pelos rios em episódios de cheia. Esta reflete as taxas de sedimentação fornecidas pelas vertentes e fundos de vale, podendo ser potenciadas pela ação antrópica, nomeadamente pela intensificação de práticas agrícolas e desflorestação, que promovem a desnudação das vertentes e sua erosão, aumentando a carga sólida que os rios transportam em episódios de cheia,

o que potencia o assoreamento dos canais fluviais. Desta forma, é possível verificar o tipo de uso do território exercido num determinado tempo através da sedimentação estuarina.

O tipo e taxa de coberto vegetal das bacias hidrográficas por serem constantemente modificados, quer por processos naturais ou antrópicos, produzem diversos impactos na dinâmica fluvial, cuja influência sobre o escoamento superficial e, conseqüentemente, da produção de sedimentos é nítida. Assim, um território que seja constantemente arado sofre maior erosão pela disponibilidade de materiais não consolidados.

2.1.4. Estudos temáticos similares em estuários portugueses

Durante o Holocénico ocorreram importantes alterações climáticas e do nível do mar, com significativas alterações na paisagem, manifestadas no litoral português, em geral, e na área de estudo, em particular.

Devido à rápida sedimentação durante a transgressão flandriana, os ambientes de transição oferecem um conjunto de informação paleoambiental essencial que permite estudar a sequência de eventos temporais e espaciais que geraram a morfologia litoral atual (Boski *et al.*, 2002; Alday *et al.*, 2006). Diversos estudos publicados mostram a importância da aplicação de uma metodologia multidisciplinar para reconstruções paleoambientais e paleogeográficas, tendo sido já publicados diversos estudos em estuários portugueses.

Boski *et al.* (2002) efetuaram a primeira avaliação da fase transgressiva desde o UMG no estuário do rio Guadiana, através de registos sedimentológicos, foraminíferos e de fauna a fim de estabelecerem a sequência de eventos que levou à sua formação atual. A sequência sedimentar holocénica foi depositada diretamente sobre um sistema fan-delta (leque aluvial cujas proteções distais se inserem em corpos aquosos) e em cima de areias fluviais depositadas entre 11 000 e 10 000 anos BP. Cerca de 9800 anos BP, o estuário do Guadiana foi preenchido por sedimentos argilosos, quando o nível do mar estava cerca de 39m abaixo do atual, correspondendo a uma fase acelerada de assoreamento. Entre 7500 e 7000 anos BP, na parte central do estuário começaram a depositar-se sedimentos mais grosseiros provenientes da plataforma continental. O ritmo de sedimentação foi acompanhado pelo ritmo de subida do nível do mar. A primeira fase de subida do nível do mar terminou em 6500 anos BP, apresentando uma taxa de elevação de 8,5mm/ano, o que originou o isolamento dos sistemas lagunares próximos do Guadiana com o oceano e uma sedimentação tipicamente arenosa no corpo estuarino. O nível do mar próximo do atual ocorreu

em 5000 anos BP, após um período lento de subida do nível do mar (3mm/ano). A fase de acreção do estuário é fortemente influenciada pelas atividades antrópicas (desflorestação e mudança na rede de drenagem), com início há cerca de 5000 anos (Boski *et al.*, 2010). A partir do século XVI há uma diminuição da zona entremarés de diversos estuários algarvios (Boski *et al.*, 2008) e um contínuo assoreamento do estuário do Guadiana (Boski *et al.*, 2002), como comprovado através de dados arqueológicos e mapas de navegação.

Os estuários de Beliche-Guadiana e Gilão-Almargem foram estudados por Boski *et al.* (2008), a fim de reconstruírem os ambientes de sedimentação impulsionados pela subida do nível do mar, desde o UMG, baseando-se em análises sedimentológicas, foraminíferas e da influência marinha. Através deste estudo, os autores indicam que a acumulação de sedimentos ocorreu em ambientes estuarinos protegidos (Beliche-Guadiana e Almargem) num registo quase contínuo, com subida do nível do mar desde 13 000 anos BP, caracterizado por possuir sequências de terraços de maré e sapais. Todavia, os estuários de Gilão-Almargem apresentam uma taxa de acreção mais irregular nos últimos 8000 anos, devido ao maior dinamismo dos estuários. Boski *et al.* (2008) estimaram as taxas de sedimentação obtendo uma taxa de 7,6mm/ano entre 13000-7500 anos BP valor semelhante ao obtido por Boski *et al.* (2002) no estuário do Guadiana. Numa janela temporal inferior (10 700-7000 anos BP), os autores obtiveram uma taxa de acreção sedimentar de 8,5mm/ano. Após 7000 anos BP, a taxa de acreção de sedimentos foi de 0,9 mm/ano, que segundo Boski *et al.* (2008) é idêntica ao valor alcançado por Perez-Arlucea *et al.* (2005) na ria de Vigo (1,12mm/ano entre 2001 e 484 anos BP).

Com base em registos sedimentológicos e micropaleontológicos efetuados na planície aluvial da ribeira do Corgo do Porto, pequeno afluente do rio Mira, Alday *et al.* (2006) reconstruíram as alterações paleoambientais locais e regionais ocorridas. As características geomorfológicas passadas são bem distintas das atuais, devido às intensas inundações marinhas impulsionadas pela subida do nível do mar desde o UMG. Através dos registos obtidos os autores distinguem cinco fases de evolução:

- i) Fase A (antes de 10 000 anos cal BP) típica de um ambiente fluvial contemporâneo de baixo nível do mar, devido à ausência de foraminíferos e outros indicadores marinhos. A sedimentação é representativa do início de um ambiente fluvial altamente energético, consistindo em lodo e matriz arenosa suportada por seixos abundantes.
- ii) Fase B, entre 10 000 e 9000 anos cal BP, apresenta espécies foraminíferas típicas de ambientes salobros. A deposição de sedimentos ocorreu em ambiente estuarino de

baixa energia, com um nível do mar 20m abaixo do atual. Todavia, verifica-se um progressivo aumento de espécies foraminíferas marinhas, típico de um ambiente mais salino, devido à contínua subida do nível do mar, sendo esta fase então caracterizada pela transgressão flandriana.

- iii) Fase C, datada entre 9000 e 5800 anos cal BP, representa um ambiente de baixa energia (ambiente estuarino) com condições normais de salinidade marinha, sendo suportada pela abundância e diversidade de espécies foraminíferas e nannoplankton calcário, bem como maior presença de bioclastos. Esta fase desenvolveu-se como consequência de significativas inundações e de condições abertas às influências marinhas, o que indica ser representativo de um ambiente de rias. Este ambiente aberto às influências marinhas ocorreu até 5800 anos cal BP. As fases B e C expressam o progressivo aumento do nível do mar após a UMG, cuja estabilização do nível do mar ocorreu por volta de 5800 anos cal BP.
- iv) Fase paleoambiental D, balizada entre 5800 e 4000 anos cal BP, verifica-se um retorno a condições estuarinas mais restritas, com espécies foraminíferas aptas a condições salobras e marinhas, enquanto os registos de nannoplakton calcários são mais reduzidos e irregulares, o que reflete uma tendência regressiva neste troço litoral, devido ao assoreamento associado à diminuição da taxa de subida do nível do mar.
- v) Na fase E (até ao presente) os sedimentos provêm de terraços fluviais, o que indica um ambiente de sedimentação tipicamente fluvial, influenciado pela atividade antrópica.

Os dois últimos estágios de evolução paleoambiental são típicos de um ambiente protegido das influências marinhas. Estas alterações ambientais são similares a sistemas lagunares (Albufeira, Melides e Santo André) próximos da ribeira do Corgo do Porto, com formação de uma proteção distal perto de 5500 anos cal BP, o que promove uma proteção aos eventos marinhos mais energéticos. Baseando-se nestes resultados, Alday *et al.* (2006) indicam que o principal fator de forçamento pela evolução costeira no sudoeste Alentejano é a subida do nível do mar. Após 5800 anos cal BP, a evolução neste sector tem sido de natureza local, sobretudo, pela pressão antrópica exercida sobre o território.

Vis *et al.* (2008) construíram cinco mapas paleogeográficos do enchimento do baixo Vale do Tejo desde o Plistocénico (20 000 anos BP), indicando que a subida do nível relativo do mar e a

disponibilidade e fornecimento de sedimentos fluviais são os principais fatores que controlam a sedimentação na bacia do Tejo. Há 20 000 anos cal BP, o rio Tejo estaria diretamente ligado ao oceano e em 12 000 anos cal BP, um clima quente e húmido provocou uma alteração na rede de drenagem, com alteração do rio para um único canal fluvial. A mudança do traçado do rio para um único canal pode ser explicada pela subida repentina do nível do mar e pelas alterações climáticas e na vegetação, com rápidas expansões de *Pinus*, *Quercus* e outra vegetação mediterrânea. O período temperado (*Bølling-Allerød*) seguiu-se ao último *Heinrich event* (Dryas recente), caracterizado pelo aumento do coberto vegetal e da evapotranspiração, provocando picos de cheia menos extremos e uma maior produção de sedimentos de granulometria menos grosseira, resultando num único canal. Entre 12 000 e 7000 anos cal BP, o aumento do nível do mar provocou uma transgressão no baixo Vale do Tejo e desenvolvimento de extensos ambientes de maré. A estabilização do nível do mar iniciou-se em 7000 anos cal BP, devido ao fornecimento de sedimentos fluviais, com a planície aluvial do Tejo completamente inundada nesta data. Entre 7000-4000 anos cal BP, a maioria dos sedimentos provinha da grande captação do Tejo, resultante do fim da subida do nível do mar, o que corrobora com o crescimento de turfa e deposição de argila rica em matéria orgânica, por volta de 6000 anos cal BP. Em 5000 anos cal BP regista-se uma alteração climática, o clima deixa de ser húmido tornando-se mais árido, amplamente registada no Mediterrâneo e Norte de África, o que provocou um aumento do fornecimento de sedimentos e assoreamento de muitas formas litorais (de acordo com a revisão bibliográfica citada por Issar, 2003; Vis *et al.*, 2008 e Wanner *et al.*, 2008). Durante 4000 e 1000 anos cal BP, as alterações na paisagem foram dominadas pela deposição de sedimentos de origem fluvial. Após 1000 anos cal BP, o assoreamento na bacia do Tejo tem aumentado devido à atividade antrópica (aumento de depósitos de tijolo, carvão e cerâmica), nomeadamente ao aumento da agricultura, desflorestação e erosão do solo. Contudo, a formação de matéria orgânica terminou abruptamente, devido ao aumento da deposição de clastos (Vis *et al.*, 2008).

No âmbito do Projeto FMI 5000 – *Environmental Changes: Fluvio-marine interactions over the last 5000 years* (Projeto FCT nº: PTDC/CTE-GIX/104035/2008), Araújo-Gomes (2010) efetuou uma leitura geo-arqueossismológica no estuário da ribeira de Bensafrim, na qual constatou que o estuário terá sido aberto às influências marinhas pelo menos desde 4000 anos BP até há cerca de 2800 anos BP, o que permite refletir sobre a relativa lentidão com que a sedimentação de origem fluvial responde face à estabilização do nível do mar. Aproximadamente em 3600 anos BP, o estuário teria uma proteção distal, promovendo um abrigo face aos eventos marinhos mais

energéticos e decantação no estuário de Bensafrim. No período romano, o estuário estaria abrigado, provavelmente por uma barreira arenosa, mostrando uma nítida mudança na dinâmica estuarina. A carga sólida transportada pelos cursos de água teve um papel predominante, visto que neste ambiente protegido acumularam-se sedimentos, o que permitiu o assoreamento do estuário da ribeira de Bensafrim.

Schneider *et al.* (2010) efetuaram uma reconstituição dos estuários de Quarteira e Carcavai, baseando-se em análises sedimentológicas, geoquímicas e palinológicas. Os resultados mostram que cada estuário se desenvolveu de forma diferente, devido à morfologia do paleovale, das condições ambientais, da influência do mar e da formação de sistemas barreira. Os estuários foram inundados pelo aumento do nível do mar entre 7000 e 5500 cal BP, sendo assoreados até ao início da ocupação romana (aproximadamente 2200 anos cal BP). A mudança de processos sedimentológicos nos estuários é evidente entre 5500 e 300 anos cal BP, sendo interpretado como uma fase de erosão ou evidência de eventos de alta energia, tais como tempestades ou *tsunamis*.

O desenvolvimento do litoral português no Holocénico resulta da transgressão marinha após o UMG, que inundou os vales de rios Plistocénicos. Porém, a resposta sedimentar a esta inundação e a subsequente evolução dos estuários difere consideravelmente dependendo de vários fatores, nomeadamente, a morfologia do vale, a capacidade de captação e entrega de sedimentos.

Alguns estudos anteriormente efetuados no litoral atlântico de Portugal e Espanha demonstram que a transgressão flandriana alcançou os maiores vales entre 13 000 e 10 000 anos cal BP (Vis *et al.*, 2008; Boski *et al.*, 2002 e 2008). Apesar da diferença temporal, a maioria das publicações identifica uma sucessão de fácies composta por duas unidades. A unidade basal é composta por sedimentos mais finos depositados durante uma fase do nível do mar mais baixo. Nas bacias hidrográficas de maiores dimensões estes sedimentos são compostos essencialmente em areia e cascalho, enquanto nos sistemas de menor dimensão dominam as areias e argilas.

A transgressão flandriana formou três sistemas lagunares em depressões criadas pela atividade da estrutura diapírica das Caldas da Rainha, designadas de Óbidos, Alfeizerão-Salir e Pedreneira. O estabelecimento de barreiras arenosas, determinadas pela desaceleração do nível médio do mar e as estreitas entradas rochosas, abrigaram estes sistemas lagunares, que foram então intensamente assoreados desde o final do século XII, devido ao crescimento da população, que se refletiu no desenvolvimento da agricultura, desflorestação e, conseqüentemente, na maior disponibilidade de sedimentos para as áreas costeiras. O século XIII foi caracterizado por condições mais frias associadas ao mínimo solar e à PIG, mas também a um decréscimo

demográfico. Por conseguinte, muitas terras cultivadas foram reconquistadas por vegetação natural, o que reduziu o ritmo de assoreamento dos sistemas estuarinos e lagunares, ilustrado na diminuição de sedimentos ao litoral (Dinis *et al.*, 2006). No entanto, desde o século XIV, a área e profundidade das lagoas de Pederneira e Alfeizerão tinha vindo a diminuir devido ao assoreamento resultante da expansão agrícola e da existência de salinas nas proximidades das lagoas, levando há colmatação total no século XX da lagoa da Pederneira, enquanto o porto de S. Martinho só serve a embarcações de recreio, que atravessam a barra rochosa. A lagoa de Óbidos também tem vindo a diminuir a sua área e profundidade, devido ao intenso assoreamento provocado pela desflorestação e agricultura nas vertentes da bacia que a drena (Henriques *et al.*, 2002).

2.2. Estuário do Rio Alcabrichel

2.2.1. Enquadramento Geográfico

O estudo da bacia vertente do rio Alcabrichel reveste-se de grande importância, pois o principal afluxo hídrico do estuário do Rio Alcabrichel é proveniente dos cursos de água afluentes e da precipitação recebida em toda a bacia que ela drena, bem como a grande fornecedora de sedimentos, como atesta o aluviamento do estuário.

A bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel insere-se na Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa, localizada entre as latitudes 240 000m N e 250 000m S e as longitudes 94 000m O e 117 000m E em coordenadas Hayford-Gauss, elipsoide internacional – *datum* Lisboa e abarca uma pequena porção de território do distrito de Lisboa (Fig. 4).



Fig. 4 – Localização da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel.

O Rio Alcabrichel é um rio temporário que tem a sua cabeceira na vertente ocidental da Serra de Montejunto desaguando na praia de Porto Novo, perto do Vimeiro. A sua bacia hidrográfica ocupa uma área aproximada de 150km² e o comprimento do curso de água principal é de 30,55km, possuindo um regime hidrológico permanente, mas pouco caudaloso. Todavia, a planície aluvial, por vezes, superior a 1km de largura, indica uma grande capacidade de transporte durante episódios de cheia.

A área em estudo é, essencialmente, constituída por materiais detríticos, apresentando alguma monotonia litológica, mas suficientemente diversa que imprime ao relevo nítidas diferenças. Do ponto de vista litoestratigráfico, encontram-se materiais sedimentares consolidados a não consolidados desde o início do Jurássico até à atualidade, assentando sobretudo em arenitos argilosos e/ou conglomeráticos, com presença de bancadas calcárias compactas, que conferem uma atuação diferencial e seletiva aos agentes erosivos e modeladores da paisagem (Fig. 5) (Trindade, 2001).

O sector terminal da bacia em estudo é caracterizado pelo papel ativo da tectónica, marcado pela presença de duas estruturas diapíricas (Fig. 5), conjugando regimes de tectónica global (compressão cenozóica) e regional. A depressão diapírica de Maceira surge no alinhamento da falha da Lourinhã e da depressão tifónica de Caldas da Rainha, facto que confere um arranjo estrutural complexo aos materiais, principalmente aos calcários compactos bioclásticos do Vimeiro que afloram e rodeiam o diapiro. Assim, o condicionamento tectónico da rede hidrográfica encontra-se bem evidente nas duas depressões diapíricas existentes na bacia do rio Alcabrichel (Trindade, 2001).

A várzea de Maceira, situada na referida depressão diapírica e próxima da foz do Rio Alcabrichel, encontra-se disposta no sentido NE – SO e possui uma área aproximada de 0,46 km². A emergência de uma bancada de calcários dolomíticos na nascente termal de Fonte dos Frades e, na margem oposta, um terraço remanescente da antiga planície aluvial constituem a separação da várzea de Maceira em dois sectores. O primeiro sector, mais a montante, é delimitado pelo primeiro estreitamento e desenvolve-se entre Cabeço Porto Rio e Cabeço de Fonte dos Frades, na direção NE-SO, com 240 000 m²; o segundo sector, a jusante, que corresponde ao objeto de estudo, aparenta uma forma triangular com direção NO-SE, sendo delimitado pelos Cabeços de África e Pereira e Cabeço de Fonte dos Frades (Fig. 6). Este sector tem aproximadamente 219 700 m². A área de estudo inserida na várzea de Maceira corresponde a 0,08 km², visto que o levantamento topográfico não abrangeu toda a área do segundo sector.

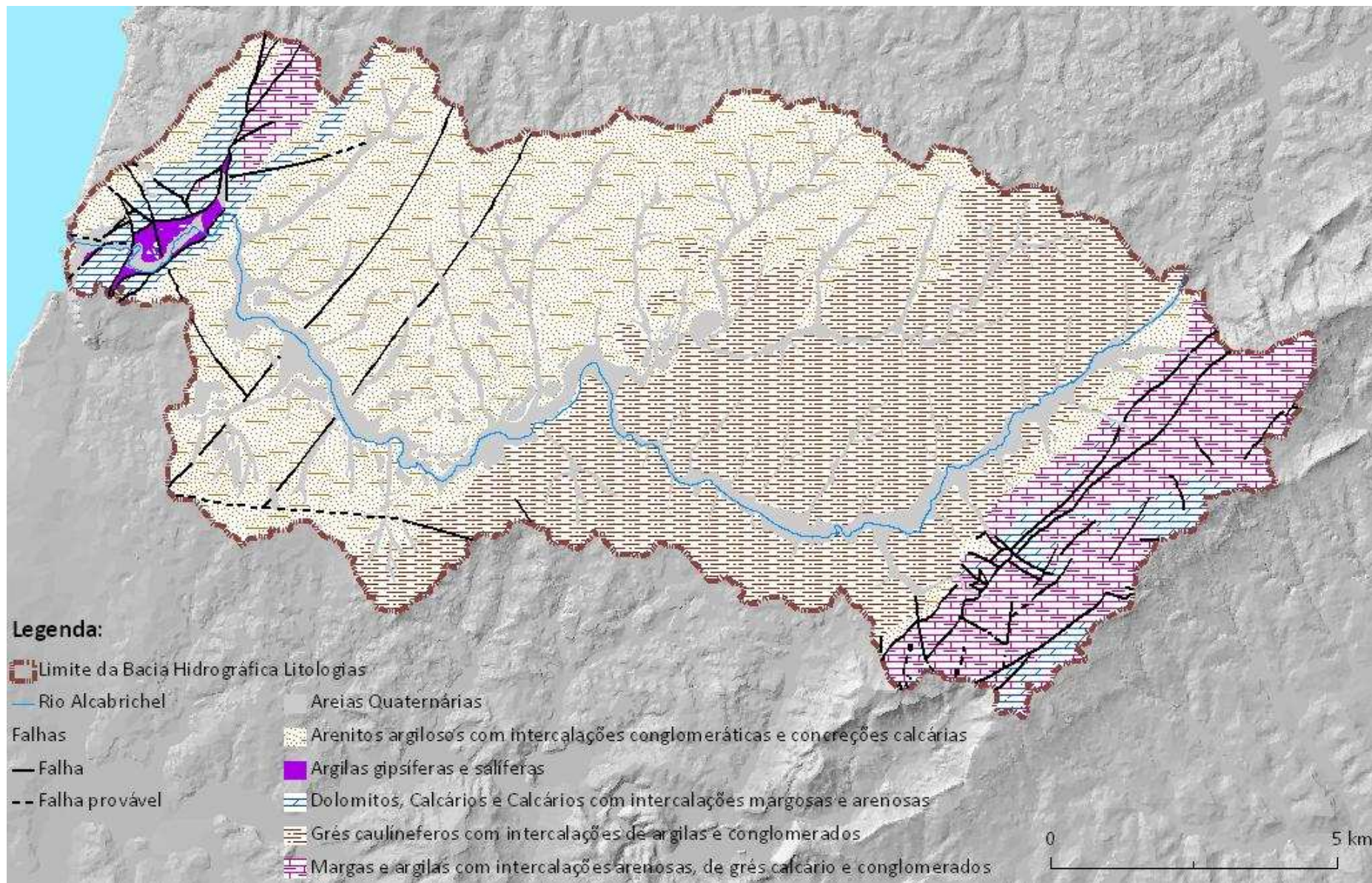


Fig. 5 – Litologia da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (adaptado das cartas geológicas 30A-Lourinhã, 30C-Torres Vedras e 30D-Alenquer).

O Rio Alcabrichel encontra, na várzea de Maceira, condições propícias para depositar parte dos sedimentos transportados ao longo do seu percurso, uma vez que nesta área relativamente plana perde uma quantidade significativa da sua energia, devido às características meandrizadas do escoamento fluvial. Todavia, a foz do Rio Alcabrichel é facilmente fustigada durante o período das marés vivas, onde a ação energética do mar, em alguns períodos, se faz sentir ao longo do leito do rio.

O estuário do Rio Alcabrichel corresponde a um estuário de tipo mesotidal (mesomareal), com amplitudes de marés entre 2 e 4 m, sendo a influência das marés superior à das ondas. Deste modo, inclui-se nos estuários dominados pelas marés, segundo a classificação de Darlymple *et al.*, (1992, *in* Perillo, 1995). É um estuário complexo condicionado pela tectónica, apresentando uma forma idêntica a um funil na parte distal, enquanto a várzea para o interior é confinada em duas gargantas desenvolvidas nos calcários compacto do Vimeiro. A influência das marés, semi-diurnas e regulares, é sentida em grande parte do estuário, face aos reduzidos caudais fluviais que apenas são sentidos em condições extremas. A parte distal do estuário é influenciada pela dinâmica marinha e a interior (várzea de Maceira) é dominada pela dinâmica fluvial.

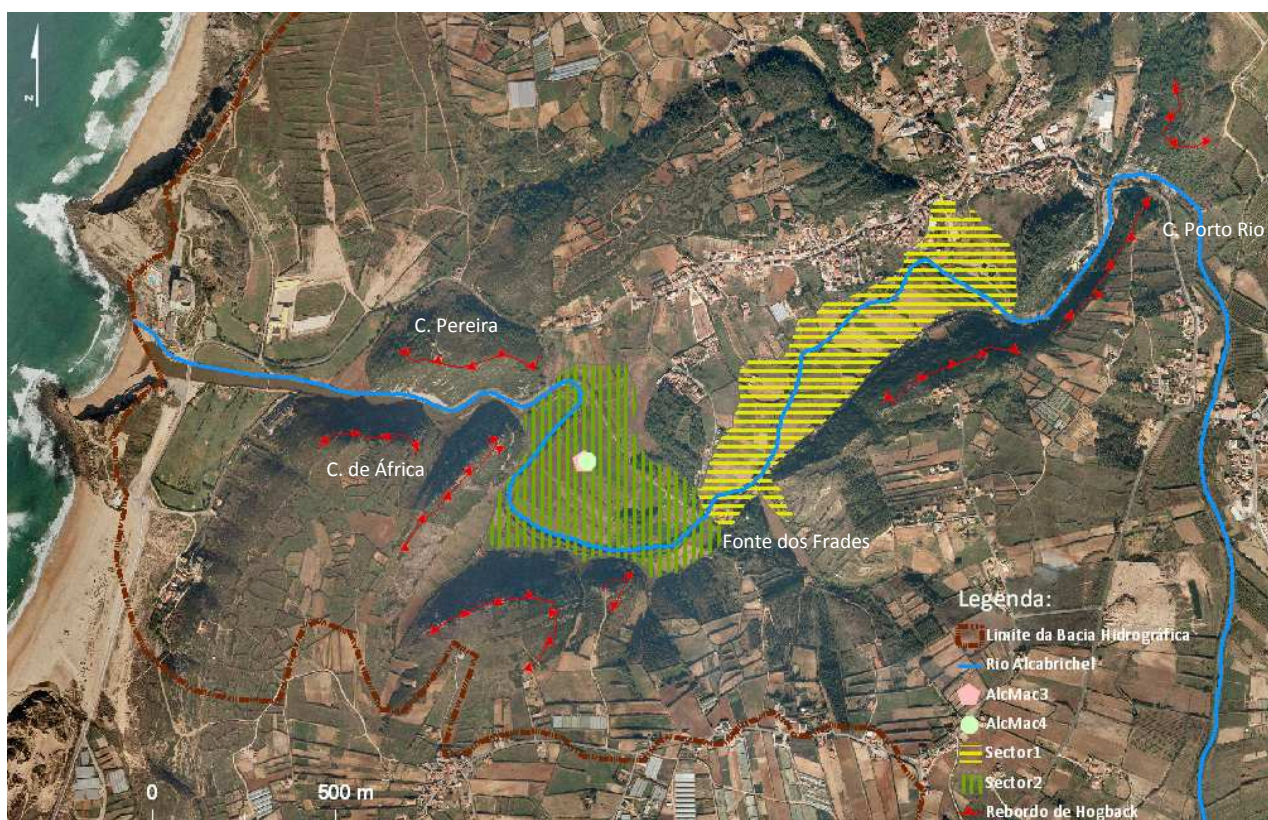


Fig. 6 – Localização das sondagens em estudo.

2.2.2. Caracterização geológica e geomorfológica

Como anteriormente referido, a área em estudo corresponde a parte do estuário do Rio Alcabrichel. No entanto, as suas características, evolução e dinâmica dependem de um conjunto de fatores da bacia vertente e da plataforma continental interna.

A bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel assenta sobre formações de idade mesocenozóica, com diferenças significativas na paisagem. Em termos estratigráficos, dominam as formações jurássicas com 57,2% de área de afloramento. As formações cretácicas afloram em 29,9% da área total em estudo, enquanto as formações cenozóicas aparecem em 12,9 % (Fig. 7).

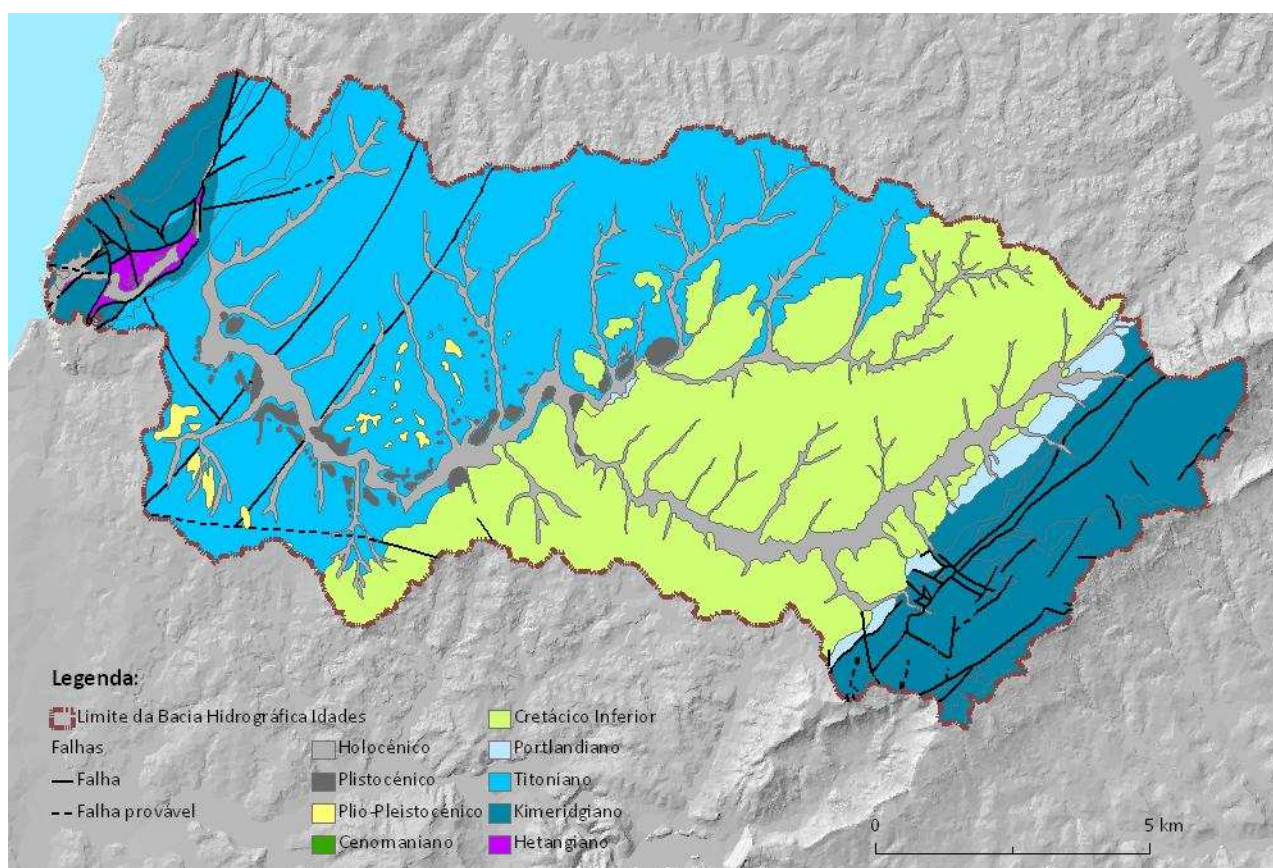


Fig. 7 – Idades geológicas representadas na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (adaptado das cartas geológicas 30A-Lourinhã, 30C-Torres Vedras e 30D-Alenquer).

A formação mais antiga do Mesozóico, de idade hetangiana, existente na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel corresponde às “margas de Dagorda”, um complexo pelítico-carbonatado-evaporítico, constituído por argilas gipsíferas e salíferas, bastante brechificadas, sendo responsável pelo alinhamento diapírico existente na Maceira, que se encontra instalado na falha de Lourinhã (Manuppella *et al.*, 1999; Trindade, 2001).

Os “dolomitos em plaquetas”, contemporâneos da formação anteriormente descrita, cingem-se ao interior da depressão diapírica de Maceira, encontram-se dispersos em pequenos núcleos, que por atuação da erosão diferencial devido à sua maior resistência face a esta, originaram relevos de maior dureza, no centro do diapiro de Maceira (Manuppella *et al.*, 1999).

Os “grés, margas e arenitos da Praia da Amoreira e Porto Novo” apresentam diferentes fácies litológicas de origem distal e continental. Esta unidade é rica em vestígios de dinossauros, de idade kimeridgiana (Manuppella *et al.*, 1999).

Sobrepostas às margas de Dagorda afloram os “calcários compactos bioclásticos do Vimeiro”, datados do Kimeridgiano superior (Manuppella *et al.*, 1999). Estes formam um abrupto ao longo de toda a depressão diapírica, devido à resistência dos materiais face à ação da erosão diferencial e seletiva aos agentes erosivos.

Ainda no Kimeridgiano, aflora um complexo de margas pouco fossilífero pertencente às Camada da Abadia. Trata-se de margas com nódulos e concreções ferruginosas ou calcárias e argilas com intercalações de grés, de conglomerados e de colónias de polipeiros (Zbyszewski e Assunção, 1965).

Sobreposta a esta unidade aparecem os “calcários corálicos de Amaral”, também kimeridgianos. Esta unidade litológica é formada por calcários oolíticos e recifais, com variações laterais de fácies (Zbyszewski e Assunção, 1965).

O “complexo pteroceriano, incluindo as camadas com lima pseudo-alternicosta” é balizado no Kimeridgiano, em que predominam as formações margosas mais ou menos fossilíferas no topo e greso-arenosas na parte basal (Zbyszewski e Assunção, 1965). Esta unidade assenta sobre os calcários de Amaral.

As camadas de Freixial, com idade portlandiana, permitem separar o Portlandiano do Pterociano. Este é um complexo de grés argilosos, por vezes micáceos, com algumas intercalações conglomeráticas, argilas e margas e concreções calcárias (Zbyszewski e Assunção, 1965).

A maioria dos materiais presentes na bacia do Rio Alcabrichel é datada do Titoniano (38,3% de área de afloramento). Na base deste andar encontram-se as “margas e grés de Castelhanos”, constituídas por arenitos quartzosos finos a grosseiros, com frequentes argilas calcárias, que apresentam variação lateral de fácies cada vez mais continental, não se conhecendo variações verticais dos mesmos (Manuppella *et al.*, 1999).

Seguidamente afloram as “argilas, arenitos e arcoses de Nadrupe” típicas de um ambiente transgressivo marinho-salobro, onde dominam arenitos arcósicos de cor amarela, ferruginosos, micáceos, com intercalações de argilas siltosas micáceas (Manuppella *et al.*, 1999).

Sobre estas assentam os “calcários, grés margosos e margas de Miragaia” caracterizados por calcários margosos e argilas margosas com intercalações areníticas (Manuppella *et al.*, 1999).

Admite-se que estas três unidades litológicas constituem uma provável variação de fácies da unidade de Sobral, cujo limite superior é formado pela deposição da formação de Bombarral, também de idade titoniana. Esta formação é constituída por sequências siliclásticas continentais siltosas, areníticas e conglomeráticas, com arenitos argilosos e argilas com montemorilonite, sedimentada num ambiente fluvio-lacustre (Manuppella *et al.*, 1999).

Na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel, a sedimentação Cretácica está presente numa unidade litológica mais vasta, designada de “grés de Torres Vedras”, com idade neocomiana, aptiana e albiana, portanto do Cretácico inferior (Zbyszewski *et al.*, 1955; Zbyszewski e Assunção, 1965; Manuppella *et al.*, 1999). Este é um complexo de grés feldspáticos caulínífero, com intercalações lenticulares de argilas e bancadas conglomeráticas, que assenta sobre a unidade de Freixial, formando a base do Cretácico (Zbyszewski *et al.*, 1955; Zbyszewski e Assunção, 1965; Manuppella *et al.*, 1999). É coberto por “calcários margosos com siltes e grés intercalados de Casal do Marco”, balizados no Cenomaniano, tendo sido identificados pequenos gasterópodes e restos equínídeos (Manuppella *et al.*, 1999). Esta formação apresenta pouquíssima expressividade na bacia do Rio Alcabrichel, com menos de 1% de área de afloramento.

Após a sedimentação mesozóica, ocorre um hiato que abrange todo o Terciário, visto que depois só se encontram depósitos do Plio-Plistocénico e Quaternário.

Os materiais mais antigos do Cenozóico existentes na área em estudo são as “areias, arenitos com burgau e argilas de Silveira”, assentes sobre o Cretácico (formações de Torres Vedras e Casal do Marco) e/ou Jurássico (Formação do Bombarral). Esta unidade é caracterizada por fácies fluviais e areias, onde por vezes é possível distinguir níveis mais argilosos (Manuppella *et al.*, 1999).

Referentes ao quaternário encontram-se depósitos de terraços representados por areias e cascalheiras pliocénicas, ao longo do Rio Alcabrichel (Manuppella *et al.*, 1999). Segundo Trindade (2001) pode-se acrescentar depósitos de cascalheiras, essencialmente, compostos por fragmentos calcários fornecidos pela formação de Vimeiro, no sector jusante do acidente diapírico de Maceira.

Com pouca expressividade na área em estudo encontram-se dunas plistocénicas cujo transporte eólico mais relevante na evolução dos sistemas dunares foi de NW. Estas tendem a ser transgressivos, verificando-se que a areia penetra para o interior (Manuppella *et al.*, 1999).

Finalmente encontram-se depósitos de enchimento mais recente bem desenvolvidos ao longo dos principais cursos de água, sendo compostos por material arenoso, lodos siltsosos, por vezes, com conchas de moluscos e cascalheiras na base.

As areias de praia holocénicas estão cingidas por pequenos promontórios rochosos, formados por rochas Mesozóicas. Estes funcionam como esporões naturais, que aprisionam as areias transportadas pela deriva litoral, formando praias, geralmente estreitas, desenvolvidas no sopé das arribas (Manuppella *et al.*, 1999).

Os materiais quaternários herdados possuem géneses distintas associadas a dinâmicas de transição e continentais, com distinção de materiais fluviais e coluvionares (Trindade, 2001).

Do ponto de vista geomorfológico, a bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel enquadra-se numa unidade mais vasta, que corresponde à plataforma litoral entre Peniche e a vertente norte da serra de Sintra. Esta é considerada de média altitude, com uma altitude média de 93m e uma amplitude altimétrica de 360m, valor que corresponde à serra de Montejunto (Fig. 8). A regularidade relativa é interrompida pelo vale tifónico de Maceira, devido à extrusão halo e argilocinemática da unidade de Dagorda, que provocou o surgimento da depressão diapírica correspondente a um anticlinal esventrado.

O Rio Alcabrichel nasce a 174m de altitude, na vertente ocidental da Serra de Montejunto, percorrendo cerca de 31km até à foz, na Praia de Porto Novo (Fig. 8).

O declive é um parâmetro fundamental no estudo do comportamento hidrológico de uma bacia, visto que interfere na velocidade de escoamento, na capacidade de infiltração e na intensidade de erosão hídrica e fluvial, podendo transportar carga sólida durante as cheias e aumentar o seu poder destruidor (Ramos, 2009). A bacia em estudo ostenta baixos declives, em que predominam os declives compreendidos entre 0 e 5°, pelo que prevalece a infiltração. O declive médio é de 5,69° e o máximo de 59,85° (Fig. 9).

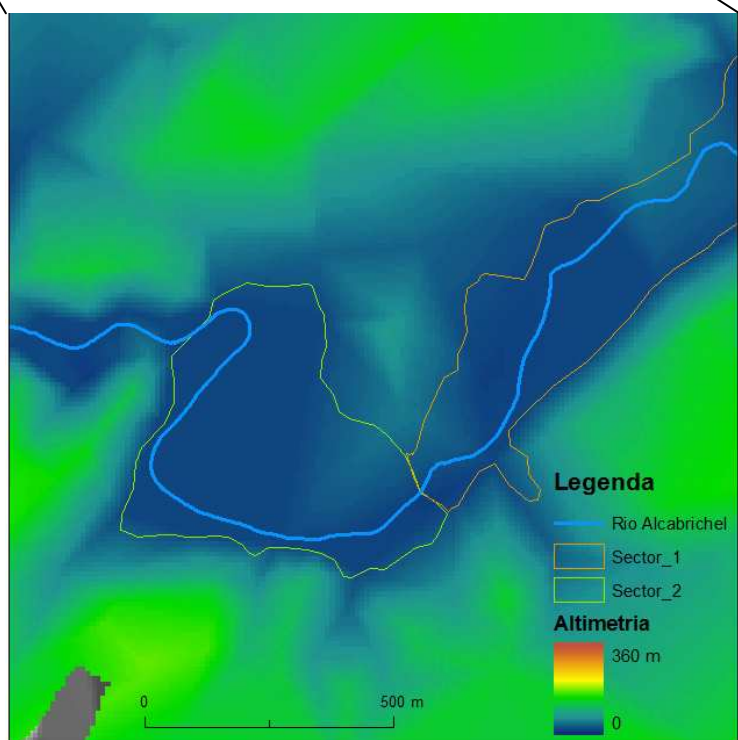
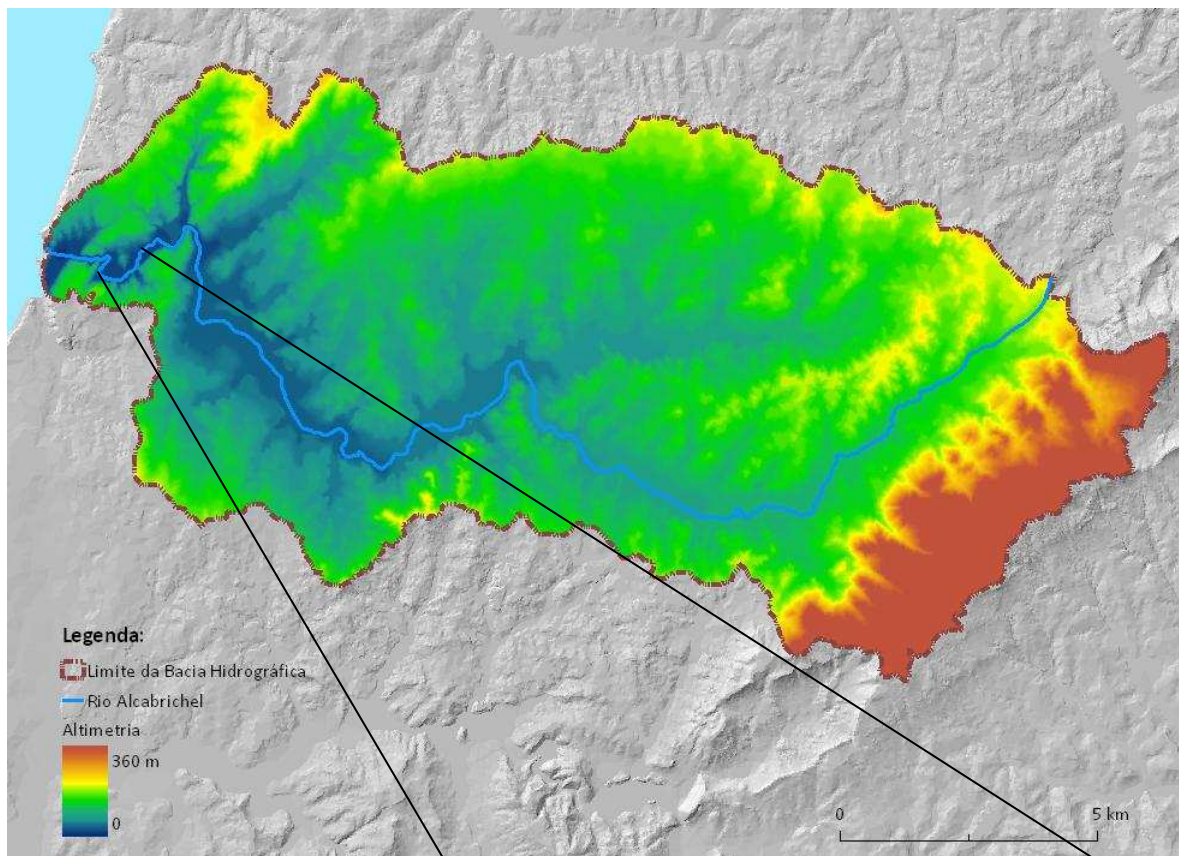


Fig. 8 – Altimetria da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel e em pormenor da várzea de Maceira.

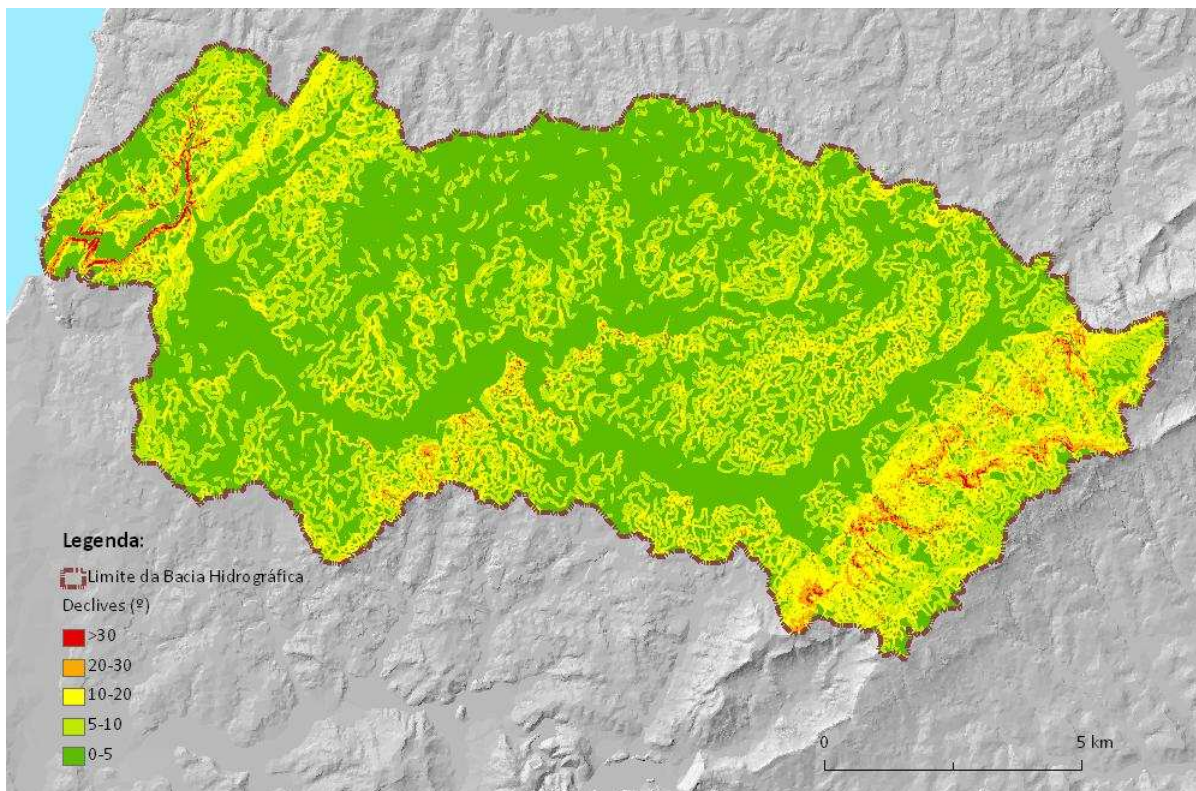


Fig. 9 – Declives da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel.

A plataforma litoral a sul de Peniche é talhada em materiais detríticos consolidados, quase sempre monoclinais, porém o papel ativo da tectónica é evidente na disposição dos materiais sedimentares, nomeadamente nos valores extremos da inclinação das camadas, apresentando uma estratificação sub-horizontal e valores de inclinação de 90° , a sudoeste de Maceira, revelando uma influência cada vez mais significativa dos movimentos argilocinéticos que afetam a estrutura do substrato, sendo esta área de fragilidade explorada por afluentes e pelo próprio Rio Alcabrichel. Apesar de atravessar distintas formações litológicas, o perfil longitudinal é muito regularizado e próximo do que seria o perfil de equilíbrio.

Apesar da planície aluvial existente na depressão diapírica de Maceira ser relativamente plana, aproximadamente com 4m de altitude, há uma ligeira inclinação da várzea para o quadrante SW, onde atinge a mais baixa altitude com 2,91m, enquanto no quadrante oposto, possui 5,61m de altitude, de acordo com os dados obtidos pelo levantamento de campo de pormenor efetuado na várzea de Maceira (Fig. 8).

A área em estudo apresenta uma variedade de formas de relevo ligadas a estruturas tabulares, monoclinais e dobradas.

As formas ligadas a estruturas tabulares desenvolvem-se sobretudo em substrato cretácico pertencentes à grande unidade de Torres Vedras. A discordância erosiva entre o Jurássico e o Cretácico fornece uma mudança na inclinação das camadas, passando de uma disposição monoclinial a tabular, com valores de inclinação entre 3 e 5° (Trindade, 2001). As formações de idade cretácica apresentam uma altimetria inferior às jurássicas, evidenciando que a ação dos agentes erosivos não foi suficiente para arrasar as estruturas jurássicas, o que confirma a dureza dos materiais jurássicos. Deste modo, as formações cretácicas são muito mais dissecadas, a rede de drenagem bastante menos hierarquizada, sugerindo uma resistência inferior à erosão destes materiais e um fraco condicionamento estrutural a essa erosão.

As formas associadas a estruturas monoclinais estão bem desenvolvidas na unidade do Bombarral. Apesar de algumas variações na direção de inclinação, estes materiais encontram-se orientados a sul e ESE, fazendo parte de uma estrutura sinclinal mais vasta que culmina no grande anticlinal da Serra de Montejunto (Trindade, 2001).

O encaixe da rede de drenagem em estruturas monoclinais é principalmente ortoclinal, gerando vales dissimétricos, devido à direção de inclinação das camadas e à perpendicularidade existente entre esta e o traçado ortoclinal do curso de água. Como se pode ver no mapa de declives (Fig. 9), a área de afloramento da formação de Bombarral possui uma grande dissimetria no declive das vertentes, encontrando-se o sector mais declivoso (vertente anaclinal) a Este do Rio Alcabrichel, enquanto o sector menos declivoso (vertente cataclinal) se localiza a Oeste do mesmo (Trindade, 2001). A densidade da rede de drenagem é superior na vertente anaclinal, por comparação com a vertente cataclinal, pois é aí que o declive propícia uma maior erosão da vertente (Trindade, 2001).

As formas ligadas a estruturas dobradas encontram-se expressas no anticlinal esventrado e falhado de Pia do Mestre-Maceira-Valongo, centrado na falha da Lourinhã, devido há injeção de material gipsífero e salífero ao longo da respetiva falha, encontrando-se o material suprajacente empolado (Trindade, 2001). A dobra apresenta uma orientação geral NNE-SSE, encontrando-se esventrada a SSW do anticlinal, onde afloram as margas evaporíticas de Dagorda no centro do diapiro e estreita-se para NNE.

Os elementos morfotectónicos presentes no interior do diapiro estão bem evidentes no relevo, com o aparecimento de formas em barra com comandos de 90°, mostrando a diferença de resistência dos materiais à erosão (Fig. 6).

Como referido, a dinâmica do estuário do Rio Alcabrichel também depende dos fornecimentos de sedimentos da plataforma continental interna. No entanto, a informação sobre esta é escassa.

O fornecimento sedimentar por parte da plataforma continental depende sobretudo da dinâmica da corrente de deriva litoral, do contributo dos cursos fluviais à deriva litoral e da suscetibilidade à erosão das arribas.

A plataforma litoral entre Peniche e Cascais é caracterizada por um défice sedimentar, que se deve à falta de sedimentos para transporte ao longo do litoral, promovida pela existência de dois importantes obstáculos naturais, o canhão da Nazaré e os tómbolos de Peniche e Baleal, que limitam o transporte de sedimentos de norte para sul, dificultando a alimentação do litoral a sul de Peniche (Ramos-Pereira *et al.*, 2007; Trindade, 2010).

O canhão da Nazaré é um elemento geomorfológico preponderante, com grande influência nas faixas submersa e emersa, até Cascais, visto que é responsável pela captura de grande parte dos sedimentos transportados pela corrente de deriva litoral, devido à posição da cabeceira junto à linha de costa, a 500m da praia da Nazaré (Neves, 2006; Trindade, 2010). A composição dos sedimentos superficiais existentes no canhão da Nazaré é essencialmente sedimento terrígeno rico em feldspatos, que resultam da erosão de praias e arribas a norte da Nazaré, onde este tipo de minerais é abundante, sendo depois capturados para a planície abissal através do canhão (Neves, 2006; Trindade, 2010). Esta circulação de sedimentos pelo canhão da Nazaré condiciona o volume de sedimentos disponível sobre a plataforma continental a sul deste elemento geomorfológico (Neves, 2006; Ramos-Pereira *et al.*, 2007). Os sedimentos que escapam a esta captura ou que são fornecidos pelos cursos de águas que desaguam entre a Nazaré e Peniche ficam em grande parte retidos nos tómbolos de Peniche e Baleal. Segundo Neves (2006), a faixa sul da plataforma continental junto à linha de costa (Fig. 10) é coberta por sedimentos finos resultantes de transporte por parte do Rio Tejo. Porém, entre 0 e -50 metros, sobressaem seixos e areias. Entre Cabo da Roca e Peniche, a plataforma litoral é coberta por afloramentos rochosos, encontrando-se também materiais de granulometria mais fina no “Mar da Ericeira”, que beneficiam da depressão aí existente para se acumularem (Neves, 2006). A norte de Peniche, a plataforma continental junto à linha de costa é coberta por afloramentos rochosos que condicionam o transporte de sedimentos não consolidados pela corrente de deriva litoral em direção a sul (Trindade, 2010).

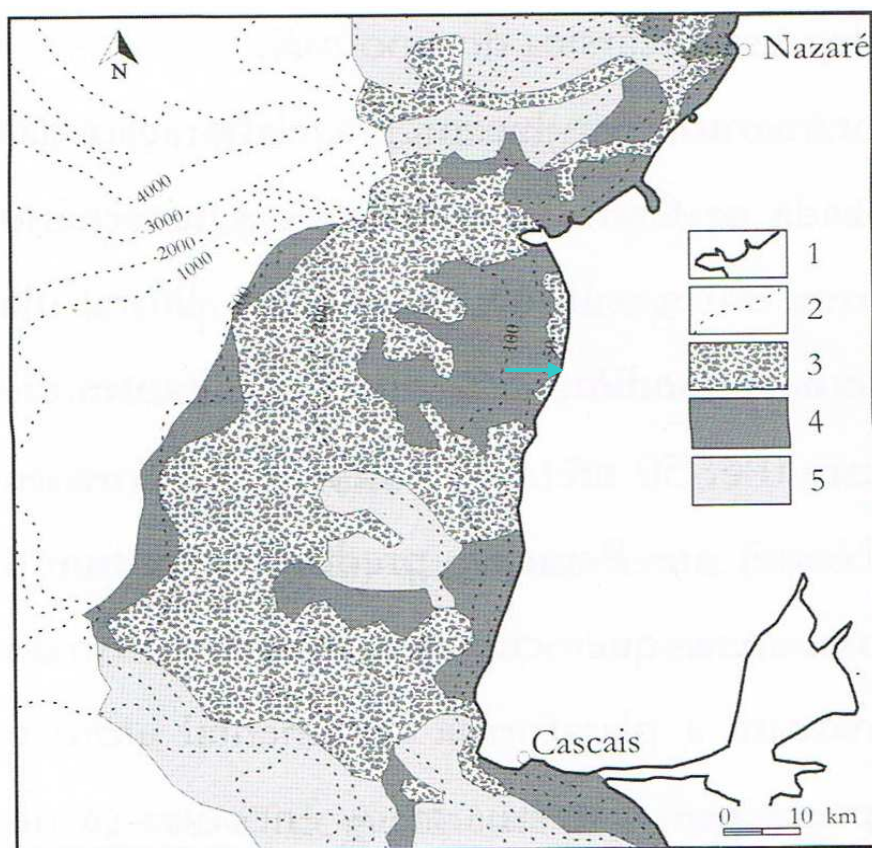


Fig. 10 – Tipo de cobertura da plataforma continental entre a Nazaré e Cascais. 1- linha de costa; 2- curvas batimétricas; 3- fundo rochoso; 4- calhaus e areias; 5- lodo (Neves, 2006). Seta azul assinala a posição do estuário do Rio Alcabrichel.

A reduzida dimensão das bacias hidrográficas que drenam para o litoral entre Peniche e Cascais também sustenta o défice sedimentar deste troço litoral (Ramos-Pereira *et al.*, 2007), devido às características do regime hidrológico e da litologia das bacias hidrográficas, apesar da pouca informação existente sobre o contributo destas para dinâmica sedimentar no litoral (Trindade, 2010). Estas bacias são extremamente dependentes do regime de precipitação e apresentam uma elevada irregularidade do caudal, verificando-se períodos mais ou menos prolongados de estiagem que são interrompidos por súbitos aumentos do caudal, devido a precipitações intensas, o que resulta num fornecimento intermitente e irregular de sedimentos ao litoral (Trindade, 2010). A constituição litológica das bacias entre Peniche e Cascais é predominantemente margosa e carbonatada, o que dificulta a contribuição da dinâmica fluvial na alimentação dos sistemas litorais.

Os sistemas de arribas entre Peniche e Cascais são essencialmente areníticos e conglomeráticos, a norte e argilosos com uma componente carbonatada, a sul. A elevada irregularidade da dinâmica

destes sistemas e a rápida fragmentação destes materiais após episódios mais energéticos, como a ocorrência de movimentos de vertente dificilmente contribuem para a alimentação sedimentar, devido à natureza litológica do substrato.

Desta forma, apenas 14,6% da faixa litoral entre Peniche e Cascais é caracterizada por praias estuarinas ou praias com sistemas dunares associados, enquanto 59,7% dos sistemas litorais não apresentam cobertura sedimentar arenosa e 25,7% correspondem a sistemas praia-arriba, cujo teor arenoso é escasso, caso das praias encastradas, ou possuem uma forma alongada e estreita que não impede a ação do mar sobre a arriba (Neves, 2006).

2.2.3. Caracterização climática e hidrológica

A bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel apresenta um clima de tipo mesomediterrâneo atenuado e sub-húmido, segundo as classificações bioclimáticas de Emberger e Gaussen (Alcoforado *et al.*, 1982), caracterizado por invernos chuvosos e frescos e verões quentes e secos, embora temperados pela proximidade do mar.

Tendo em conta os dados climáticos da estação meteorológica do Vimeiro (ARHTEjo, 2011) verifica-se que a temperatura média anual é de 14,9°C e a precipitação anual é de 682,10 mm. A pluviosidade é moderada e concentrada no inverno e no outono e marcada por um período xérico no verão, influenciando diretamente o caudal fluvial. De um modo geral, a rede de drenagem da bacia do Rio Alcabrichel caracteriza-se por escassez de caudais durante o verão, devido à fraca queda pluviométrica aliada às temperaturas elevadas, evaporação e secura da atmosfera, enquanto no inverno o caudal é bastante representativo, altura em que provoca cheias.

Visto que a bacia em estudo é suscetível a fenómenos de cheia e que se pretendem identificar possíveis episódios de cheia é necessário ter em consideração os fatores desencadeantes de cheia, ou seja, os que influenciam o comportamento do curso de água face à cheia, como também as componentes físicas, ou seja, os fatores condicionantes do fenómeno de cheias (Ramos, 2009).

A análise das componentes físicas da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (Quadro 3) aponta a sua favorabilidade à ocorrência de cheias, pois possui uma rede de drenagem eficiente.

Apesar do comprimento da bacia ser apenas de 30,55 km, visto que se considerou o comprimento da bacia como sendo o comprimento do curso de água principal, ou seja, o comprimento do Rio Alcabrichel, apresenta uma amplitude altimétrica considerável de 360 m, o que influencia a inclinação dos cursos de água e a velocidade de escoamento.

As características geométricas da bacia indicam que a bacia em estudo apresenta uma forma irregular, alongada e estreita (Quadro 3), pelo que a tendência a grandes cheias é atenuada, pois a precipitação é distribuída pela bacia num espaço de tempo considerado, ou seja, as precipitações intensas e concentradas não cobrem simultaneamente toda a sua extensão. Assim, pode-se afirmar que a geometria da bacia não é um fator preponderante para o desencadeamento de cheias, como demonstram os vários parâmetros geométricos calculados (Quadro 3). Para mais informações sobre os índices calculados, consultar Ramos (2009).

No estudo do comportamento hidrológico da bacia constatou-se que esta é bem drenada, o que indica a sua favorabilidade à ocorrência de cheias e a caudais de ponta elevados. O curso principal é de ordem 5, enquanto o número de canais de primeira ordem é de 1849. É de salientar que a bacia em análise tem capacidade para gerar novos cursos de água, aumentando a sua eficiência de drenagem, porque apresenta uma densidade hídrica de 12,26 cursos de água/km². A densidade de drenagem segundo Horton constitui um índice de tendência para a ocorrência de cheias, variando diretamente com a extensão do escoamento superficial e fornece uma indicação da eficiência da drenagem natural da bacia, podendo afirmar-se que uma bacia hidrográfica é mal drenada se o índice tender para 0,5 km/km² e bem drenada se o índice for igual ou superior a 3,5 km/km² (Lencastre e Franco, 2003). Em igualdade dos restantes fatores, as bacias com maior densidade de drenagem são mais suscetíveis a cheias, do que as bacias com menor densidade de drenagem (Lencastre e Franco, 2003). Deste modo, pode afirmar-se que a bacia do Rio Alcabrichel é bem drenada, visto que se obteve uma densidade de drenagem de 7,1 km/km². Assim, verifica-se uma boa drenagem, dado que o escoamento depende do número de canais fluviais em funcionamento. Este escoamento é rápido, antecipando os picos de cheia, criando condições para caudais de ponta de cheia mais elevados, o que favorece a ocorrência de cheias na bacia em estudo.

O coeficiente de manutenção de Schumm fornece o valor da área mínima necessária ao desenvolvimento ou manutenção de um metro de canal de escoamento (Ramos, 2009), sendo considerado um dos parâmetros mais importantes para a caracterização da rede drenagem. Quanto menor for o seu valor mais rapidamente as águas pluviais se concentram nos canais fluviais, aumentando desta forma a suscetibilidade da bacia às cheias (Ramos, 2009). A área mínima necessária ao desenvolvimento ou manutenção de um metro de canal de escoamento na bacia do rio Alcabrichel é de 140,85 m²/m. Em comparação com outras bacias hidrográficas da Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa, o coeficiente de manutenção de Schumm obtido é baixo, o que indica que as águas pluviais se concentram rapidamente nos canais fluviais.

Quadro 3 - Quantificação das características físicas na bacia do Rio Alcabrichel.

Geometria:	Área (km ²)	150,85
	Perímetro (km)	73,35
	Comprimento CAP (km)	30,55
	Fator Forma (Horton)	0,16
	Índice de Gravelius	1,67
	Índice de Forma (USACE)	6,19
	Índice de forma (Toletino et al.)	0,14
	Índice de circularidade	0,35
	Índice de alongamento	0,45
	Índice de homogeneidade	0,28
Rede de drenagem:	Hierarquia (Strahler)	5
	Magnitude (Shreve)	1849
	Comprimento do Rio de Loures (km)	30,55
	Densidade de Drenagem (km/km ²) (Horton)	7,1
	Densidade Hídrica (nº cursos de água/ km ²) (Horton)	12,26
	Coeficiente de Manutenção (m ² /m) (Schumm)	140,85
	Índice de Torrencialidade	87,05
Relevo	Altitude máxima (m)	360
	Altitude mínima (m)	0
	Amplitude altimétrica (m) (Schumm)	360
	Índice de Rugosidade (Melton)	2556
	Relação de Relevo (Schumm)	0,01
	Índice de Declive de Roche (m/km)	11,30
	Inclinação média dos canais fluviais (m/km)	11,78
	Inclinação média dos canais fluviais (%)	1,78

O coeficiente de torrencialidade proposto por Vivas foi igualmente considerado, visto que se trata de uma bacia de tamanho reduzido e é afetada por escoamento torrencial. Obteve-se um índice de torrencialidade de 87,05, o que indica que a bacia é propícia à ocorrência de escoamento torrencial, devido ao elevado valor do índice.

O índice de rugosidade de Melton combina o declive e o comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, que resulta no produto entre a amplitude altimétrica e a densidade de drenagem, resultando num valor adimensional (Ramos, 2009). O índice será tanto maior quanto

mais acidentada for uma bacia e mais dissecada estiver pela erosão fluvial, cujas áreas com elevados índices de rugosidade são potencialmente assoladas por cheias rápidas (Ramos, 2009). A bacia em estudo é bastante acidentada, pois está inserida num terreno com vertentes declivosas, e dissecada pela erosão fluvial, pois apresenta um elevado índice de rugosidade (2556), o que indica ser uma bacia suscetível a cheias rápidas.

A relação de relevo (Schumm) é considerada um indicador da inclinação da bacia, logo influência a velocidade de escoamento. Quanto maior for a relação de relevo de uma bacia mais rápida é a chegada das águas à desembocadura (Ramos, 2009). No caso de estudo, obteve-se um índice de 0,01, verificando-se que a inclinação da bacia é baixa, logo a velocidade de escoamento também vai ser baixa. Deste modo, a inclinação da bacia não influencia a velocidade de escoamento e a chegada das águas à desembocadura ainda é demorada.

O índice de declive de Roche considera toda a área da bacia entre a cota mais elevada e a mais baixa, correspondendo, desta forma, a um índice de declive médio para toda a bacia (Lencastre e Franco, 2003). O índice de declive de Roche da bacia do Rio Alcabrichel é de 11,30 m/km. Tendo em conta o valor obtido, a bacia hidrográfica do rio Alcabrichel apresenta um declive razoável que ajuda a manifestação das linhas de água. A inclinação média dos canais fluviais é de 11,78 m/km ou 1,18%, o que indica que este curso é relativamente inclinado. Assim, o declive dos canais fluviais da bacia em estudo controla, em grande parte, a velocidade do escoamento à superfície e, conseqüentemente, o tempo que a água leva a concentrar-se nos canais fluviais.

2.2.4. Caracterização da ocupação e uso do solo

A consideração do coberto vegetal de uma bacia hidrográfica e do seu tipo de uso tem também importância na análise dos fenómenos hidrológicos que ocorrem na bacia, sobretudo, pela influência no escoamento superficial, infiltração da água e taxas de evaporação (Lencastre e Franco, 2003; Ramos, 2009). Assim, o comportamento hidrológico de uma bacia depende do tipo de revestimento, da densidade de cobertura e do tipo de uso antrópico. A influência da vegetação no escoamento é dada pelo surgimento tardio dos picos de cheia, visto que esta vai funcionar como um entrave, condicionando o caudal de cheia via interseção da precipitação ao nível do solo.

A ocupação do solo na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (Fig. 11) é dominada por espaços agrícolas, cuja extensão representa 57% da área total da bacia, dos quais 40% corresponde a áreas

de uso exclusivamente agrícola, 16% a culturas permanentes, nomeadamente vinhas e 0,29% são culturas anuais de sequeiro.

Segue-se a presença de matos e florestas que ocupam cerca de 36% da área da bacia. Estas são bastante importantes, visto que eliminam o choque direto das gotas da chuva com a superfície do solo e modificam as características do solo, favorecendo a infiltração e reduzindo a velocidade do escoamento superficial, o que contribui para a redução dos fenómenos de erosão e de ocorrência de cheias (Lencastre e Franco, 2003).

A bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel não sofre grande pressão urbanística, com cerca de 7% de área urbana ou industrial. Porém, o uso e ocupação do solo nas últimas décadas têm intensificado, verificando-se o abandono dos terrenos agrícolas e, conseqüentemente, o aumento das áreas urbanizadas. O aumento de estruturas pavimentadas e a impermeabilização dos solos daí resultante conduz a uma redução dos valores de infiltração em detrimento do escoamento direto, potenciando os caudais de ponta de cheia, aquando de precipitações intensas.

As zonas descobertas ou com pouca vegetação, tais como praias, dunas e areais têm uma representatividade muito baixa, ocupando apenas 0,07% da área total da bacia em estudo.

No entanto, a ocupação e uso do solo nem sempre foi assim. No âmbito do Projeto FMI5000, Ramos-Pereira *et al.* (2012) indicam a existência de um estuário aberto às influências marinhas antes de 6000 anos cal BP, caracterizado por um sapal, como demonstra a presença de cistos de dinoflagelados, pólenes de *cymatiosphaera*, *cf. ruppia* e *alnus*², intercalado por vários eventos curtos de água doce. As vertentes eram cobertas por carvalhos e pinheiros e vegetação esclerófica. Entre as unidades definidas pelos autores de sb3 e sb2 (345 cm de profundidade), a transição de ambiente é clara e abrupta, marcada por uma espessa camada sedimentar de origem terrígena. Os autores sugerem que esta mudança foi provocada pela ação humana, como a pecuária e a pastagem após 4000 anos BP.

² A análise palinológica foi efetuada pela Doutora Randi Danielsen no âmbito do Projeto FMI5000 - PTDC/CTE-GIX/104035/2008, financiado pela FCT.

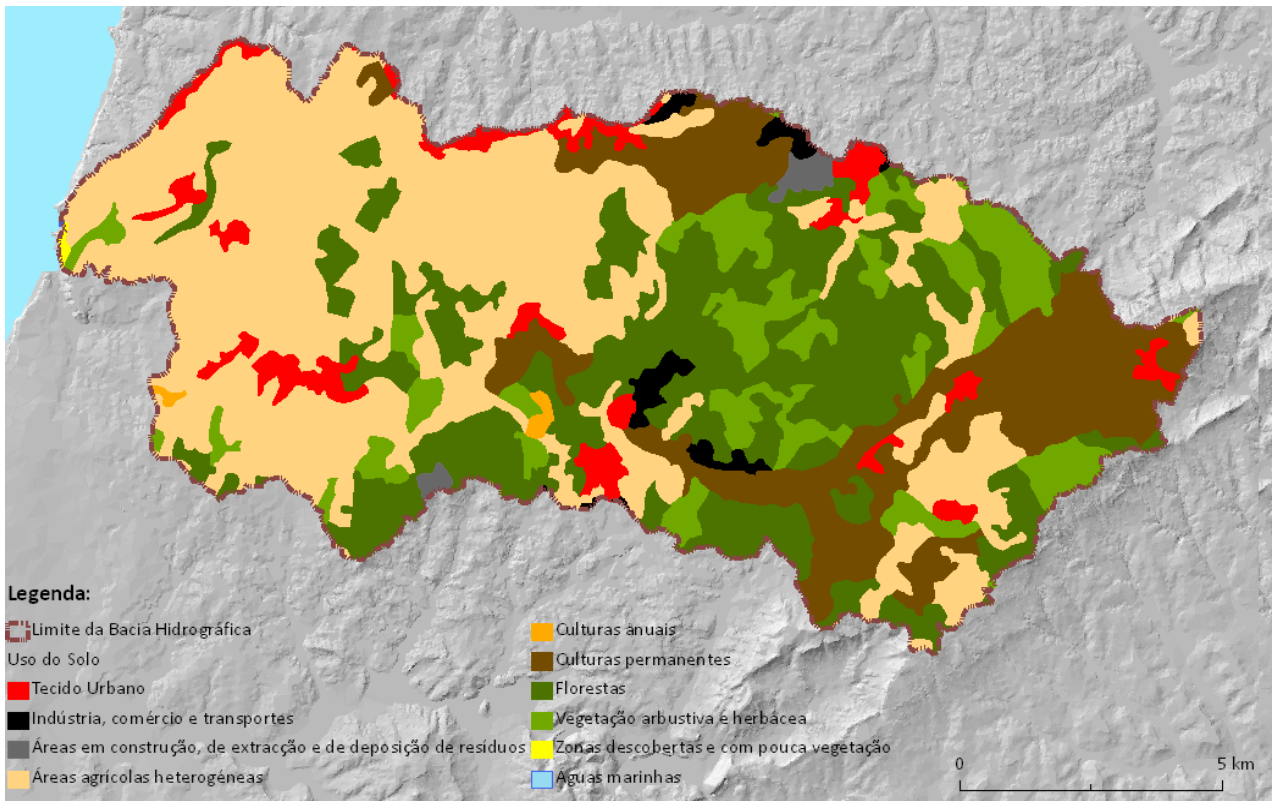


Fig. 11 – Uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (adaptado de *Corine Land Cover*, 2006).

3. Abordagem metodológica multidisciplinar

3.1. Modelo Conceptual

Os estuários constituem um sistema costeiro de transição entre as dinâmicas fluviais e marinhas e, por isso, contêm um conjunto de informações de natureza paleoambiental bastante diversificado, tornando-os ideais para detetar alterações ambientais ocorridas nos últimos 5000 anos e avaliar o seu impacto. Todavia, o seu estudo envolve um conjunto de componentes que só uma abordagem multidisciplinar permite compreender a evolução geomorfológica e dos ambientes de sedimentação na várzea de Maceira. Desta forma, a abordagem metodológica multidisciplinar está de acordo com o modelo expresso na Fig. 12.

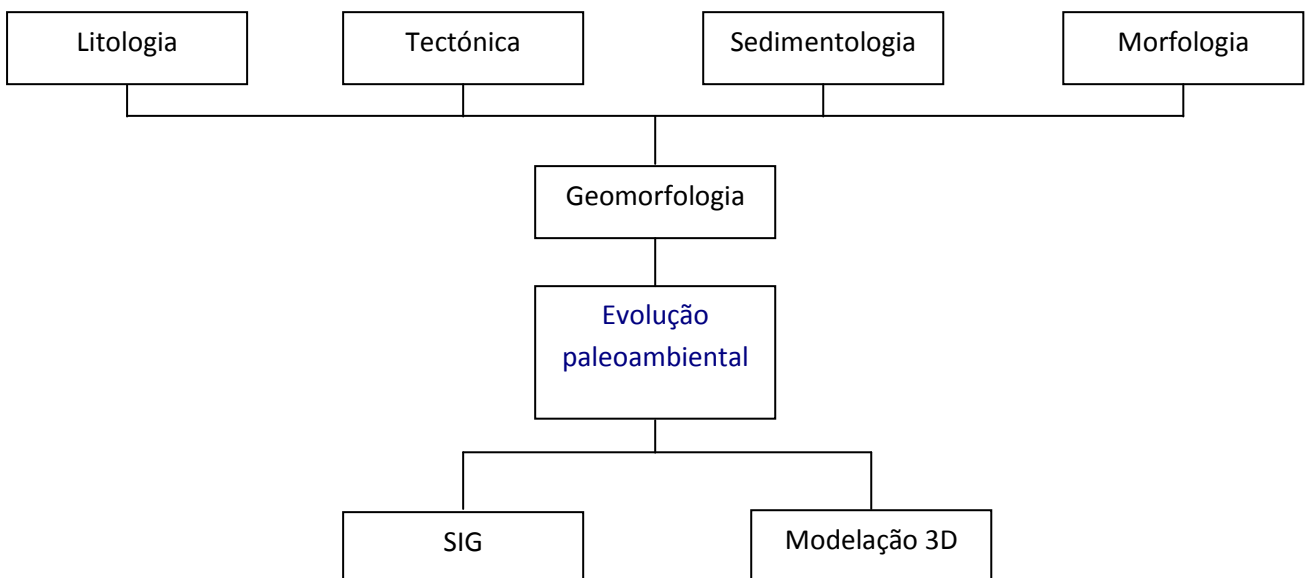


Fig. 12 – Abordagem metodológica multidisciplinar aplicada.

A análise da componente geomorfológica permite caracterizar e avaliar em que medida as características físicas da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel influenciam a quantidade de sedimentos disponibilizados por fenómenos de erosão nas vertentes, que contribuem para o assoreamento do estuário, relacionando a litologia com as características morfológicas da bacia.

A caracterização geomorfológica foi realizada em duas escalas espaciais:

i) da bacia hidrográfica, já anteriormente descrita, que permitiu definir as características litológicas, estruturais, geométricas, morfométricas e de relevo da bacia do Rio Alcabrichel;

ii) do estuário, através de trabalho de campo baseado no reconhecimento geomorfológico e levantamento de campo de pormenor, com uso de técnicas de cartografia direta apoiadas por instrumentos de geoposicionamento de precisão como a Estação Total (doravante designada por ET) e o dGPS (*differential Global Positioning System*), permitindo a caracterização pormenorizada da várzea de Maceira, através da construção de um Modelo Numérico de Elevação (MNE).

Em ambiente SIG foi caracterizada geomorfologicamente a bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel, através de dados georreferenciados: pontos contados, curvas de nível e hidrografia, obtidos a partir das cartas militares nº 361, 362, 374 e 375 (escala 1:25 000); geologia com recurso às cartas geológicas 30A – Lourinhã, 30C – Torres Vedras e 30D – Alenquer (escala 1:50 000).

Na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel foram obtidos os seguintes mapas através dos programas *ArcGis 9.3* e *Ilwis 3.6*: (i) Litologia; (ii) MNE; (iii) Declives; (iv) Uso do Solo. Também foram obtidos outros mapas intermediários que permitiram caracterizar geometricamente e morfometricamente a bacia do Rio Alcabrichel. Para a várzea de Maceira foi realizado o MNE pormenorizado com base no levantamento de campo de pormenor com instrumentos de geoposicionamento de precisão, ou seja, com a ET e o GPS (levantamento de campo efetuado a 15 de Novembro de 2010 pelos alunos de Mestrado de Geografia Física e Ordenamento do Território, sob a supervisão dos orientadores).

3.2. Aquisição de dados posicionais

Para monitorizar a várzea de Maceira recorreu-se a técnicas de elevada fiabilidade de medição direta, nomeadamente a ET Nikon DTM-552 e o GPS Magellan® Professional ProMark™3. A escolha destes equipamentos para o levantamento topográfico deve-se ao facto de serem equipamentos extensivamente testados e disponíveis no Núcleo de Investigação de Sistemas Litorais e Fluviais: Dinâmica, Mudanças Ambientais e Ordenamento do Território do Centro de Estudos Geográficos, no quadro do qual é feito este trabalho e que apresentam resultados de elevada fiabilidade e precisão, já devidamente testados (Trindade *et al.*, 2007). A avaliação da informação recolhida é relativamente fácil e o baixo custo da campanha é conciliado com o elevado rigor da informação. A obrigatoriedade de contacto visual entre o aparelho e o prisma para a realização dos perfis é uma das maiores desvantagens à utilização da ET, enquanto a principal desvantagem do GPS consiste na indisponibilidade de dados corrigidos em tempo real (Trindade, 2010).

O local de posicionamento da ET foi definido com vista a abranger o máximo de área possível e servir de validação aos dados obtidos por GPS.

O levantamento topográfico detalhado efetuado na várzea de Maceira através de GPS foi operado em modo cinemático contínuo, cujos pontos foram adquiridos em andamento, com um intervalo de aquisição de um segundo, para que fosse possível obter uma malha de pontos sucessivos de dados posicionais constituída por perfis transversais e longitudinais ao traçado do curso de água. Em campo teve-se em consideração alguns obstáculos que possam comprometer a fiabilidade dos resultados finais, nomeadamente o manuseamento do equipamento, quer na definição da altura quer na verticalização do *GPS Rover*.

No levantamento de campo, ocorrido a 15 de Novembro de 2010, foi necessário posicionar os instrumentos utilizados (*GPS Base* e *GPS Rover*). O primeiro a ser fixado e calibrado foi o *GPS Base*, sem coordenadas geográficas conhecidas face à rede geodésica portuguesa. Para um correto uso do instrumento definiu-se a ausência de inclinação do mesmo e esperou-se pela sincronização dos satélites visíveis com o *GPS Base* por um período mínimo de 30 minutos. Durante o processo de configuração da base do GPS mediu-se a altura da antena (1,457m) para posterior acerto aquando a obtenção de dados altimétricos reais. Posto isto, iniciou-se o *GPS Rover* cuja altura é de 2,023m. A este valor subtraiu-se 0,30 metros, devido à existência de vegetação rasteira no terreno, o que corresponde, assim, à altura da antena. Caso esta não fosse implementada iria dificultar a movimentação do bastão do *GPS Rover* junto ao solo, colocando em certos casos a verticalidade em causa e, conseqüentemente, o real valor altimétrico. Previamente, houve a necessidade de assegurar a sincronização dos satélites artificiais com o *GPS Rover*. Os perfis foram previamente definidos e determinou-se o espaçamento entre eles. O espaçamento entre os perfis transversais foi de cerca de 25 metros, enquanto nos perfis longitudinais foi aproximadamente de 30 m. Contudo, o levantamento dos pontos foi mais concentrado onde a variação da topografia era superior (junto à emergência de uma bancada de calcários dolomíticos), enquanto nas áreas planas ou de menor variação do declive, o levantamento dos pontos foi mais disperso. Na orientação dos perfis teve-se em consideração alguns pontos de referência, tais como, postes de eletricidade na estrada ou árvores.

Os dados adquiridos foram corrigidos e, posteriormente, espacializados em ambiente SIG. Para processamento dos dados do dGPS foi necessário corrigir os dados da base do GPS com uma base pública que permitiu determinar os valores reais de altitude ortométrica da base instalada na várzea, pois esta encontrava-se estabelecida num ponto desconhecido, através da transformação

da altitude elipsoidal. A base pública recorrida foi a base de Cascais da rede RENEPI do IGP, de onde se descarregou todos os dados referentes ao dia 15 de Novembro, visto ser a base pública mais próxima e ativa.

Seguidamente corrigiram-se os dados do *GPS Rover* com as coordenadas métricas corrigidas da base da várzea de Maceira. Os dados adquiridos foram corrigidos através do *software Ashtech Solutions 2.70*. Desta forma, foi possível determinar os erros identificados na estação base.

Após a correção dos dados converteu-se as coordenadas corrigidas do *datum* geodésico global WGS84 para as do *datum* planimétrico e altimétrico local (sistema de coordenadas Hayford-Gauss-Lisboa).

A determinação dos valores reais da altitude ortométrica de cada ponto foi obtida através das seguintes expressões:

$$H = h - a$$

em que H é a altitude ortométrica, h é a altitude ortométrica do ponto de referência com coordenadas conhecidas e a corresponde à altitude média do nível do mar do ponto de referência com coordenadas conhecidas.

$$O = r - H$$

em que O é a altitude real da base da várzea em relação ao nível médio do mar e r é a altitude da base da várzea.

Depois de corrigidos os dados, foi necessário especializá-los em ambiente SIG, onde se elaborou um MNE, que tem como estrutura de dados uma rede de triângulos irregulares (TIN).

3.3. Recolha de sedimentos através de sondagens

Visto que se pretende reconstruir a evolução paleoambiental da várzea de Maceira com base em registos sedimentares foram realizadas duas sondagens com trado manual e mecânica no âmbito do Projeto FMI5000 na área em estudo. Ambas as sondagens são por percussão, a AlcMac3 é manual com recurso a martelo pneumático e a AlcMac4 é totalmente mecânica. As sondagens efetuadas permitem a recolha de materiais não perturbados, o que possibilita obter informação detalhada sobre a litoestratigrafia nos últimos 5000 anos.

Ambas as sondagens, AlcMac4 (sondagem mecânica) e AlcMac3 (sondagem manual), atingiram a profundidade de 5m e 7m, respectivamente, foram realizadas na margem direita da foz do Rio Alcabrichel, na margem côncava. No que se refere à sondagem AlcMac3 apenas os primeiros cinco metros serão analisados no presente trabalho, para permitir a comparação entre as duas sondagens. As sondagens foram envolvidas em película aderente, devidamente etiquetadas e transportadas para o laboratório.

Os locais das sondagens foram georreferenciados com um GPS, cujos dados posicionais foram recolhidos em modo cinemático (*Stop&Go*) com um tempo de aquisição de um ponto por segundo durante 10 minutos. O pós-processamento dos dados recolhidos no campo foi efetuado com o *software Ashtech Solutions 2.70*, recorrendo às observações da Estação Permanente de Cascais da RENEP do IGP. Os dados posicionais das sondagens AlcMac4 e AlcMac3 estão no Quadro 4.

Quadro 4 – Coordenadas militares e altitudes das sondagens AlcMac4 e AlcMac3.

	AlcMac4	AlcMac3
x (m)	95535,1	95529,1
y (m)	245987,3	245991,1
z (m - n.m.m.)	3,24	2,61

3.4. Análise laboratorial e estatística dos sedimentos

A análise dos sedimentos é fundamental, visto que permite deduzir informações relevantes sobre a sua proveniência, através da disponibilidade de diferentes tipos de partículas sedimentares e as rochas que lhes deram origem, sobre o transporte e ambientes de deposição dos sedimentos (Dias, 2004), possibilitando determinar as diversas flutuações climáticas ocorridas, a recorrência de episódios de cheia e a demarcação de períodos húmidos e de estiagem ao longo do período em estudo.

Na abordagem sedimentológica existem duas componentes fundamentais para a identificação do agente de transporte e da fonte de alimentação das partículas sedimentares: a textura e a estrutura, todavia a existência de matéria orgânica, pólenes, foraminíferos e diatomáceas também podem indicar o tipo de ambiente gravado na sequência sedimentar.

A análise laboratorial das amostras das diferentes sondagens realizadas segue normas técnicas acreditadas, nomeadamente as análises composicionais e granulométricas, que permitem determinar a composição fundamental das amostras e as dimensões das partículas individuais. O tratamento estatístico dessa informação esclarece sobre a proveniência, o tipo de transporte e os ambientes deposicionais das partículas e a identificação de potenciais mudanças de energia na dinâmica fluvial do Rio Alcabrichel.

A sondagem AlcMac4 foi aberta e seccionada em amostras com 2cm de espessura, enquanto a sondagem AlcMac3 foi aberta e seccionada em amostras com 1cm de espessura. Ambas as sondagens foram abertas e seccionadas no Laboratório de Geografia Física do CEG. Cada uma das amostras foi referenciada com AlcMac e o número correspondente da sondagem (ex: AlcMac4), seguida da numeração crescente do topo para a base.

Depois de seccionadas e catalogadas, as amostras foram secas numa estufa (Memmert) a uma temperatura relativamente baixa, na ordem dos 50 a 60°C, que corresponde à temperatura ideal para retirar a água das amostras e manter intacta a estrutura cristalina da argila e pesadas numa balança electrónica (Kern GJ) de elevada precisão, onde se obteve o peso inicial da amostra, de modo a estimar-se eventuais perdas que possam ocorrer na separação da classe lutítica da fração grosseira, no método da peneiração e de pesagem das classes dimensionais dos sedimentos mais grosseiros. Frequentemente, o peso total das classes lutítica e arenosa é um pouco inferior ao da amostra inicial, sendo aceitáveis perdas até 1% do peso inicial. As amostras foram depois imersas em água desionizada dentro de um *gobelet* de vidro para se desaglutinar e desagregar as partículas, de modo a que estas estejam todas individualizadas e se mantenham assim até ao final da análise.

A determinação dos sedimentos mais finos (siltes e argilas) resultou da separação prévia, utilizando um peneiro de inox de 63 μ em via húmida por lavagens sucessivas, das partículas grosseiras e das partículas finas. As partículas de granulometria fina ficaram a decantar na proveta até que a parte superior da água ficasse límpida com as argilas e siltes no fundo. Todavia, a decantação dos materiais mais finos foi tão morosa que foi necessário adicionar permanganato de potássio (KMnO_4) à água desionizada. Após a decantação retirou-se toda a água da proveta, seguindo-se a passagem da restante água com as partículas finas por um filtro circular de papel com 90mm de diâmetro que foi colocado num funil cerâmico de Buckner com 100 mm de diâmetro. Esse funil foi anexado a um balão *Kitasato* de duas torneiras assimétricas, onde se

filtrou a água. O material sedimentar retido no filtro foi recolhido e seco na estufa a 50°C, sendo posteriormente pesado (em percentagem).

Para a análise granulométrica dos sedimentos grosseiros (gravilhas e areias) recorreu-se à separação mecânica em classes dimensionais (intervalo de crivos de 0,5Φ) e à determinação do seu peso. As amostras a peneirar foram secas numa estufa (Memmert) a uma temperatura de 50°C, até completa evaporação da água. Após secagem, as amostras foram pesadas de modo a poderem estimar-se eventuais perdas que tenham surgido no processo de crivagem e da pesagem dos resíduos de cada crivo. A fração mais grosseira (superior a 63μ) foi então submetida a crivagem numa série de crivos *Retsch* com 0,5Φ de amplitude, segundo a escala de *Wentworth*, de malha sucessivamente mais fina, acoplados a um agitador de peneiros (*Retsch A200*) durante 20 minutos, do qual se obteve a separação da areia e gravilha por classes dimensionais. Concluída a agitação das areias retirou-se cuidadosamente o resíduo de cada crivo que foi pesado para posteriormente serem submetidos a tratamento estatístico, utilizando as folhas de cálculo *GRADISTAT* (Blott e Pye, 2001) e *GRANPLOTS* (Balsillie *et al.*, 2002).

A granulometria das classes mais grosseiras está classificada segundo uma série de crivos, enquanto a granulometria das classes finas está em estados de agregação variáveis, pois em meio natural as partículas destas dimensões, principalmente as argilas, sofrem frequentes processos de aglutinação, floculação, dispersão, etc. (Dias, 2004) e não existem crivos com o mesmo intervalo (0,5Φ), adequados às dimensões das partículas finas. Assim, o tratamento estatístico foi efetuado apenas para as classes texturais mais grosseiras (superior a 63μ).

Determinaram-se os seguintes parâmetros estatísticos: moda, mediana, média (\bar{x}), desvio-padrão (δ), assimetria (Sk) e curtose (K) segundo o método dos momentos de Folk e Ward (1957), efetuaram-se diagramas bi-variados entre parâmetros e curvas acumulativas (Balsillie *et al.*, 2002) de forma a reconhecer relações entre a dimensão das partículas e o agente de transporte (Friedman e Sanders, 1978).

A interpretação da distribuição granulométrica das amostras individuais de sedimentos foi feita através de parâmetros granulométricos estatísticos calculados através do Método dos Momentos proposto por Folk e Ward (1957). Na análise dos sedimentos foram realizadas quatro tipos de medidas estatísticas: medidas de tendência central, de dispersão ou de uniformidade, de assimetria da curva e medidas de angulosidade da curva.

As medidas de tendência central (moda, mediana e média) identificam se os sedimentos que caracterizam uma distribuição são mais ou menos grosseiras do que as de outra distribuição, o que traduz a intensidade do agente de transporte e os níveis energéticos do ambiente de deposição (Dias, 2004).

As medidas de dispersão ou de uniformidade (desvio-padrão) evidenciam a maior ou menor concentração de material sedimentar em torno da média e estão relacionadas com a constância ou irregularidade dos níveis energéticos (Dias, 2004). O cálculo do desvio-padrão permite medir o nível de seleção dos sedimentos, indicando as flutuações do nível energético, do agente responsável pela deposição e a capacidade de classificar os sedimentos. A calibração é usada como indicador de maturidade textural do sedimento, considerando-se um sedimento evoluído quando este é bem calibrado.

As medidas de assimetria da curva mostram o enriquecimento da população granulométrica em partículas grosseiras, se o valor for negativo, ou em finas, se o valor for positivo, que provocam desvios em relação à curva normal (Dias, 2004). Esta medida é controlada sobretudo pelo processo de deposição mais do que pelas condições de transporte. Um enriquecimento em partículas finas pode significar a ocorrência de um período menos energético após um evento deposicional (Dias, 2004).

As medidas de angulosidade da curva, calculadas através da curtose, indicam uma calibração da população das abas relativamente à população central e permitem determinar o grau de mistura de diferentes populações dentro de um mesmo ambiente sedimentar através do achatamento ou proeminência da curva normal. A curva é achada quando apresenta abas mais compridas, designando-se platicúrtica. Quando mostra abas mais curtas classifica-se como leptocúrtica. Quando as curvas são próximas da curva normal, denomina-se de mesocúrticas (Dias, 2004).

A distribuição das partículas sedimentares em equilíbrio ambiental apresenta normalidade estatística. No entanto, se a distribuição granulométrica for constituída por duas ou mais subpopulações, esta afasta-se da normalidade. Neste caso, os parâmetros granulométricos estatísticos constituem indicadores menos eficazes, ou mesmo ineficazes, dessa distribuição, verificando-se frequentemente em sedimentos antigos que não estão em equilíbrio com o seu ambiente e em sedimentos que evoluem por processos atuais. Deste modo, os parâmetros estatísticos podem não descrever de forma suficientemente precisa a distribuição granulométrica das partículas sedimentares, mas permitem efetuar uma análise preliminar às características granulométricas dos sedimentos de uma região (Dias, 2004).

A análise modal, definida como o diâmetro mais frequente dessa distribuição, produz resultados significativos sobre a dinâmica sedimentar. A distribuição das partículas sedimentares pode conter uma moda principal, bem como outras classes de diâmetros muito frequentes, designando-se por polimodais (bimodais, trimodais, etc.) (Dias, 2004).

A polimodalidade de um sedimento depende da existência de mais de uma população elementar das partículas, mas tem que representar proporções suficientes da distribuição total e estar suficientemente separadas umas das outras para que a deteção da polimodalidade seja exequível (Dias, 2004). A maior parte dos sedimentos das plataformas continentais são polimodais, devido à atuação de variados processos e há frequência de partículas sedimentares com diferentes idades.

A análise laboratorial das amostras das duas sondagens realizadas permite assim avaliar o tipo e energia de ambiente de deposição dos sedimentos.

Os resultados obtidos através dos parâmetros estatísticos foram integrados numa base de dados compatível com a existente no Projeto FMI 5000, de modo a facilitar a comparação dos resultados com os obtidos na sondagem de referência.

A análise granulométrica da sondagem de referência³, designada como AlcMac3, foi determinada a partir da atenuação de um feixe de raios X que atravessa a amostra em suspensão, através do equipamento *SediGraph* disponibilizado no laboratório de Geologia do Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho (parceiro no Projeto FMI 5000 - *Environmental Changes: Fluvio-marine interactions over the last 5000 years*). Apesar do método de análise granulométrica ser distinto, os resultados são diretamente comparáveis com os obtidos pelo método da peneiração, visto que os diâmetros das partículas são equivalentes. Porém, a escala espacial das amostras não é a mesma. A AlcMac3 foi seccionada em amostras de 1 cm, enquanto as restantes foram seccionadas em amostras de 2cm, pelo que houve a necessidade de as uniformizar espacialmente. Assim sendo as amostras da sondagem de referência foram agregadas em 2cm de acordo com as profundidades, o mesmo se efetuou para os parâmetros estatísticos desta sondagem.

³ O trabalho laboratorial da sondagem AlcMac3 foi realizado pela bolsista do Projeto FMI 5000, Mestre Ana Luísa Costa.

3.5. Modelação bidimensional e tridimensional

A informação de campo e laboratorial foi integrada numa base de dados, que possibilitou o tratamento desta em ambiente SIG e no programa *RockWorks 15*. A informação inserida foi essencialmente topográfica e sedimentológica, permitindo a criação de modelos sólidos da evolução geomorfológica e dos ambientes de sedimentação da várzea de Maceira. Foram criados dois ficheiros, cada um correspondente a uma sondagem em estudo, em que se deu as coordenadas de cada furo (x , y e z) e a profundidade do mesmo. No tema *litologia* inscreveram-se as profundidades de cada camada litológica bem como a sua designação.

A modelação consiste na produção de uma matriz espacial de estimativas que pode ser realizada em duas e/ou três dimensões, dependendo do número de variáveis independentes utilizadas. Assim, na modelação em matriz bidimensional (modelo *grid*) a variável dependente z é função das coordenadas horizontais (x e y), enquanto numa matriz tridimensional (modelo sólido) a variável dependente g é função das coordenadas horizontais (x e y) e vertical (z). A modelação tridimensional é uma mais-valia, pois apresenta propriedades verdadeiramente volumétricas, sendo possível modelar toda a superfície do pacote sedimentar e não só a superficial, enquanto os SIG apenas modelam em matriz bidimensional. A modelação tridimensional foi feita no programa *RockWorks 15*.

Os modelos sólidos apresentam limitações, devido aos algoritmos ou métodos que podem ser aceitáveis para um tipo de depósito material e ser inadequados para outro. Desta forma, a melhor maneira de representar a sequência sedimentar consiste em comparar camadas através de diversos métodos com base nos registos sedimentológicos das sondagens executadas, o que permite certificar a homogeneização de cada camada. Os perfis, cortes transversais ou diagramas de cerca permitem verificar a razoabilidade e validar os modelos efetuados.

Os modelos sólidos são subdivididos em células de três dimensões, designadas de *voxel* (elemento volumétrico). O valor destes *voxels* é estimado com base nas proximidades relativas aos dados da sondagem, sendo que possuem o mesmo tamanho em todas as dimensões.

A integração dos registos sedimentológicos das sondagens realizadas na várzea de Maceira permitiu a construção de *logs lito-estratigráficos* tridimensionais e múltiplos, cuja distribuição litológica foi feita através da interpolação das duas sondagens. A litologia é representada no modelo numérico utilizando os *G-values*, visto que estes modelos não podem armazenar informações qualitativas. A orientação real dos perfis foi mantida.

O *RockWorks* permitiu a construção de modelos tridimensionais sólidos que representam todos os tipos de litologia interpolados, com base no modelo numérico utilizando o *G-values*, declarados na tabela de tipos de *litologia*. Este teve como intuito a visualização espacial do cripto-relevo da várzea de Maceira.

Na construção do modelo tridimensional litológico não foi possível manipular o método de interpolação geoestatística, visto que o programa não permite a sua escolha. Desta forma, a modelação tridimensional apenas teve em conta duas configurações: i) a harmonização aleatória (*randomize blending*), que minimiza as mudanças abruptas ocorridas nas camadas litológicas, o que resulta num modelo com maior mistura das unidades litológicas identificadas; ii) a interpolação de pontos externos (*interpolate outliers*) que infere *G-values* a todos os volumes constantes (*voxels*) do modelo litológico a ser criado.

4. Resultados alcançados

A sondagem designada AlcMac4 foi realizada na margem côncava do meandro do Rio Alcabrichel na várzea de Maceira, tendo a boca da sondagem 3,24 m de altitude sido atingida a profundidade de 5 metros. A sondagem é composta por dez secções que correspondem a 50 cm cada, porém ocorre um hiato entre os 350 e 400 cm. Como já referido, as amostras de sedimentos foram seccionadas em aproximadamente 2 cm cada. Em todas, o procedimento consistiu na separação das frações argilo-siltosa e arenosa, sendo a última separada por classes dimensionais com intervalos de 0,5 ϕ .

A abertura da sondagem permitiu a primeira avaliação macroscópica dos sedimentos presentes. Os diferentes teores em argila e silte, areia e gravilha e, ainda, níveis ricos em conchas, evidenciam diferentes condições de sedimentação, mas também de ambiente biológico. O material lutítico (argilas e siltes) é dominante. Todavia, foi através da fração arenosa que se determinaram os parâmetros granulométricos e a análise dos pontos notáveis da curva acumulativa, para se poder caracterizar os depósitos sedimentares, identificar os ambientes em que esses depósitos se constituíram e deduzir os processos de transporte e de acumulação. Os pontos notáveis da curva acumulativa correspondem às mudanças de inclinação da reta.

4.1. Descrição macroscópica dos sedimentos

Na sondagem AlcMac4 foram identificadas quatro unidades sedimentares baseadas no tamanho do grão das partículas sedimentares, da cor e de restos biológicos presentes (Fig. 13). Estas quatro unidades serão doravante designadas de UM (unidade macroscópica).

A unidade UM4 compreende os primeiros 144 cm superiores da sondagem AlcMac4, correspondente às três primeiras secções. A unidade UM3 engloba os sedimentos entre 144 e 250 cm de profundidade, sendo, por vezes, intercalada por leitos mais argilosos. A esta unidade correspondem a parte basal da secção 3 e toda a secção 4 e 5. A unidade UM2, com 42 cm de espessura, situa-se entre os 250 e 292 cm de profundidade, o que corresponde à secção 6. Entre os 292 e 500 cm encontra-se a unidade mais complexa da sondagem, designada UM1, na qual ocorre um hiato entre os 350 e 400 cm.

Seguidamente sintetiza-se a análise macroscópica dos sedimentos da sondagem AlcMac4 do topo para a base.

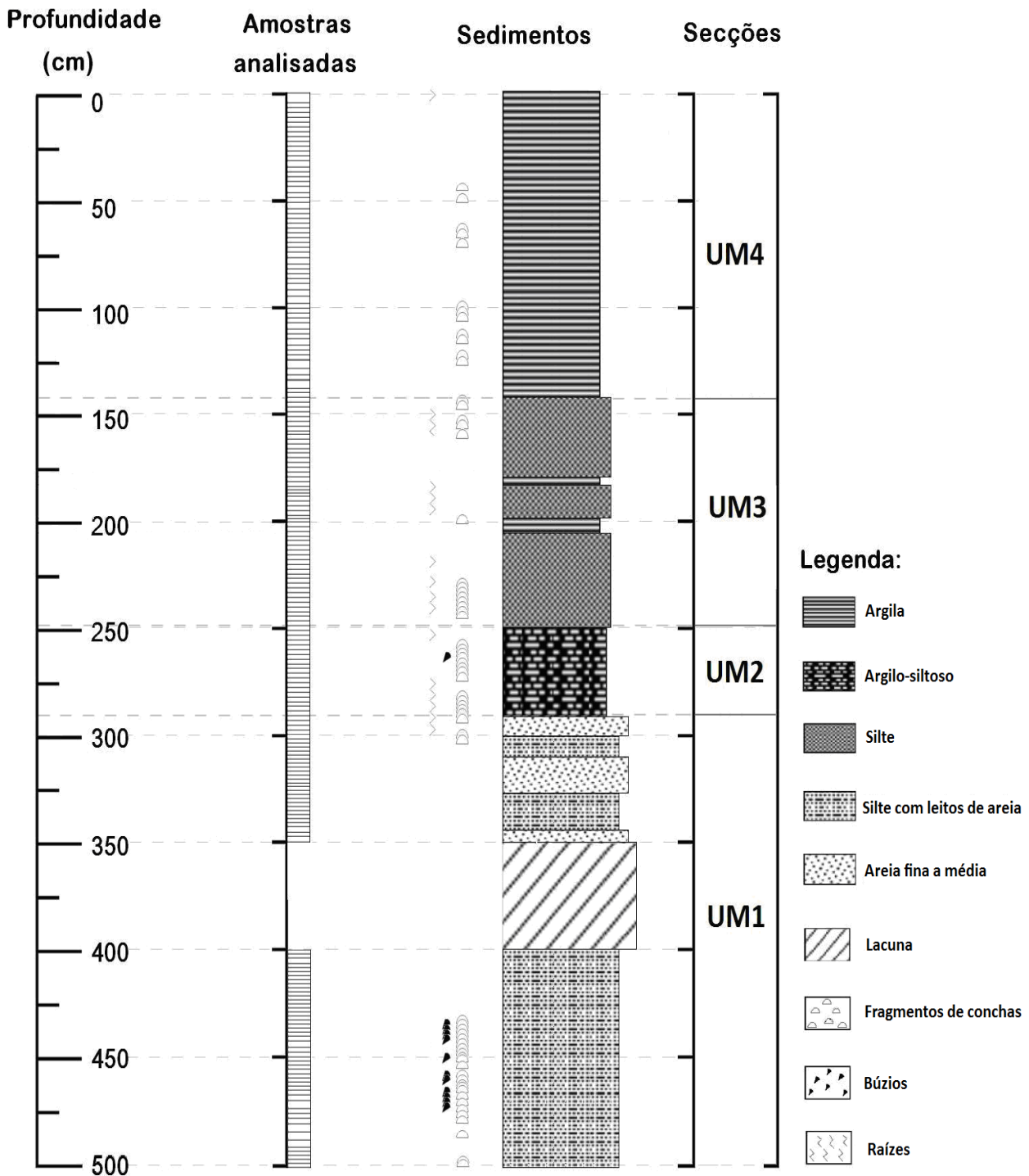


Fig. 13 – Coluna sedimentar da sondagem AlcMac 4.

A unidade superior (UM4) é constituída fundamentalmente por argilas de cor acastanhada, com alguns leitos de areias e fragmentos rochosos. Nesta unidade foram encontrados fragmentos de conchas dispersos.

A unidade UM3 é caracterizada por um elevado teor em silte, com diferentes tons de castanho e cinza. Por vezes, foram encontradas raízes e na sua base, um elevado teor em fragmentos de

conchas, cujo exame microscópico indicaram ser de caracóis terrestres. Esta unidade é interrompida por pequenos leitos argilosos entre 178 e 182 cm e 198 e 207 cm.

A unidade UM2 consiste principalmente em argilas siltosas de cor avermelhada com lâminas de areia fina. Estas argilas podem ser provenientes das margas de Dagorda, que circundam a área estudada. A unidade UM2 apresenta numerosos fragmentos de conchas e restos vegetais. Nesta unidade foi encontrado um búzio aos 265cm de profundidade, mas não significa que estejamos perante um ambiente influenciado pela dinâmica marinha, dado que um só elemento não pode ser representativo de toda a unidade. A unidade em causa é rica em matéria orgânica, principalmente raízes, evidenciando que estes sedimentos são provavelmente resultado de processos de erosão do solo.

A UM1, entre 292 e 500 cm, contém camadas lutíticas com leitos de areia muito fina intercaladas por areias finas a médias. Esta unidade exala um cheiro a enxofre bastante intenso, quando a percentagem da fração lutítica é menor. A UM1 é riquíssima em matéria orgânica e fragmentos de conchas e búzios.

A análise macroscópica da sondagem permitiu evidenciar diferentes condições de sedimentação no que respeita aos ambientes energético e biológico. A sequência sedimentar encontrada é uma sequência positiva, evidenciando, por isso, ambientes cada vez menos energéticos para o topo.

4.2. Análise sedimentológica:

4.2.1. Composição fundamental das amostras

A análise das dimensões das partículas é fundamental porque permite deduzir informações sobre a proveniência das partículas, do transporte e dos ambientes deposicionais. A análise sedimentológica da sondagem AlcMac4 foi feita a 202 amostras.

As unidades sedimentares obtidas através da composição fundamental das amostras (Fig. 14) pouco diferem das unidades resultantes da análise macroscópica. A partir da composição fundamental evidenciam-se quatro unidades sedimentológicas, designadas de unidade de composição fundamental (Ucf). A unidade Ucf4 (Fig. 14) corresponde aos primeiros 160 cm superiores da sondagem, a Ucf3 abrange as profundidades compreendidas entre 160 e 280 cm, a Ucf2 engloba os sedimentos entre os 280 e 350 cm e a unidade Ucf1 abrange as profundidades entre 400 e os 500 cm.

A parte superficial da sondagem AlcMac4 que corresponde à unidade Ucf4 é traduzida pelo domínio, quase exclusivo, da fração argilo-siltosa (mais de 80%). Por vezes a composição fundamental das amostras indica condições de sedimentação num meio mais energético, com o aumento do teor em areias e gravilhas. A fração arenosa apresenta valores compreendidos entre 2,64% e 29,14%, enquanto as gravilhas variam entre os 0 e 5%. Esta unidade indicia grandes variações nas condições de sedimentação mas, geralmente, reflete a baixa energia do canal fluvial.

Entre 160 e 280 cm de profundidade, a que corresponde a unidade Ucf3, o domínio da fração argilo-siltosa é mais notório em geral superior a 90%, enquanto as partículas com mais de -1 ϕ desaparecem completamente (Fig. 14). Face a estes resultados, esta unidade ilustra um ambiente de sedimentação mais calmo que o anterior, de decantação de siltes e argilas.

Em geral na unidade Ucf2, entre 280 e 350 cm, domina a fração lutítica. Porém, entre 318 e 326 cm de profundidade, a fração grosseira é representativa em pelo menos 50% da amostra total, o que ilustra condições de sedimentação mais energéticas do Rio Alcabrichel (Fig. 14).

Na unidade basal da sondagem AlcMac4, Ucf1, domina a fração silto-argilosa, mas por vezes a fração grosseira é superior a 50% do total da amostra, evidenciando condições de sedimentação num meio mais energético. A presença de gravilhas varia entre 0 e 8%, o que torna esta unidade a mais grosseira da sondagem (Fig. 14).

Assim, a variação da composição fundamental ilustra condições de sedimentação distintas: (i) mais energéticas em Ucf1, com registo sedimentar mais arenoso e rico em restos biológicos; (ii) Ucf2 evidencia uma tendência crescente da fração arenosa até aos 326 cm de profundidade; (iii) menos energéticas em Ucf3, de decantação de siltes e argilas; (iv) Ucf4 retrata a situação atual de um ambiente menos energético, podendo contudo registar episódios de enxurrada testemunhados por areias e gravilha.

Ao comparar-se as unidades identificadas macroscopicamente e através da composição fundamental verificam-se algumas discrepâncias. A unidade Ucf4 engloba toda a UM4 e a parte superficial da UM3, enquanto a unidade Ucf3 compreende a restante UM3 e grande parte da UM2. A unidade Ucf 2 corresponde à restante unidade UM2 e à primeira metade da unidade UM1, enquanto a Ucf1 engloba a restante unidade UM1.

4.2.2. Fração arenosa

A composição granulométrica da fração arenosa, ilustrada na Fig. 15, evidencia uma maior percentagem de sedimentos de granulometria mais fina (areia fina e areia muito fina), refletindo a baixa energia do canal fluvial. Todavia, existem por vezes pequenas intercalações mais grosseiras, como sucede nas sequências sedimentares entre 50 e 78 cm, 102 e 137 cm, entre 270 e 294 cm e 340 e 500 cm de profundidade, podendo ser indicadores de ambientes mais energéticos, com o aumento do teor em gravilha, areia muito grosseira e areia grosseira. Os parâmetros granulométricos estatísticos da sondagem AlcMac4 são apresentados no Quadro 5 e Fig. 16.

As 202 amostras tratadas da sondagem AlcMac4 são geralmente caracterizadas por serem areias finas (2,30 ϕ) razoavelmente homogêneas e mal calibradas (Fig. 17b), o que indica a sua fraca evolução. Os padrões de assimetria evidenciam uma grande amplitude (Fig. 17c), com curtas variações das populações das caudas entre fino, simétrico, grosseiro e muito grosseiro, todavia a classe mais representativa é a classe cujos sedimentos tendem no sentido dos grosseiros. Os valores de curtose são também muito variáveis (Fig. 17d), mostrando uma clara mudança para sedimentos mais platicúrticos de 400 cm até à base da sondagem.

Como referido, entre os 50 e 78 cm de profundidade da sondagem denominada AlcMac4 há um claro aumento de sedimentos mais grosseiros (Fig. 17a) bastante heterogêneos, com um grão médio de 2,21 ϕ (areia fina) e mal calibrado (1,78). O valor médio de assimetria evidencia uma tendência para sedimentos muito grosseiros (-1,34). Os sedimentos são essencialmente leptocúrticos.

Na sequência sedimentar compreendida entre os 102 e 137 cm houve um forte aumento de sedimentos mais grosseiros razoavelmente homogêneos, apresentando um diâmetro médio de 1,56 ϕ (areia média). As partículas são menos mal calibradas do que as areias anteriormente descritas, com um desvio-padrão médio 1,41. A assimetria é simétrica a tender para sedimentos no sentido dos grosseiros (Fig. 17c). Nesta profundidade as areias são principalmente mesocúrticas, bimodais a polimodais (Fig. 18).

Entre 270 e 294 cm, as areias são em média representativas de materiais sedimentares finos (2,08 ϕ), trimodais a polimodais mal calibrados (1,45), platicúrticas e razoavelmente homogêneas. A distribuição granulométrica é simétrica (-0,36).

Os sedimentos entre os 340 e 500 cm de profundidade da sondagem AlcMac4 são compostos, principalmente, por areias médias razoavelmente homogêneas (1,75 ϕ), mal calibradas (em média 1,25) e simétricas (-0,32). As areias são fundamentalmente platicúrticas, com modas bastante variáveis, trimodais e bimodais (Fig. 18).

Através da Fig. 16 que demonstra graficamente a amplitude e a média dos parâmetros granulométricos segundo as unidades definidas através da composição fundamental das amostras é possível verificar que existe uma sequência sedimentar positiva para o topo, evidenciando, por isso, ambientes cada vez menos energéticos para o topo. Observa-se que a fração arenosa é menos mal calibrada, bem como ocorre um enriquecimento de sedimentos grosseiros em direção ao topo, visto que os valores obtidos através da média tendem a ser cada vez mais, inferiores aos valores da mediana. Os valores de curtose indicam que os sedimentos da sondagem AlcMac4 tendem a ser mesocúrticos para o topo.

4.2.2.1. Unidade Ucf4

Esta unidade que corresponde aos primeiros 160 cm superiores da sondagem AlcMac4 é constituída fundamentalmente por argila e silte (mais de 80%). As areias que correspondem aos restantes 20% são bastante heterogêneas, com um tamanho de grão médio de 2,28 ϕ e mal calibradas. Os valores de assimetria e curtose calculados para a unidade Ucf4 são bastante díspares, mas são essencialmente leptocúrticas com enriquecimento de areias muito grosseiras (Quadro 5). A moda indica que sedimentos de granulometria muito fina são os que ocorrem em maior frequência na unidade Ucf4.

4.2.2.2. Unidade Ucf3

A unidade Ucf3 (160-280 cm) é caracterizada por um maior domínio dos sedimentos finos, tal como mostra a análise estatística da distribuição granulométrica destas amostras (Fig. 17a). Estas apresentam um tamanho de grão médio de 2,70 ϕ (areia fina), sendo menos mal calibradas que as da unidade superior (Quadro 5). As areias tendem no sentido dos grosseiros e são fundamentalmente mesocúrticas e razoavelmente homogêneas. A unidade Ucf3 mostra que o sedimento que ocorre com mais frequência em todo o conjunto de dados apresenta um diâmetro de 3,73 ϕ .

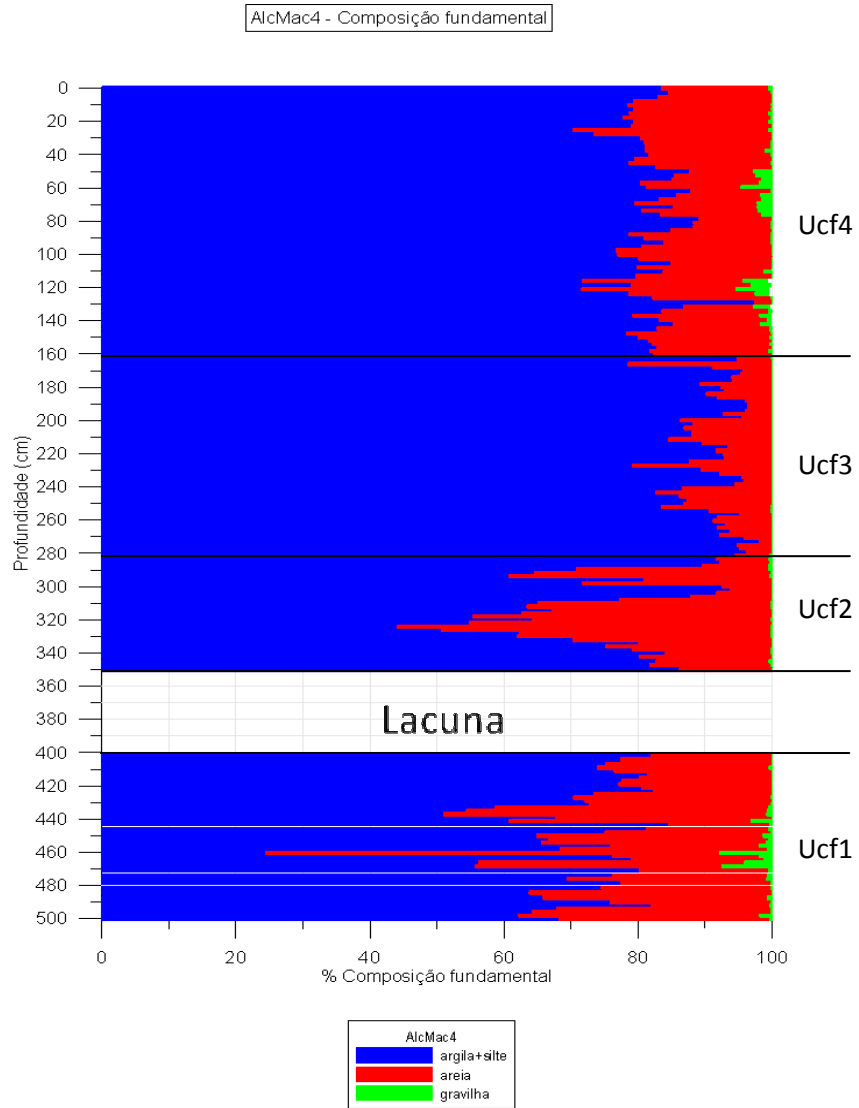


Fig. 14 – Composição fundamental das amostras da sondagem AlcMac4.

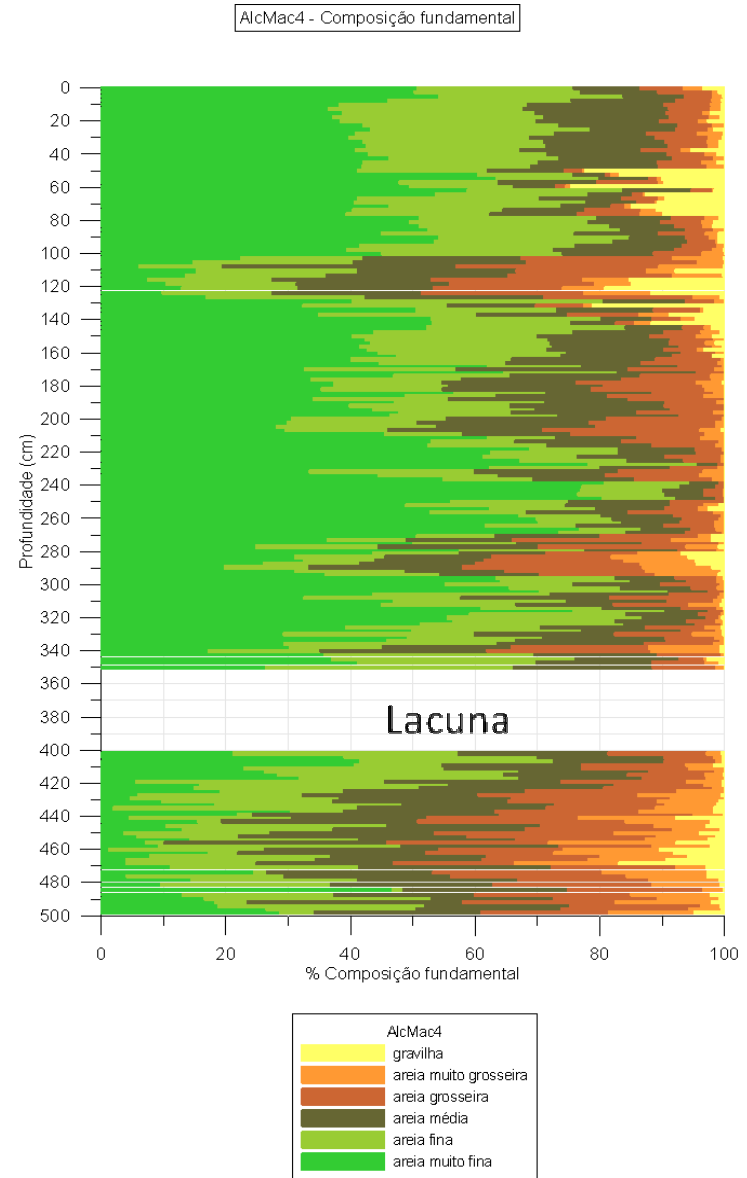


Fig. 15 – Composição granulométrica das areias da sondagem AlcMac 4.

Quadro 5 – Parâmetros granulométricos estatísticos calculados para a sondagem AlcMac4.

	Secções	Prof. (cm)	Média (ϕ)			Desvio-Padrão (ϕ)			Assimetria (ϕ)			Curtose (ϕ)			Moda (ϕ)			Mediana (ϕ)		
			Mz	Mz _{min}	Mz _{max}	δ	δ_{\min}	δ_{\max}	Sk	Sk _{min}	Sk _{max}	K	K _{min}	K _{max}	Mo	Mo _{min}	Mo _{max}	Md	Md _{min}	Md _{max}
Ucf4	1.1- 4.17	[0-160[2,28	0,90	2,86	1,31	0,93	2,33	-1,04	-1,92	0,33	3,89	1,97	7,58	3,10	-2,24	3,73	2,58	1,05	3,28
Ucf3	4.18-7.7]160-280[2,70	1,93	3,42	1,12	0,63	1,52	-0,85	-2,26	0,06	2,95	1,56	8,04	3,73	3,73	3,73	3,01	1,65	3,66
Ucf2	7.8-7.25]280-350]	2,50	1,54	3,32	1,15	0,77	1,76	-0,94	-2,41	0,21	3,44	1,59	10,06	3,40	0,75	3,73	2,75	1,26	3,62
Ucf1	9.1-10.22	[400-500]	1,69	0,78	2,61	1,27	0,94	1,66	-0,23	-1,02	0,61	2,28	1,47	3,42	2,69	0,75	3,73	1,75	0,84	2,85
Total	1.1-10.22	[0-500]	2,30	0,78	3,42	1,22	0,63	2,33	-0,78	-2,41	0,61	3,18	1,47	10,06	3,23	-2,24	3,73	2,56	0,84	3,66

4.2.2.3. Unidade Ucf2

A análise da distribuição granulométrica da unidade Ucf2 da sondagem AlcMac4, localizada entre 280 e 350 cm de profundidade, demonstra que a unidade Ucf2 é constituída, principalmente, por areias finas heterogêneas (2,50 ϕ), mal calibradas (1,15), com enriquecimento de partículas grosseiras sendo, geralmente, areias mesocúrticas bimodais e trimodais. A moda indica que os sedimentos de granulometria muito fina são os que aparecem mais frequentemente.

4.2.2.4. Unidade Ucf1

A última unidade em análise (Ucf1) é caracterizada por areias médias e mal calibradas (Quadro 5). Os valores de assimetria indicam que as areias são simétricas, enquanto os valores de curtose indicam que são partículas de areia platicúrticas. Os valores obtidos através das medidas de tendência central (média, moda e mediana) descritos no Quadro 4 indicam que esta unidade apresenta uma granulometria mais grosseira.

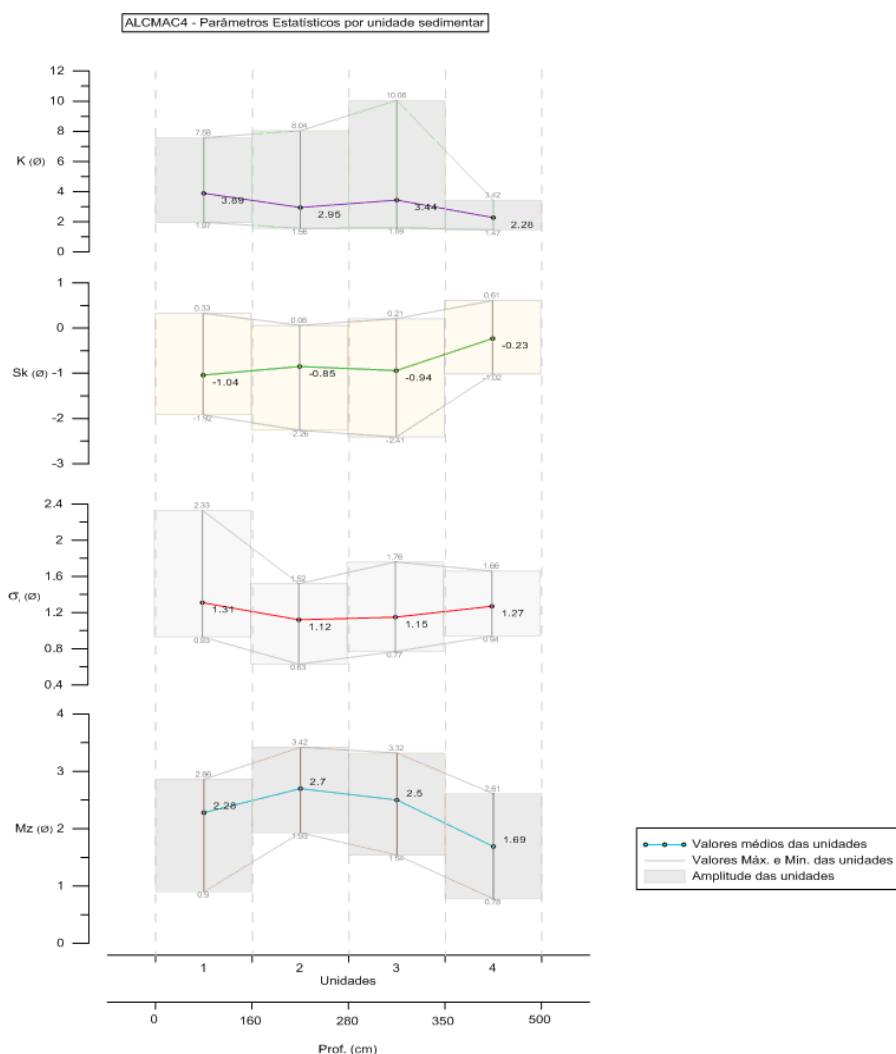
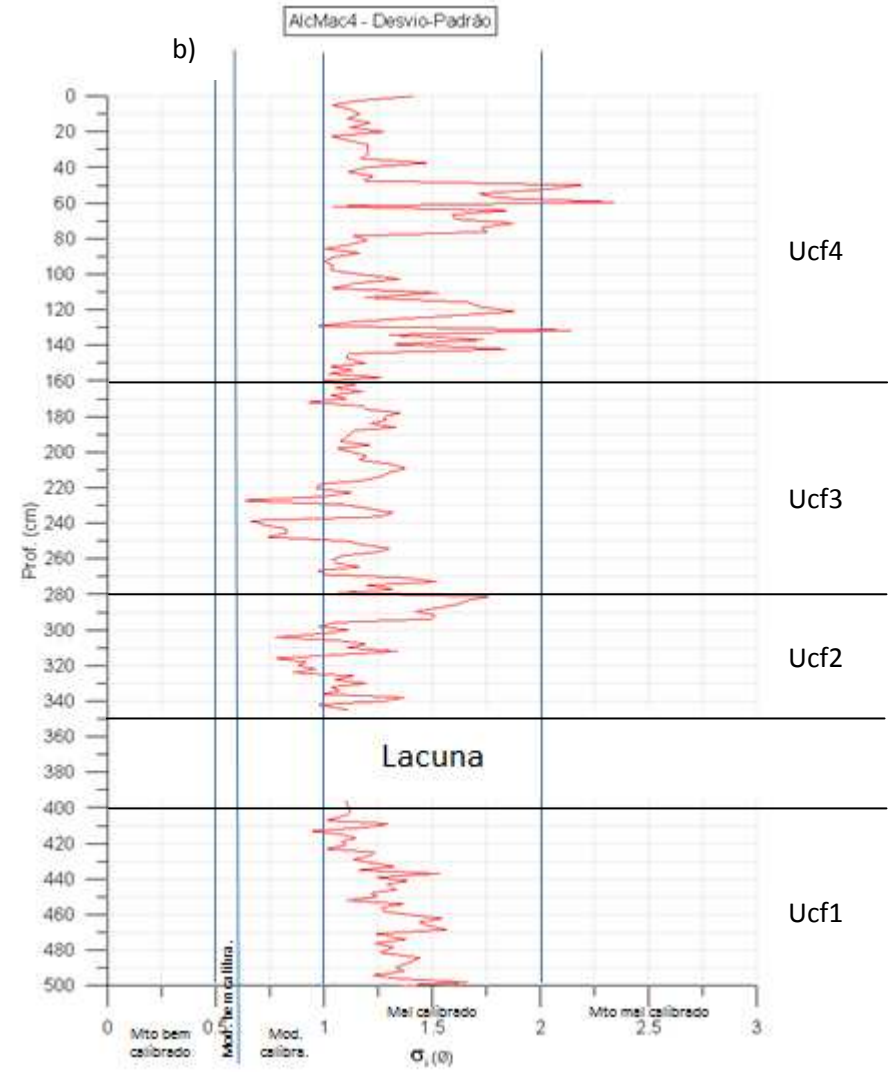
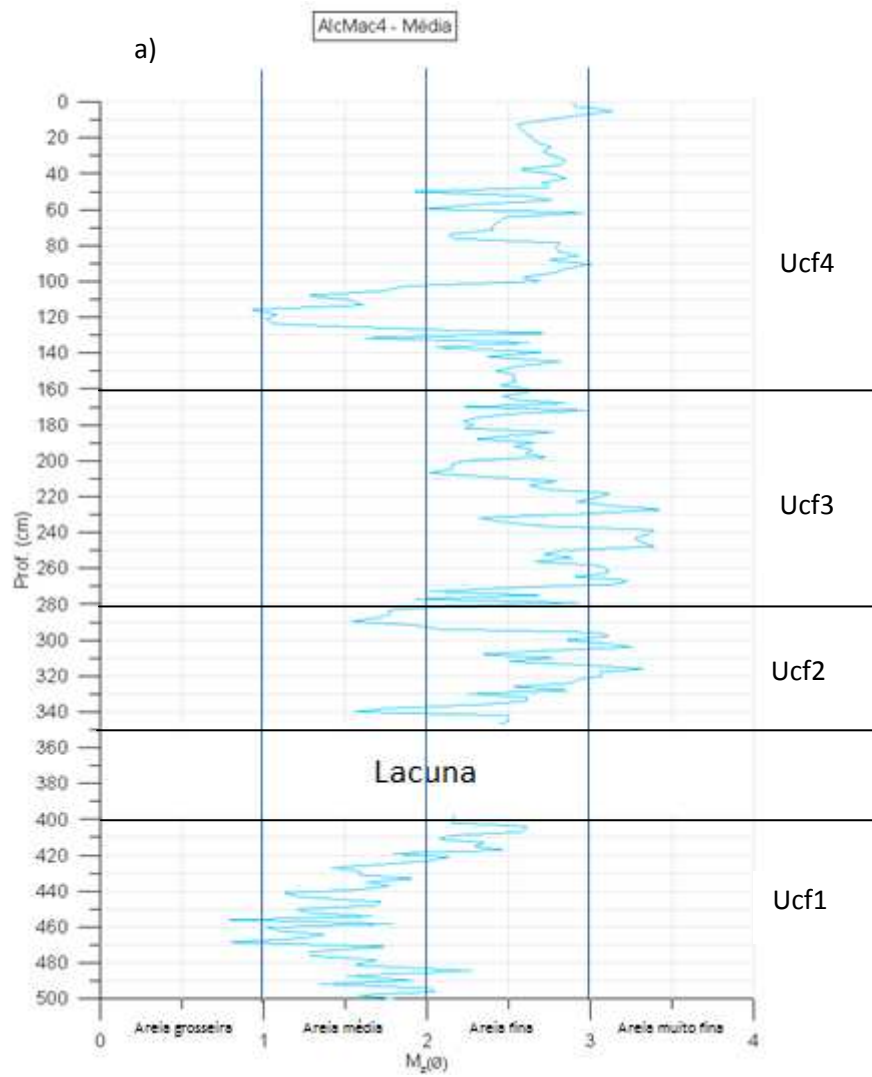


Fig. 16 – Parâmetros granulométricos estatísticos calculados por unidade sedimentares da sondagem AlcMac4.



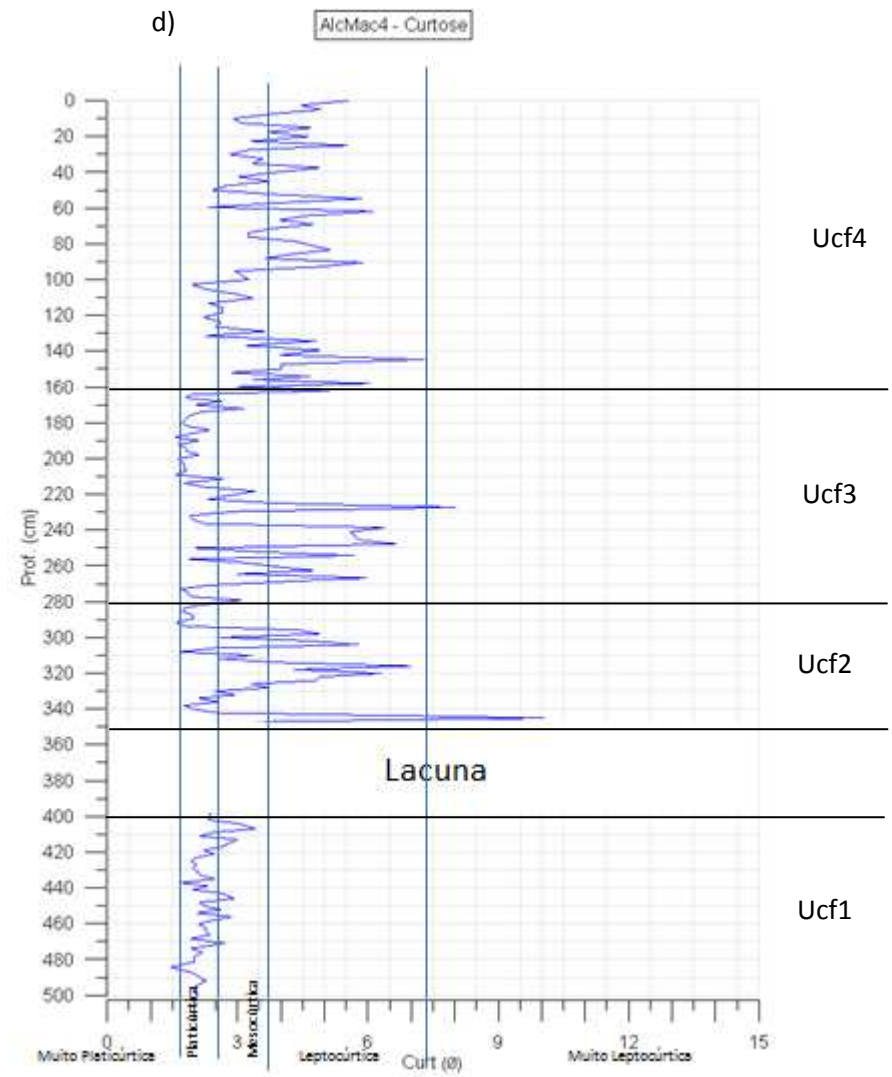
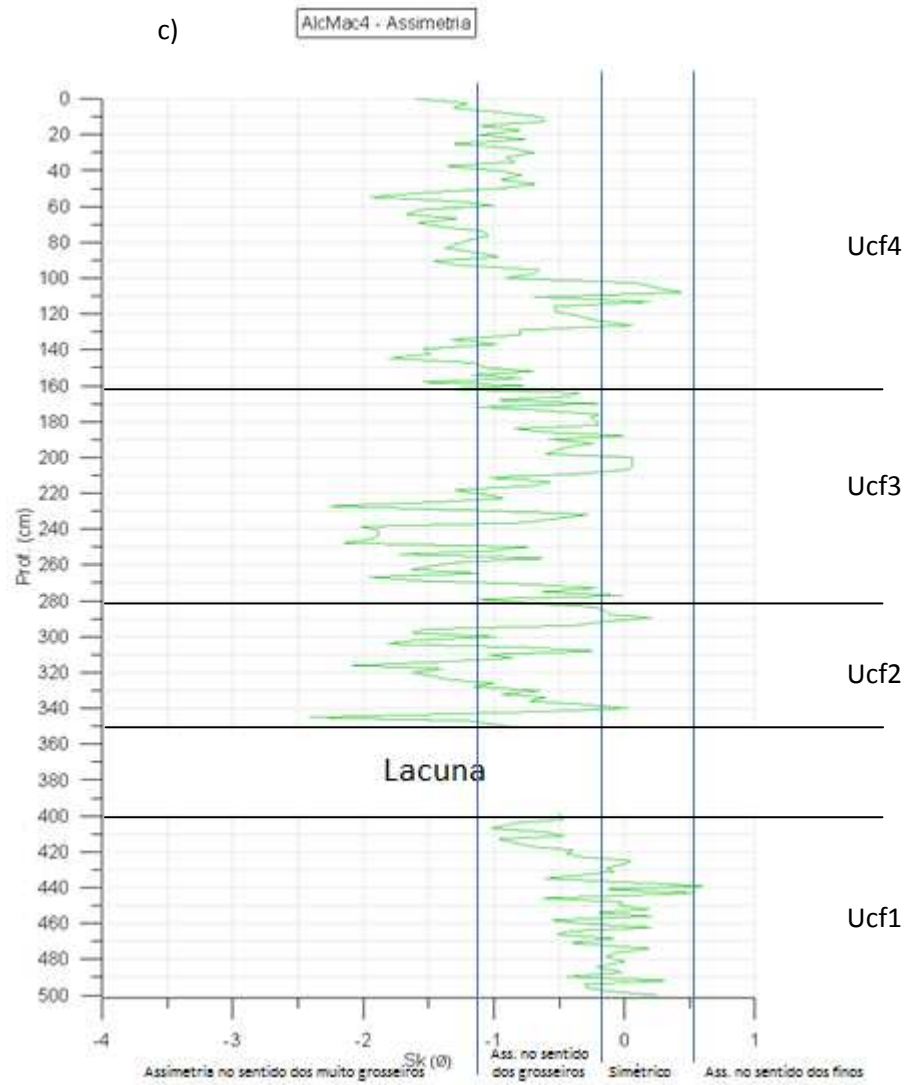


Fig. 17 – Parâmetros granulométricos estatísticos da sondagem AlcMac4: a) média; b) desvio-padrão; c) assimetria; d) curtose.

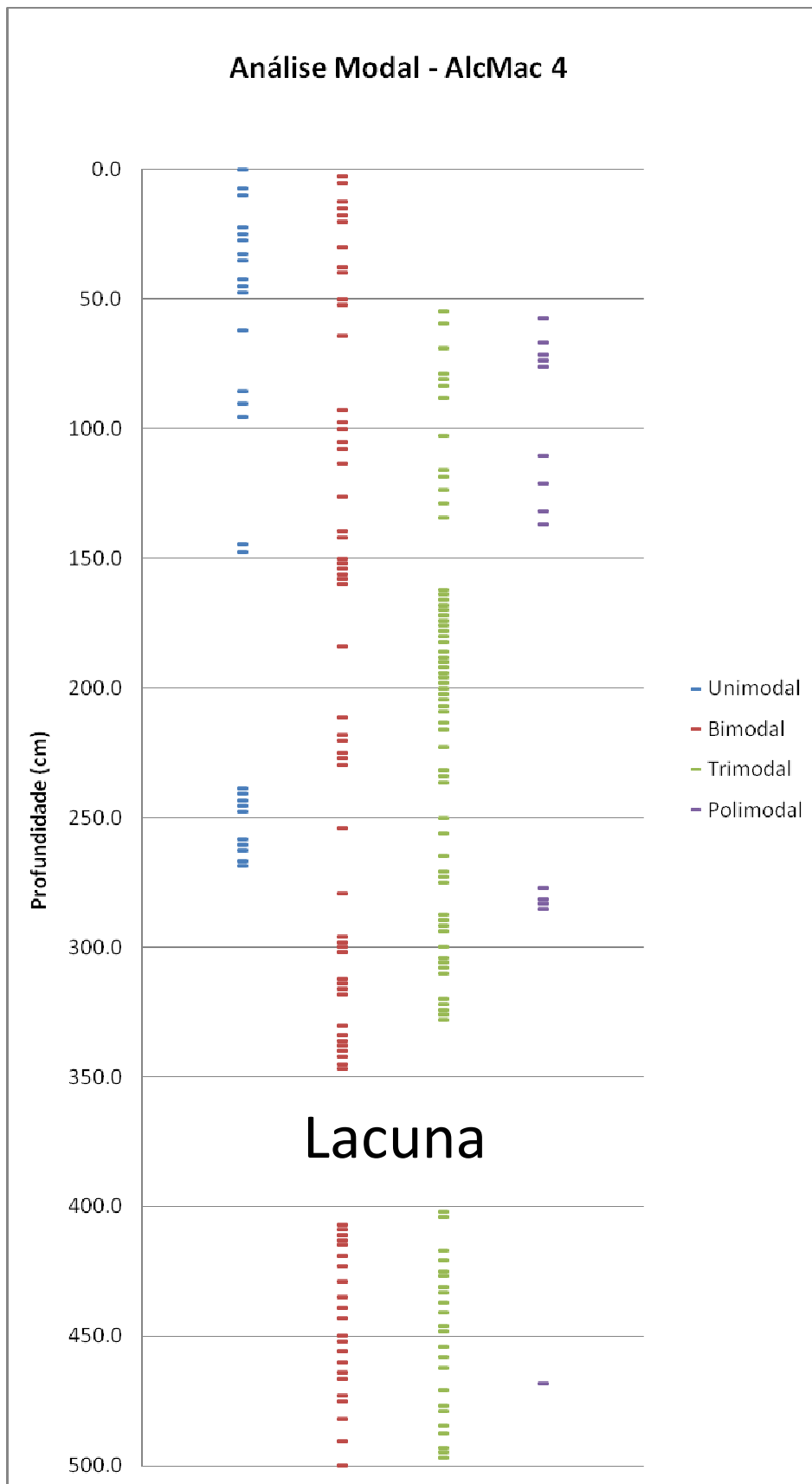


Fig . 18 – Análise modal dos sedimentos da sondagem AlcMac4.

4.2.3. Diagramas bi-variados entre parâmetros granulométricos

O cruzamento entre parâmetros granulométricos estatísticos permite a caracterização de depósitos sedimentares, na qual todos os parâmetros são utilizados.

O diagrama bi-variado entre o desvio-padrão e média (Fig. 19) mostra que os sedimentos que compõem a sondagem AlcMac4 são mal calibrados independentemente da sua dimensão. Todavia, observa-se que os sedimentos muito finos são moderadamente bem calibrados a moderadamente calibrados. Ou seja, os depósitos de granulometria mais fina apresentam melhor calibração. A Fig. 19 sugere uma origem proximal, provavelmente fluvial, visto que os sedimentos apresentam má calibração e são compostos por areias de granulometria mais fina.

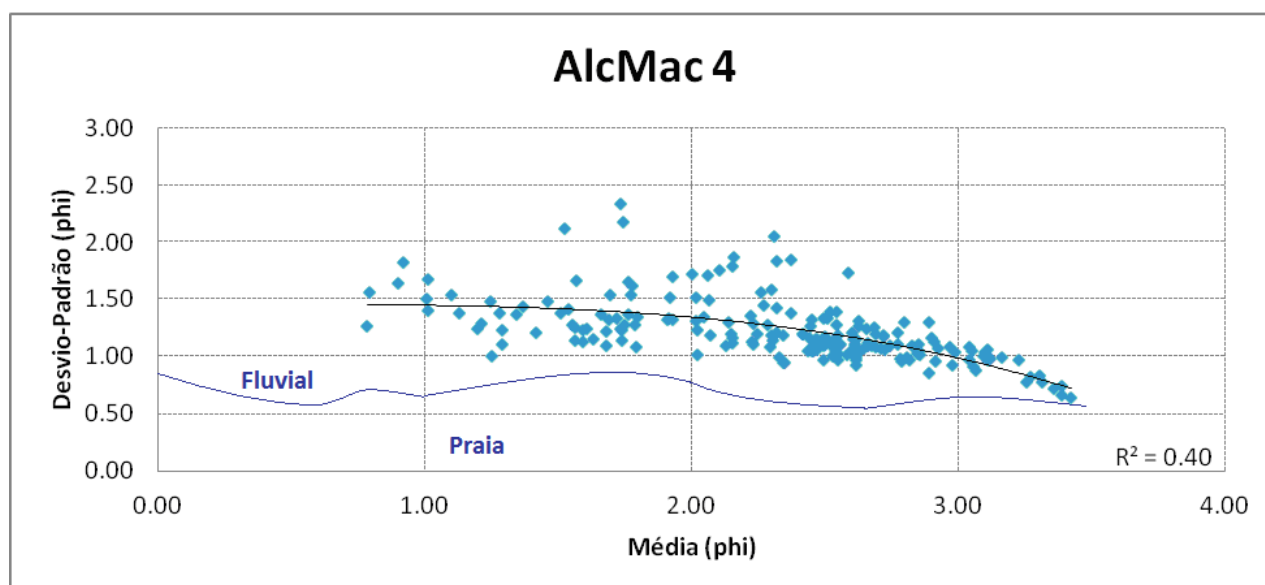


Fig. 19 – Média vs Desvio-padrão para definir areias de praia de areias de rio.

A Fig. 20 mostra a distinção entre as areias fluviais e areias de praia, dada por um diagrama bi-variado entre os valores de assimetria e desvio-padrão, baseado em Friedman (1961). Neste caso, é possível deduzir um claro domínio de areias fluviais com fluxo unidirecional, visto que são mais calibradas do que as areias de praia e apresentam assimetrias muito variáveis, mas com tendência de enriquecimento de sedimentos grosseiros. As areias de praia, devido aos diversos processos atuantes, são aproximadamente simétricas e mal calibradas.

Tal pode-se constatar através da equação proposta por Sahu (1964) que distingue ambientes marinhos de ambientes fluviais:

$$Y_{\text{mar:flu}} = 0,2852 \bar{x} - 8,7604\delta^2 - 4,8932Sk + 0,0482K.$$

Em que $\gamma > -7,4190$, indica um ambiente marinho, mas se $\gamma < -7,5190$, então é indicativo de ambiente fluvial. O valor obtido para as amostras da sondagem AlcMac4 foi de $-8,41$, ou seja, apresenta um valor mais próximo do indicado para areias fluviais.

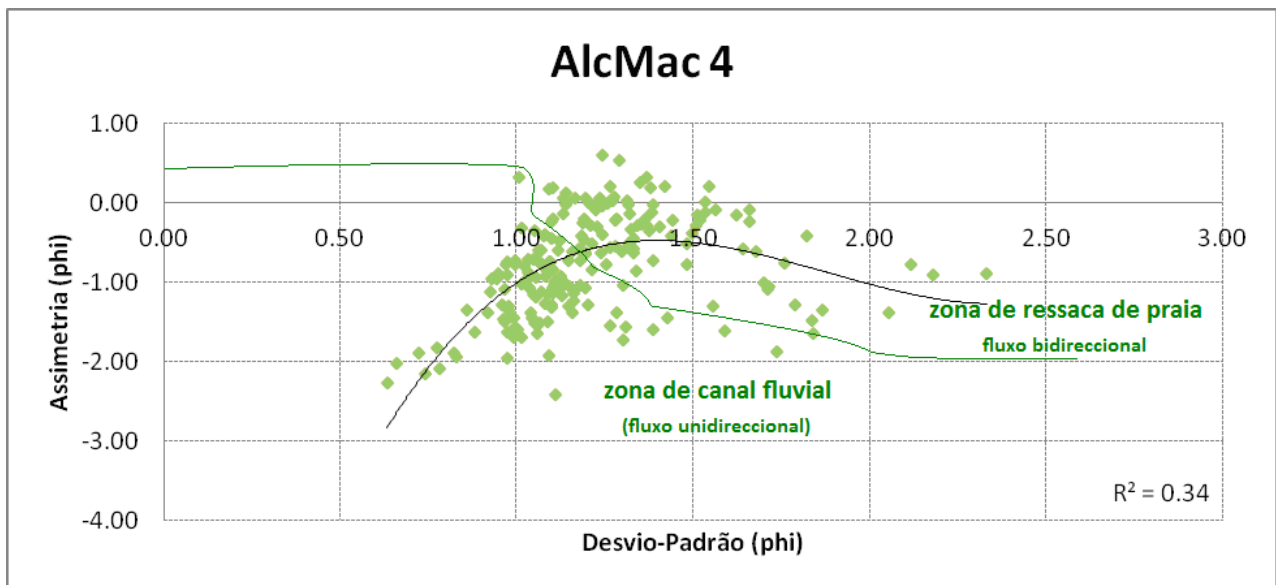


Fig. 20 – Desvio-padrão vs Assimetria para definição de areias fluviais e de praia.

A Fig. 21 indicia que as partículas sedimentares leptocúrticas representam sedimentos relativamente bem calibrados na parte central da distribuição granulométrica, enquanto as distribuições platicúrticas correspondem, essencialmente, a sedimentos mal calibrados.

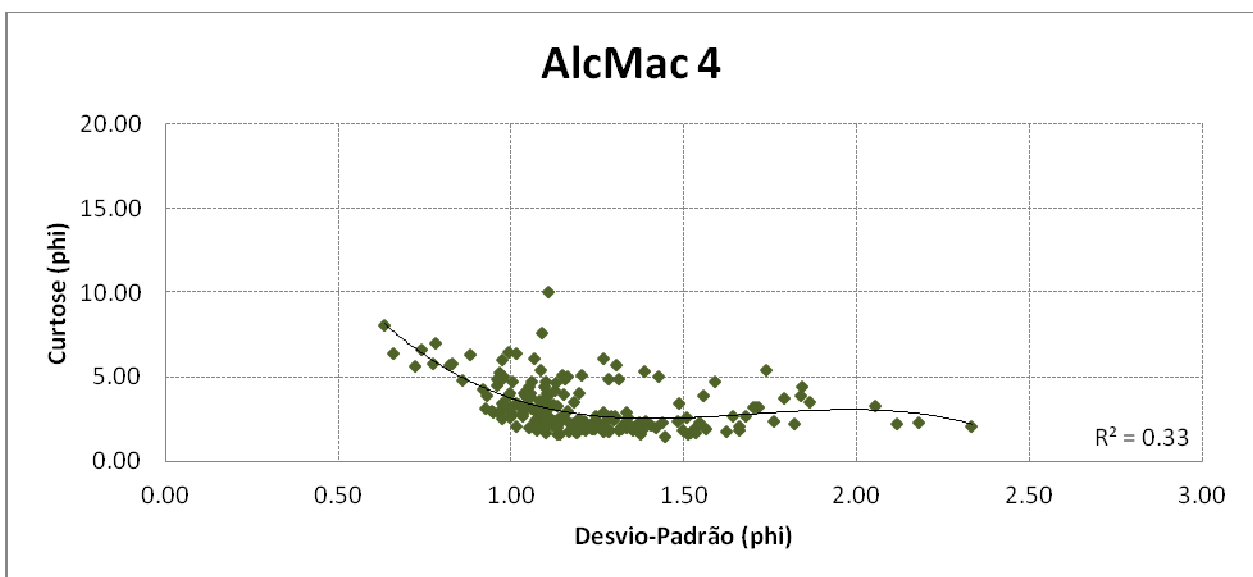


Fig. 21 – Desvio-padrão vs Curtose.

O diagrama entre os parâmetros assimetria e curtose mostra (Fig. 22) que as partículas sedimentares leptocúrticos são enriquecidos em sedimentos grosseiros, enquanto as distribuições granulométricas platicúrticas correspondem a sedimentos simétricos.

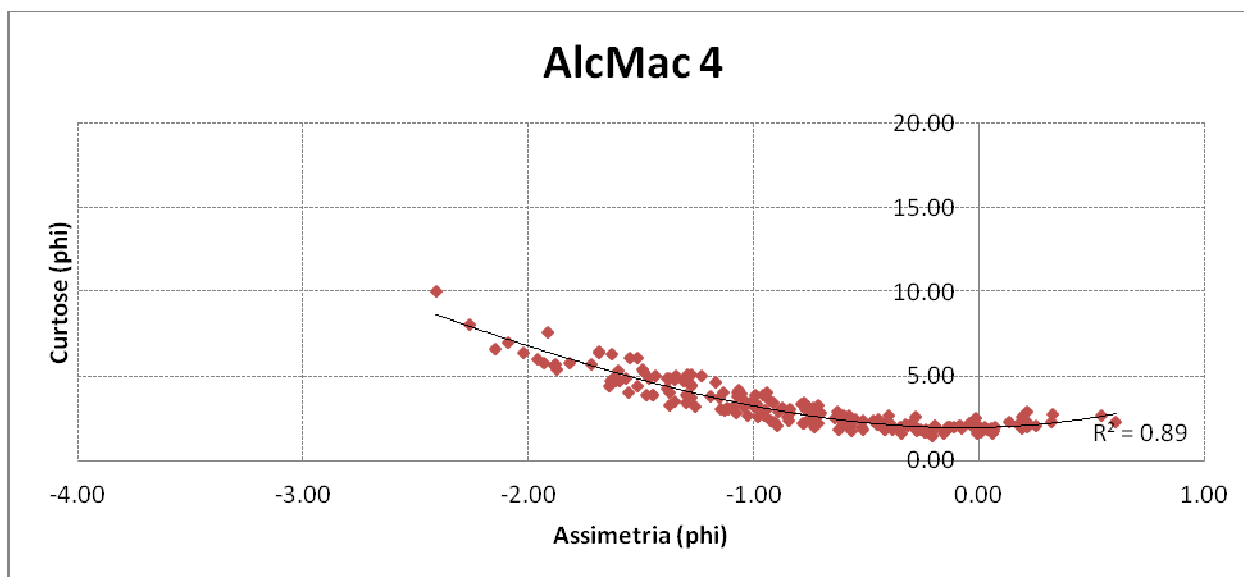


Fig. 22 – Assimetria vs Curtose.

4.2.4. Populações granulométricas

Como referido anteriormente, os parâmetros granulométricos estatísticos podem não descrever eficazmente a distribuição das partículas de um sedimento, pelo que o estudo estará mais completo se adicionarmos mais descritores dos ambientes em presença. Surge, assim, a análise aos pontos notáveis de curvas acumulativas. Os pontos notáveis da curva acumulativa correspondem às mudanças de inclinação da reta numa distribuição granulométrica log-normal. Os segmentos de retas foram definidos tendo em conta um mínimo de três pontos e um coeficiente de correlação superior 99% através da folha de cálculo *GRANPLOTS* (Balsillie *et al.*, 2002).

A análise dos pontos notáveis da curva acumulativa permitiu identificar populações individuais, definindo-se normalmente duas ou mais retas, o que significa que os sedimentos não são constituídos por uma única população granulométrica elementar, mas por duas ou mais populações (Dias, 2004). Este método permitiu distinguir diferentes ambientes de deposição e processos de transporte de sedimentos de acordo com Visher (1969). Os gráficos das curvas acumulativas evidenciam populações individuais representadas pelas várias retas que constituem a curva acumulativa de distribuição log-normal (Fig. 23).

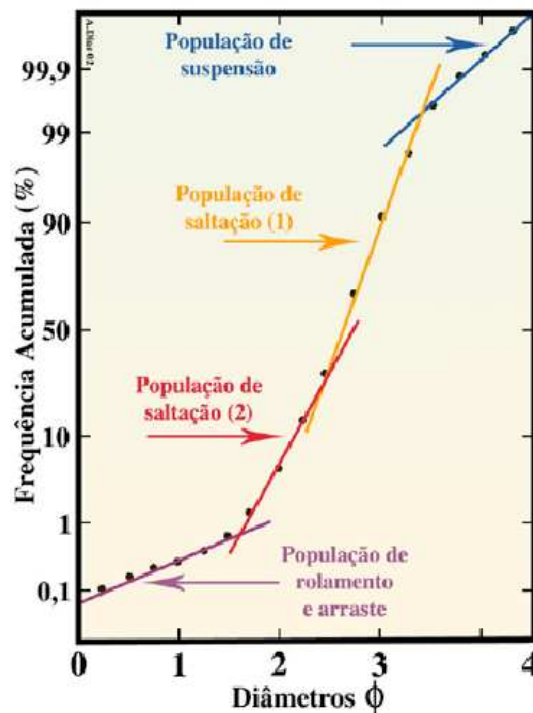


Fig. 23 – Exemplo de uma curva acumulativa representativa de areia de praia, em que se identificaram quatro populações granulométricas (Dias, 2004).

Através da análise dos pontos notáveis da curva acumulativa foi possível identificar cinco processos de transporte de sedimentos: 1) arraste; 2) rolamento; 3) duas populações de saltação; e 4) suspensão (Fig. 24). Os processos mais frequentes de transporte são o rolamento (25,3%), a saltação (42,5%) e a suspensão (31,1%). A população de arraste constitui apenas 1,1 % do total das amostras.

As curvas acumulativas mostram claramente uma dominância da população de saltação em toda a sondagem AlcMac4, em que foram identificadas por vezes duas populações de saltação (Fig. 25b). A população de suspensão é dominante nos primeiros 350 cm superiores da sondagem, sendo que após esta profundidade até à base da sondagem se torna residual. A população de rolamento é frequente nos primeiros 160 cm e na parte basal da sondagem AlcMac4 (Fig. 24).

Em grande parte das populações granulométricas cingidas entre os 200 e 250 cm de profundidade só foi identificada um processo de transporte, a suspensão, dado que a análise aos pontos notáveis da curva só permitiu definir uma reta (Fig. 25d).

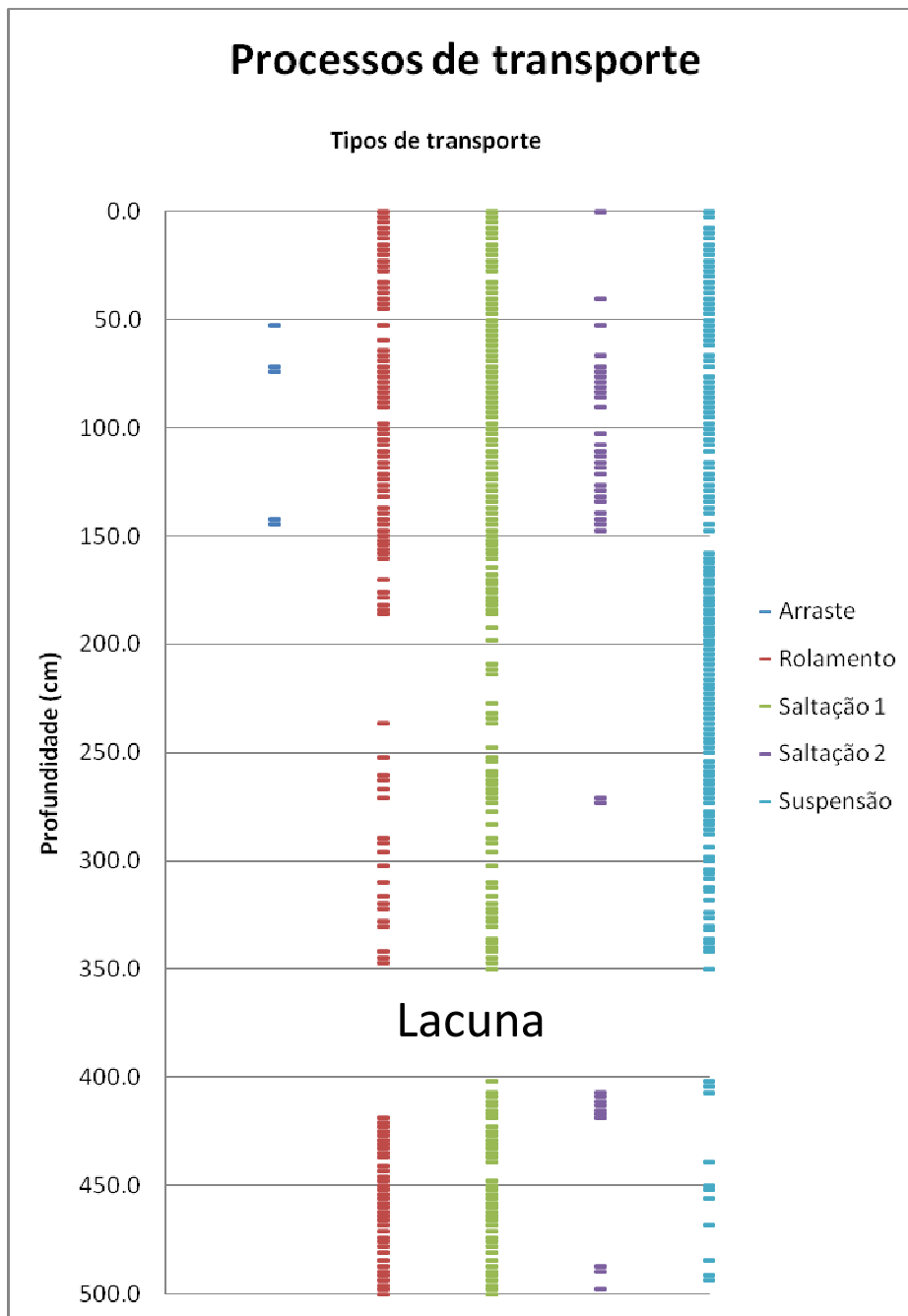


Fig. 24 – Processos de transporte obtidos através das populações granulométricas da sondagem AlcMac4.

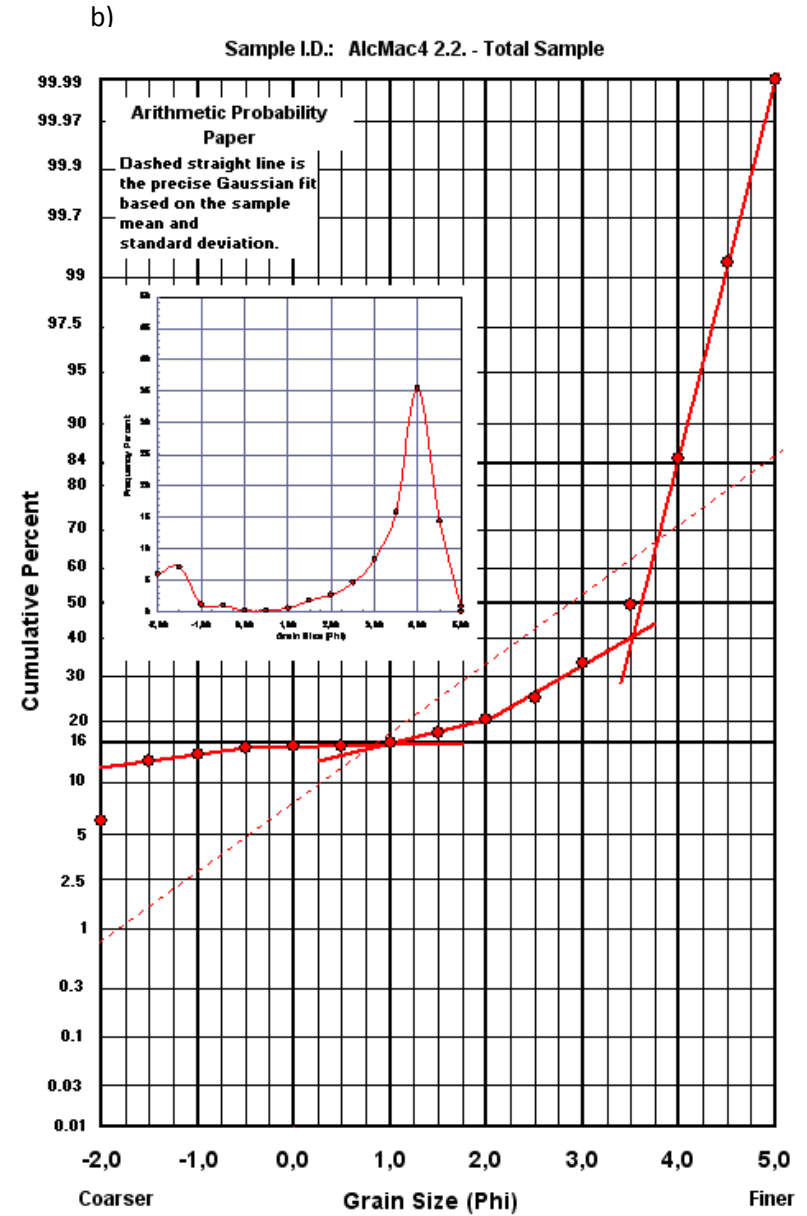
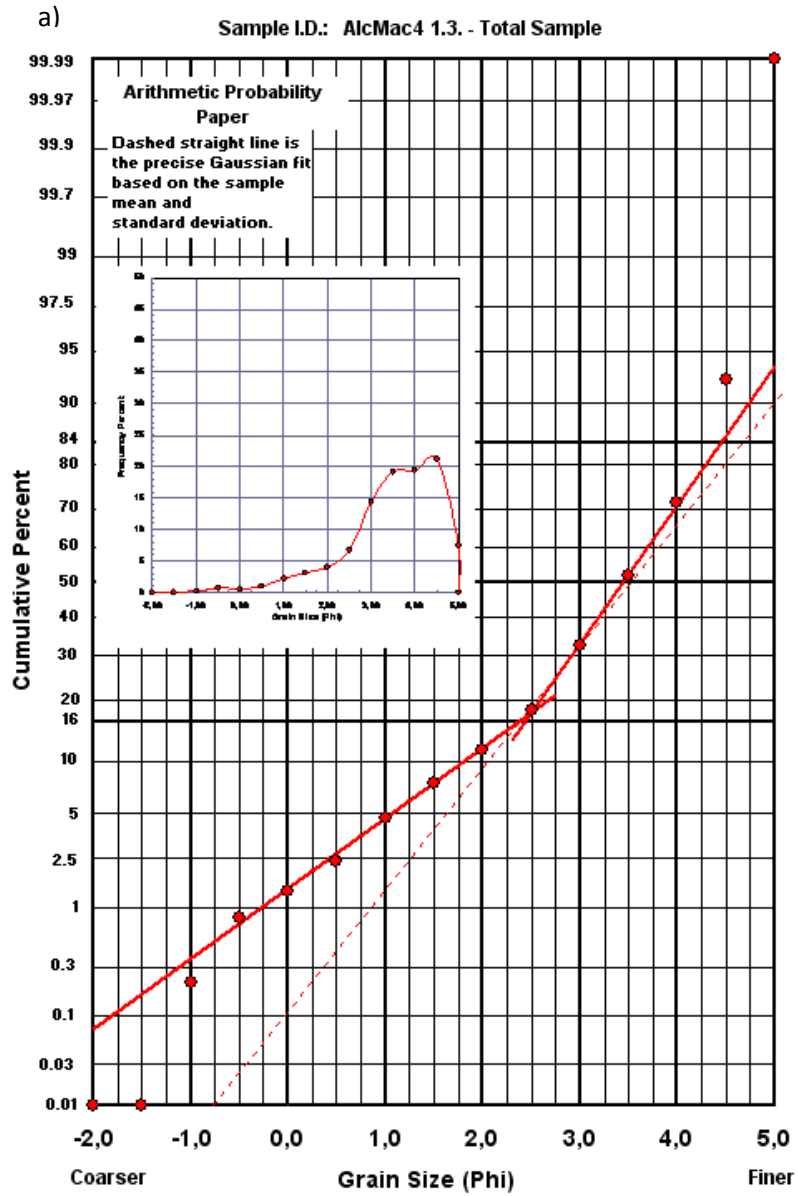
A Fig. 25a demonstra ser representativa de sedimentos bimodais e leptocúrticos, que permitiram definir duas retas, interpretadas como sendo de saltação e suspensão. O ponto notável ocorre aos $2,5 \phi$. As amostras que revelam este tipo de curva acumulativa são caracterizadas por percentagens elevadas de material mais fino, ou seja, a população de suspensão é dominante. A inclinação das retas sugere a existência de uma hidrodinâmica mais turbulenta, o que pode explicar a presença de gravilhas em algumas amostras que expressam este tipo de curva.

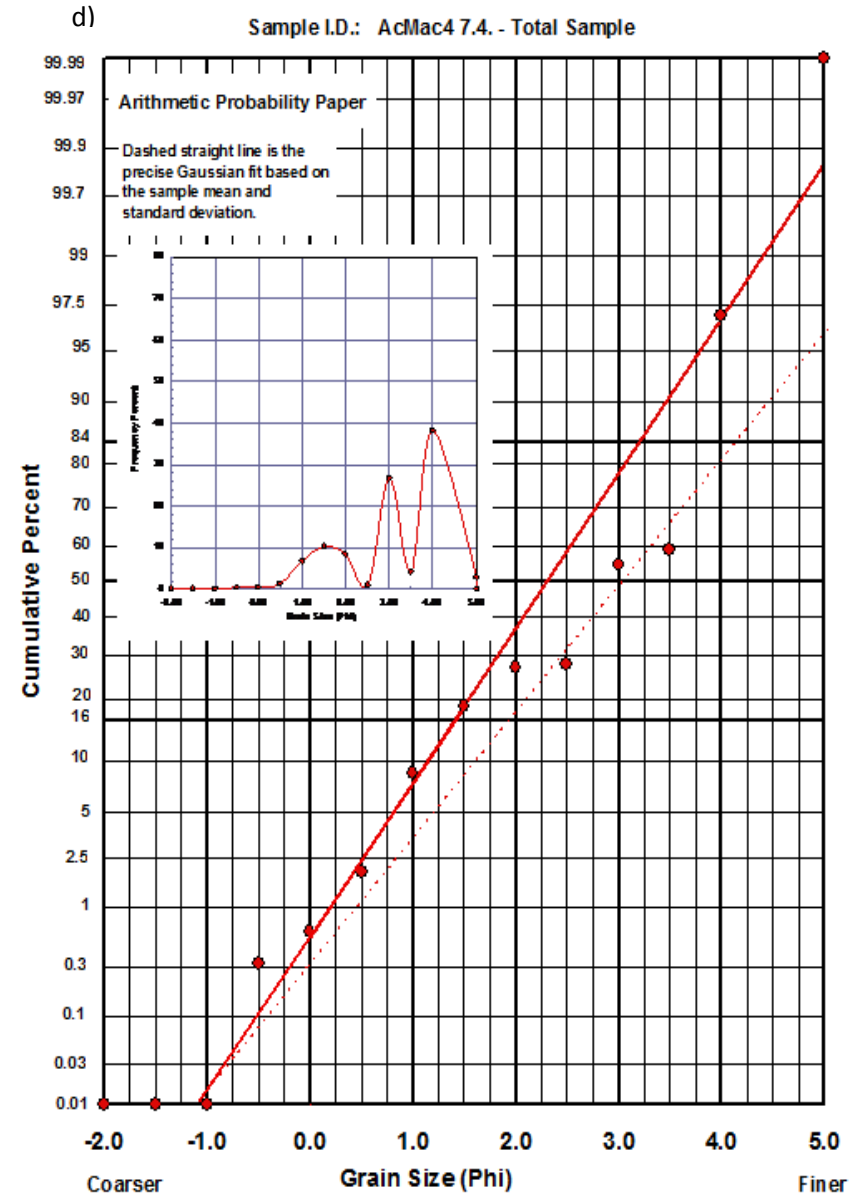
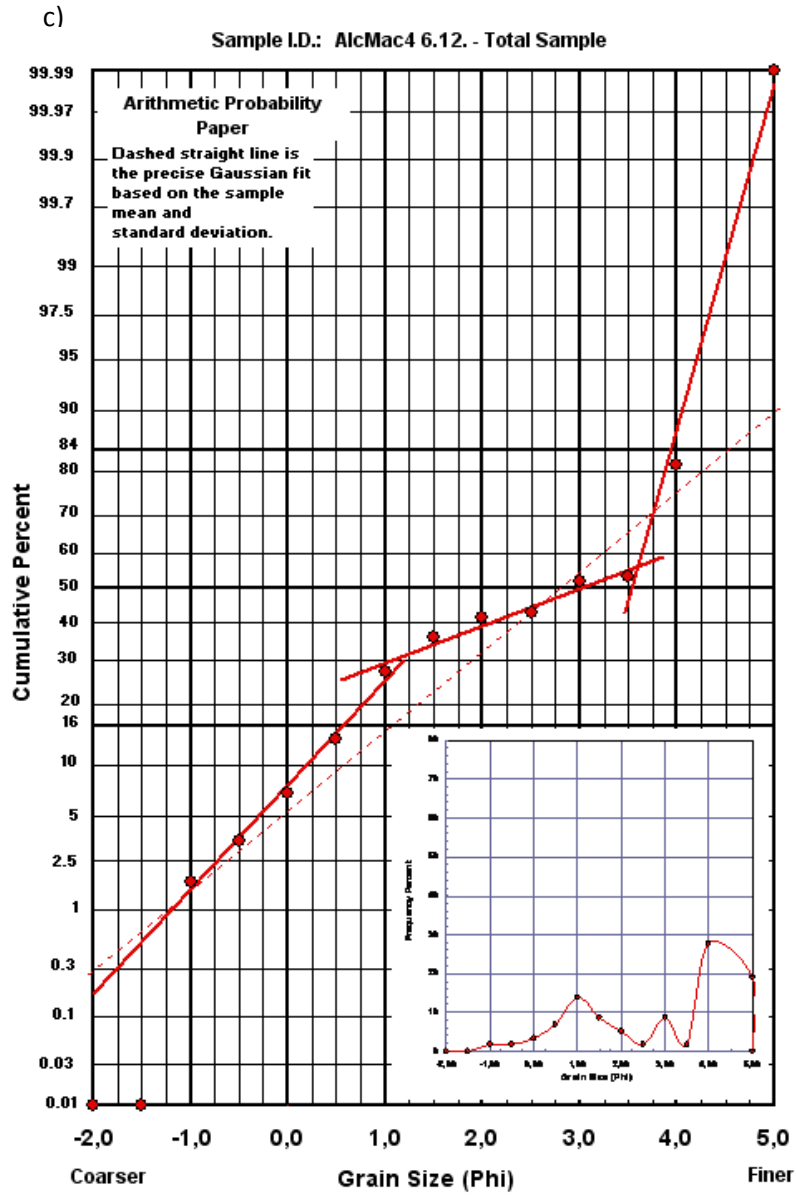
A Fig. 25b é também bimodal, e permitiu definir cinco populações, uma de arraste, uma de rolamente, duas de saltação e uma de suspensão. Os principais pontos notáveis ocorrem ao 1 ϕ , que permite dividir as populações de arraste/rolamento das duas populações de saltação, e aos 3,5 ϕ que separa as duas populações de saltação da suspensão. Devido a estas características, a distribuição granulométrica aponta para um episódio mais energético, representativo da dinâmica fluvial. As areias que expressam este tipo de curva acumulativa são geralmente bimodais e leptocúrticas.

Na Fig. 25c foram definidas três populações granulométricas, o rolamento, a saltação e a suspensão. A análise modal indica que são sedimentos trimodais, com o primeiro ponto notável a ocorrer aos 1 ϕ e o segundo aos 3,5 ϕ . Em geral, a fração arenosa das amostras que manifestam este tipo de curva acumulativa são sedimentos platicúrticos e trimodais, representativos de um ambiente mais calmo.

A Fig. 25d apesar de ser constituída por sedimentos trimodais, só apresenta uma reta, indicativa de uma população de suspensão, que terá sido depositada após um período prolongado e intenso de cheia. A composição fundamental indica que as amostras transportadas por suspensão são compostas por argilas com leitos de areia muito fina, muito platicúrticas e trimodais, o que indica a sua deposição num ambiente de baixa energia, visto que a força hidrodinâmica da corrente já não era suficientemente energética, permitindo assim a decantação das argilas após um período mais energético. Ou seja, ocorreu uma mudança brusca na velocidade da corrente, o que explica a única população existente neste conjunto de amostras.

A Fig. 25e é típica de areia fluvial, segundo exemplos apresentados por Visher (1969). A distribuição granulométrica da fração arenosa com este tipo de curva acumulativa é platicúrtica e trimodal. Foram definidas duas populações de duas populações de saltação e uma de suspensão, cujo ponto notável ocorre 2,75 ϕ . Relativamente à Fig. 25d, esta corresponde a um episódio mais energético, tal como indica a inclinação mais íngreme da reta.





e)

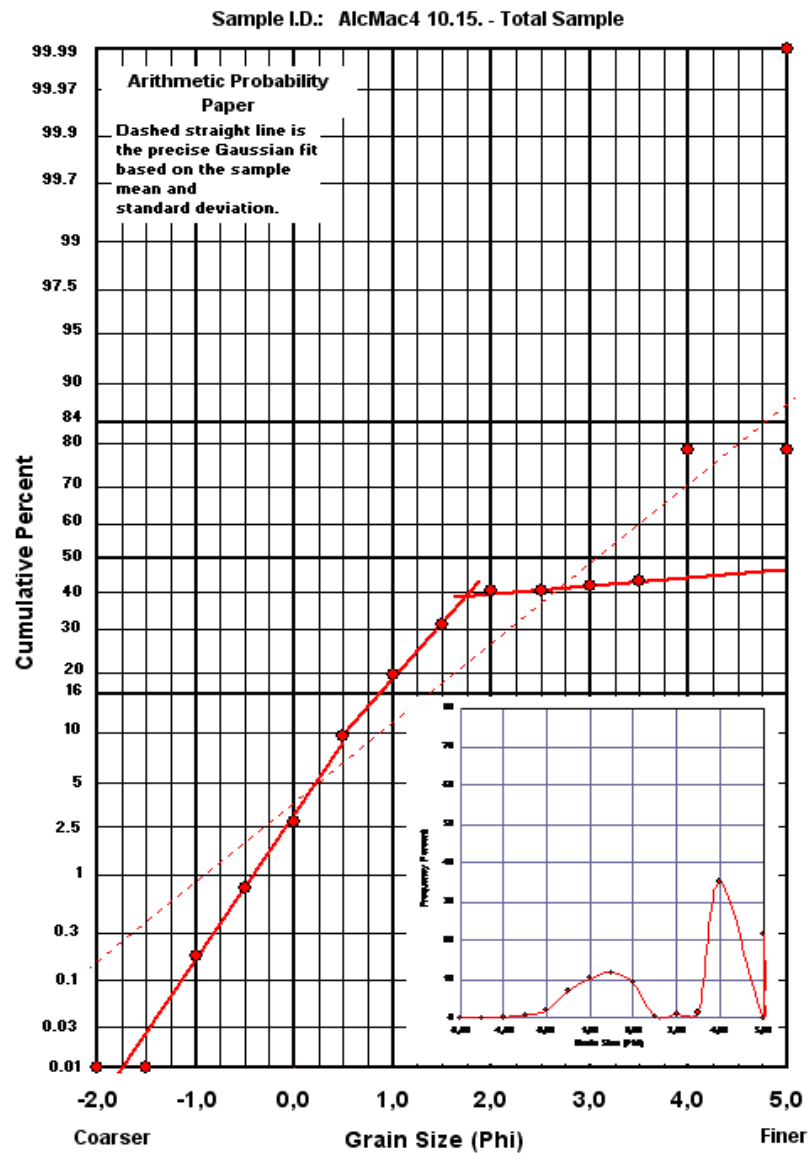


Fig. 25 – Exemplos de sub-ambientes identificados na sondagem AlcMac4.

5. Comparação dos resultados obtidos com a sondagem de referência

A sondagem de referência AlcMac3 também realizada na margem côncava do meandro do Rio Alcabrichel, mas numa pequena depressão aí existente, tem uma profundidade de 7,7 metros. A boca da sondagem está a 2,61 m (n.m.m.) de altitude, distando da sondagem AlcMac4 de cerca de seis metros. Apesar dos seus 770 cm apenas foram analisados os primeiros 500 cm da referida sondagem, visto que a sondagem AlcMac4 apenas atinge os cinco metros. A sondagem AlcMac3 é composta por quinze secções, com hiato entre 445 e 485 cm. As amostras foram seccionadas em 1 cm cada, mas para se poder comparar com a sondagem AlcMac4 foi necessário agregar as amostras em duas, de forma a terem a mesma dimensão.

A abertura da sondagem AlcMac3 demonstrou uma nítida variação entre materiais finos e areias e níveis ricos em conchas e carvão, o que permitiu constatar diferenças nas condições de sedimentação e do ambiente biológico. Na análise macroscópica da sondagem AlcMac3 verificou-se um predomínio de material lutítico, mas tal como na sondagem AlcMac4 apenas se determinaram os parâmetros granulométricos com base na fração arenosa.

5.1. Descrição macroscópica dos sedimentos

Através dos sedimentos da sondagem AlcMac3 foram identificadas três unidades sedimentares baseadas no tamanho do grão das partículas sedimentares e de restos biológicos (Fig. 26).

A unidade UM3 compreende os primeiros 167 cm de profundidade, correspondente às quatro primeiras secções e ao topo da quinta secção. A unidade UM2 tem 118 cm e situa-se entre 167 e 285 cm de profundidade, o que corresponde à restante parte da quinta secção, a toda a sexta secção e a metade da sétima secção. A unidade UM1 compreende os restantes 215 cm, ou seja, encontra-se entre os 285 e 500 cm, porém ocorre um hiato entre os 445 e 485 cm. Os restantes 270 cm não serão analisados no presente trabalho.

A análise macroscópica dos sedimentos da sondagem AlcMac3 permitiu constatar que: i) a unidade superior (UM3) é constituída por materiais muito finos, nomeadamente silte muito fino e silte fino, por vezes, intercalados por leitos mais argilosos, de cor acastanhada. Observaram-se por vezes alguns grãos de quartzo muito heterométricos. A unidade é rica em carvão, principalmente entre os 80 e 150 cm de profundidade; ii) a unidade UM2 consiste fundamentalmente em argilas

siltosas acastanhadas, por vezes com cristais de micas. A parte basal desta unidade é rica em fragmentos de conchas e foram encontrados restos de carvão dispersos, bem como o que aparenta ser ossos; iii) a unidade UM1 apresenta maior dimensão granulométrica, sendo composta por silte médio e grosseiro, intercalado por níveis mais argilosos entre 349 e 376 cm e 396 e 417 cm de profundidade. A unidade é rica em fragmentos de conchas e matéria orgânica, apresentando fragmentos de carvão dispersos.

A análise macroscópica da sondagem AlcMac3 permitiu evidenciar diferentes condições de sedimentação no que respeita aos ambientes energético e biológico. Atendendo à sucessão destas unidades de depósitos de granulação mais fina para o topo, as características de sedimentação reveladas são cada vez menos energéticas nesta direção, o que evidencia uma sequência positiva.

5.2. Análise sedimentológica:

5.2.1. Composição fundamental das amostras

A análise sedimentológica efetuada às 185 amostras da sondagem AlcMac3 permitiu obter as seguintes unidades sedimentares através da composição fundamental das amostras (Fig. 27). A unidade Ucf4 corresponde aos primeiros 143 cm, a unidade Ucf3 engloba os sedimentos entre os 143 e 281 cm, a unidade Ucf2 limita-se entre 281 e 377 cm os e a unidade Ucf1 abrange as profundidades entre 377 e os 500 cm.

A parte superficial da sondagem de AlcMac3 que corresponde à unidade Ucf4 ilustra a sedimentação atual do canal fluvial, traduzida pelo domínio, quase exclusivo, da fração silto-argilosa (mais de 80%), com intercalações arenosas de quase 20% do total das amostras, refletindo a baixa energia do canal.

Os sedimentos subjacentes (Ucf3) mostram condições de sedimentação num meio mais calmo, dado que a fração lutítica aumenta para cerca de 90% do total da unidade.

A unidade Ucf2 revela uma tendência crescente da fração arenosa até aos 325 cm de profundidade, apresentando-se de seguida um decréscimo da mesma. Todavia a fração lutítica é dominante em toda a Ucf2.

Em geral, a unidade Ucf1 é bastante regular com predomínio da fração silto-argilosa em quase 70% do total das amostras. Esta unidade é a que apresenta o maior teor em areia das unidades em análise sendo, por vezes, representativa de 50% do total da amostra.

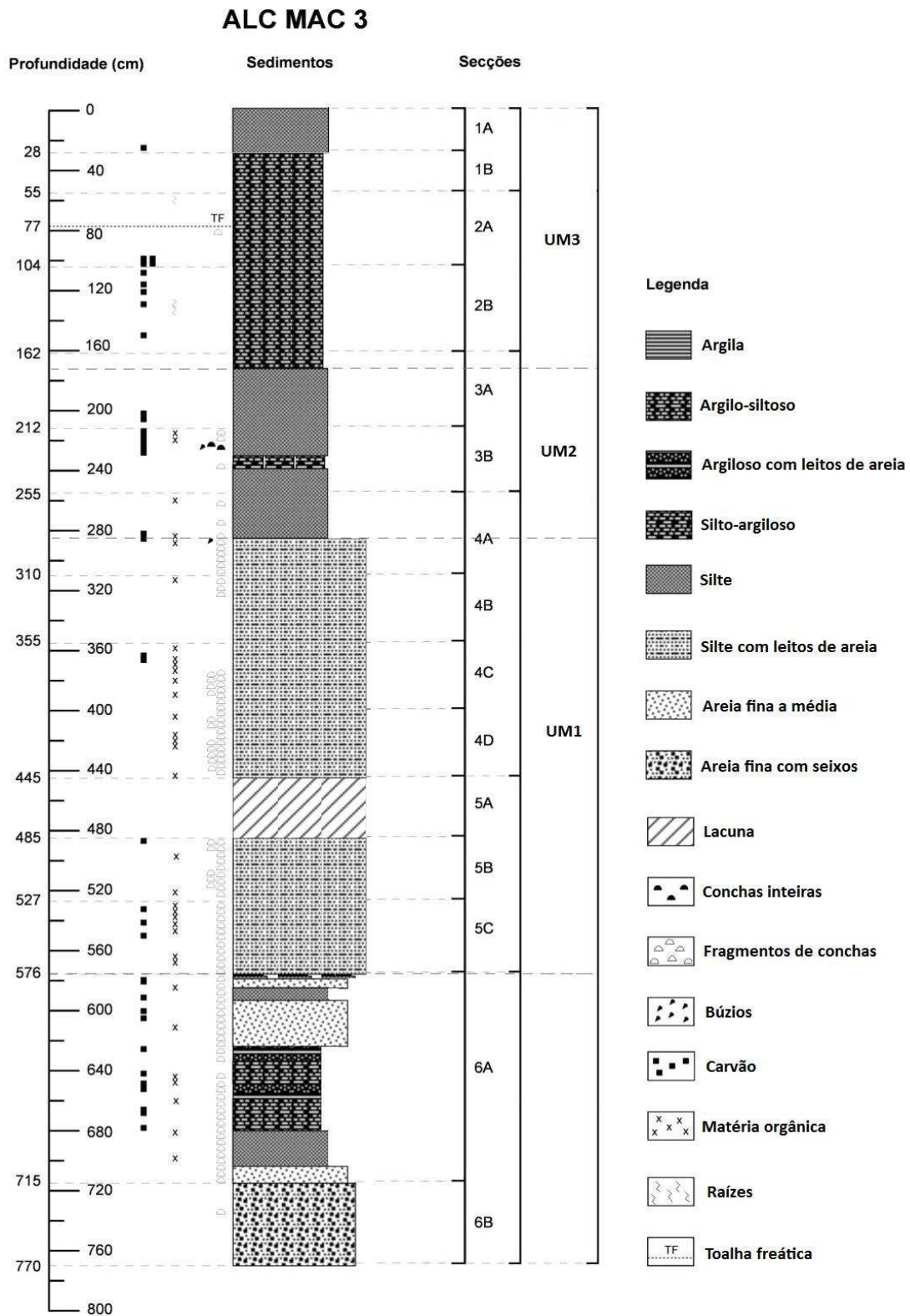


Fig. 26 – Coluna sedimentar da sondagem AlcMac3.

AlcMac3 - Composição fundamental

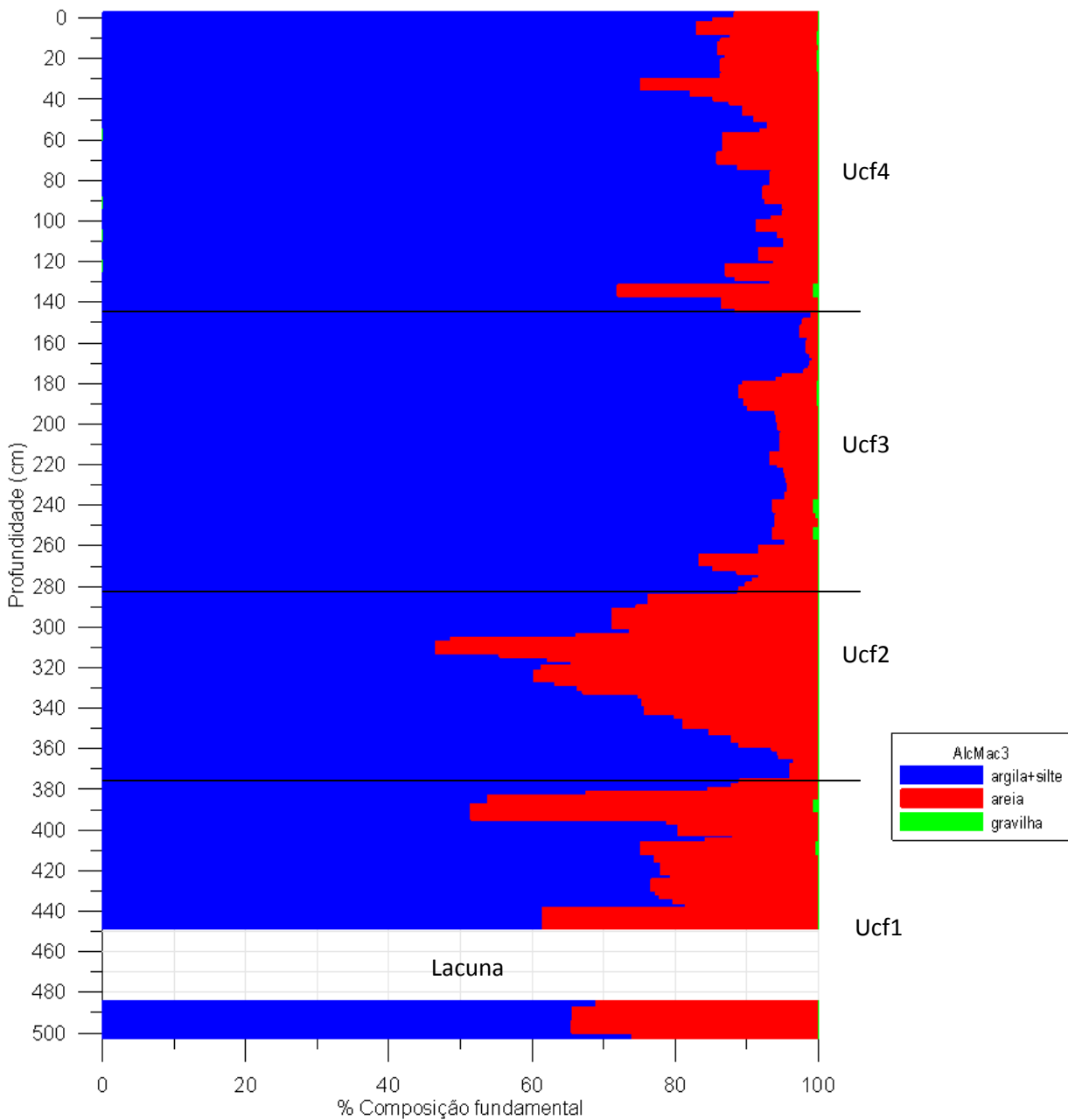


Fig. 27 – Composição fundamental das amostras da sondagem AlcMac3.

A variação da composição fundamental ilustra condições de sedimentação distintas: i) mais energéticas em Ucf1, como atestam os sedimentos mais grosseiros e os restos biológicos encontrados; ii) Ucf2 apresenta um pico de material mais grosseiro, sendo rico em restos biológicos; iii) Ucf3 evidencia uma mudança brusca, de condições de sedimentação menos

energéticas, como atesta a grande quantidade de fração lutítica; iv) a unidade Cf4 retrata a atual situação, um meio calmo.

A comparação das unidades identificadas macroscopicamente e através da composição fundamental demonstra pequenas discrepâncias. A unidade Ucf4 engloba a unidade UM3. A unidade Ucf3 corresponde à parte basal de UM3 e à unidade UM2. As unidades Ucf2 e Ucf1 dividem a unidade UM1.

5.2.2. Fração arenosa

A sondagem de referência, designada AlcMac3, é caracterizada por partículas de areia fina (Quadro 6), com tamanho médio do grão de 2,76 ϕ , moderadamente calibradas, o que evidencia uma boa evolução do grão. Os padrões de assimetria apresentam grande amplitude (Fig. 28), entre 0,08 e -2,84, cuja classe mais representada é dos sedimentos que tendem no sentido dos grosseiros. Os valores de curtose são também muito variáveis, entre 1,54 (muito platicúrtica) e 14,66 (muito leptocúrtica). Os valores dos parâmetros granulométricos (Fig. 29) demonstram uma mudança do ambiente de sedimentação a partir dos 280 cm de profundidade. As areias são muito finas, moderadamente calibradas, mas com alguns picos de má calibração, com enriquecimento de sedimentos muito grosseiros, sendo principalmente leptocúrticas e muito leptocúrticas. Após esta profundidade até a base da sondagem, as partículas arenosas são de granulometria fina a média, moderadamente calibradas, simétricas mas a tender para partículas grosseiras e mesocúrticas.

A Fig. 28 mostra as amplitudes e médias dos parâmetros granulométricos estatísticos calculados para a sondagem AlcMac3, que demonstra uma sequência sedimentar positiva para o topo da sondagem. Nesta sequência positiva os sedimentos são melhor calibrados, com enriquecimento em partículas grosseiras e leptocúrticos.

Quadro 6 – Parâmetros granulométricos estatísticos calculados para a sondagem AlcMac3.

	<i>Secções</i>	<i>Prof. (cm)</i>	<i>Média (φ)</i>			<i>Desvio-Padrão (φ)</i>			<i>Assimetria (φ)</i>			<i>Curtose (φ)</i>		
			<i>Mz</i>	<i>Mz_{min}</i>	<i>Mz_{max}</i>	<i>δ</i>	<i>δ_{min}</i>	<i>δ_{max}</i>	<i>Sk</i>	<i>Sk_{min}</i>	<i>Sk_{man}</i>	<i>K</i>	<i>K_{min}</i>	<i>K_{max}</i>
Ucf4	1A1- 2B35	[0-143[2,92	2,35	3,45	0,87	0,45	1,49	-1,50	-2,84	-0,53	5,82	2,20	14,66
Ucf3	2B36-4A16]143-281[3,07	2,43	3,38	0,86	0,52	1,95	-1,58	-2,56	-0,28	5,28	1,54	10,23
Ucf2	4A17-4C22]281-377[2,74	2,05	3,41	0,85	0,46	1,10	-0,75	-1,90	0,03	3,22	2,04	7,11
Ucf1	4C23-5B15]377-500]	2,07	1,62	2,44	0,98	0,86	1,21	-0,27	-0,67	0,08	2,92	1,85	3,91
Total	1A1-5B15	[0-500]	2,76	1,62	3,45	0,89	0,45	0,89	-1,12	-2,84	0,08	4,51	1,54	14,66

ALCMAC3 - Parâmetros Estatísticos por unidade sedimentar

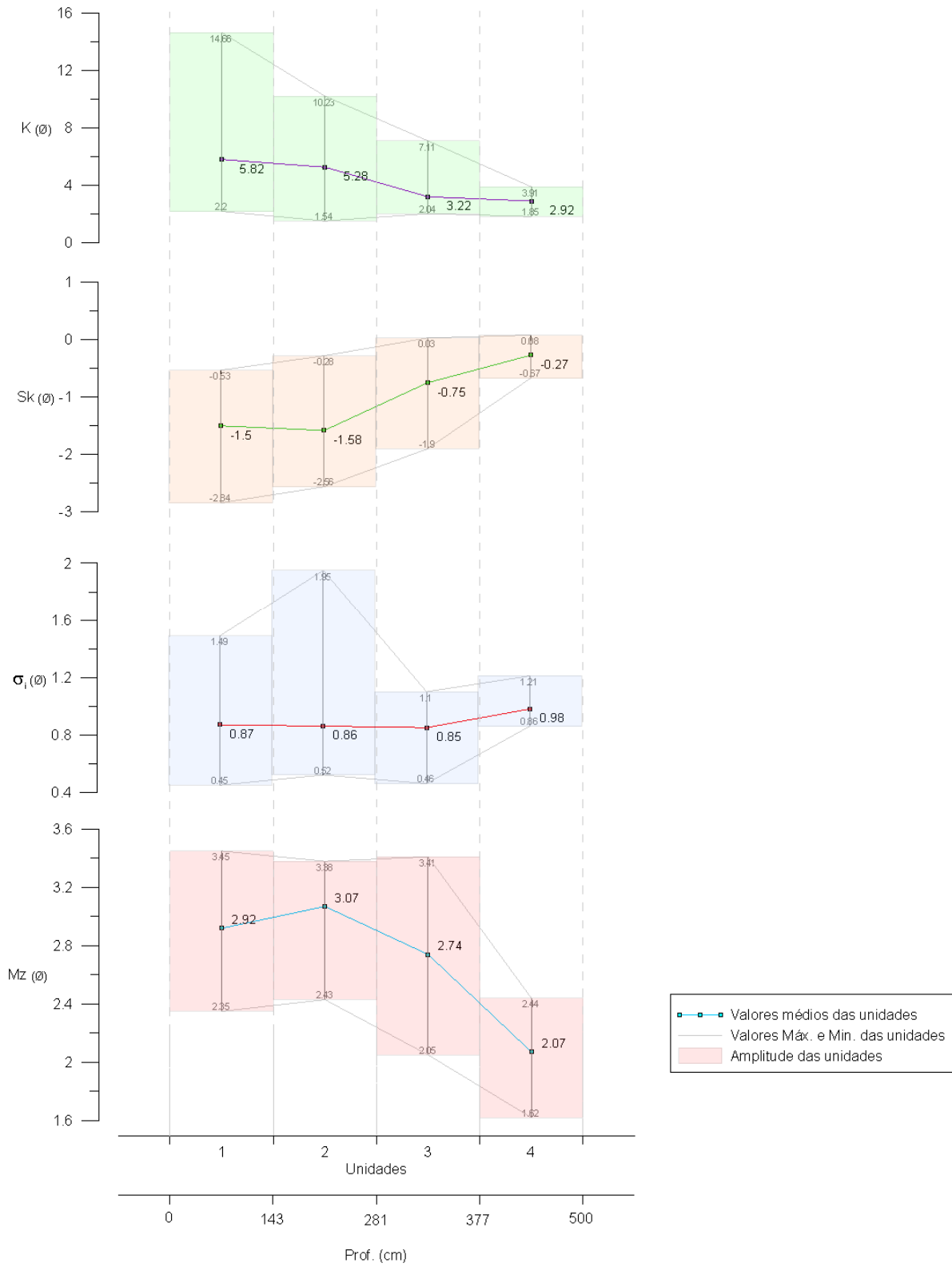
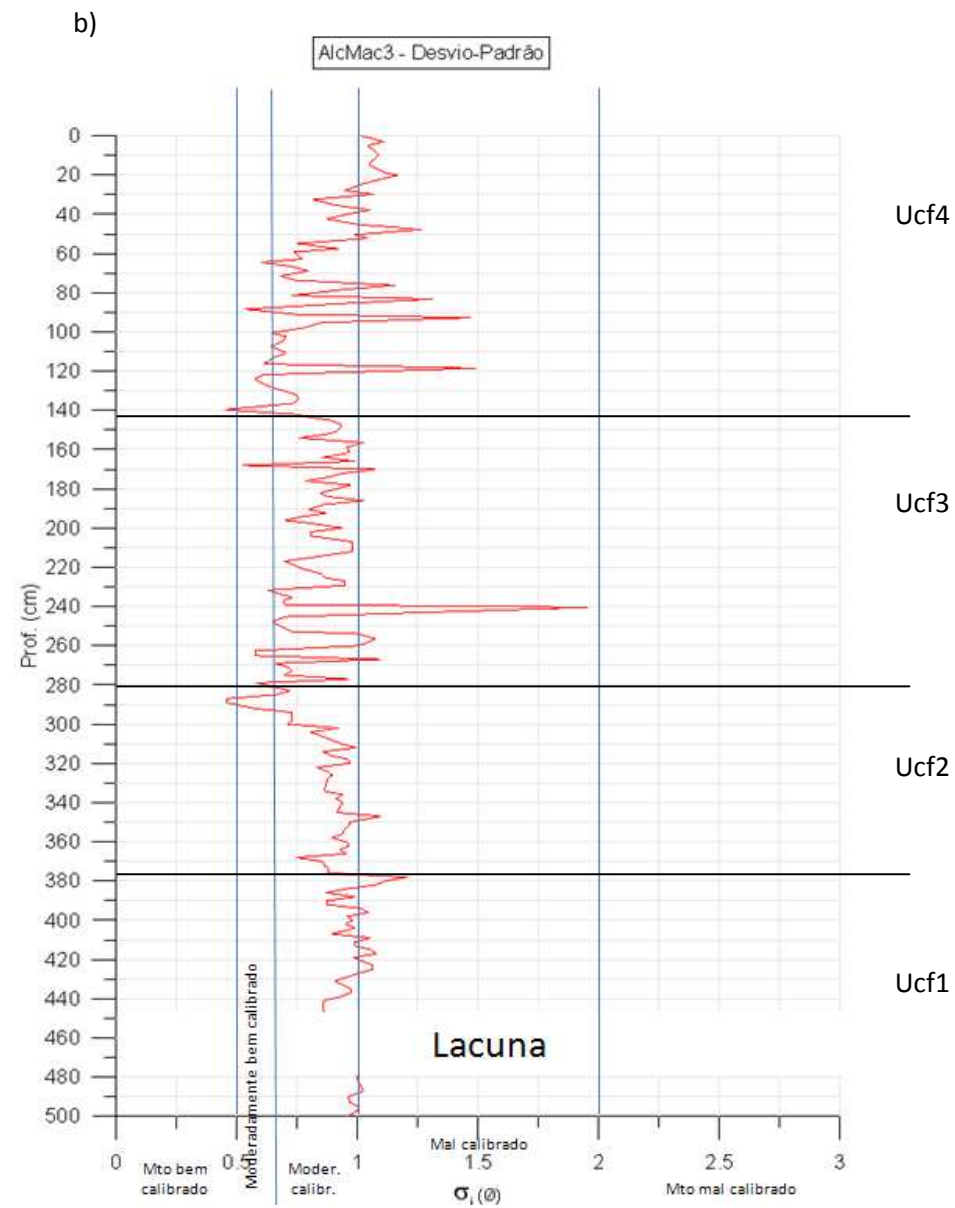
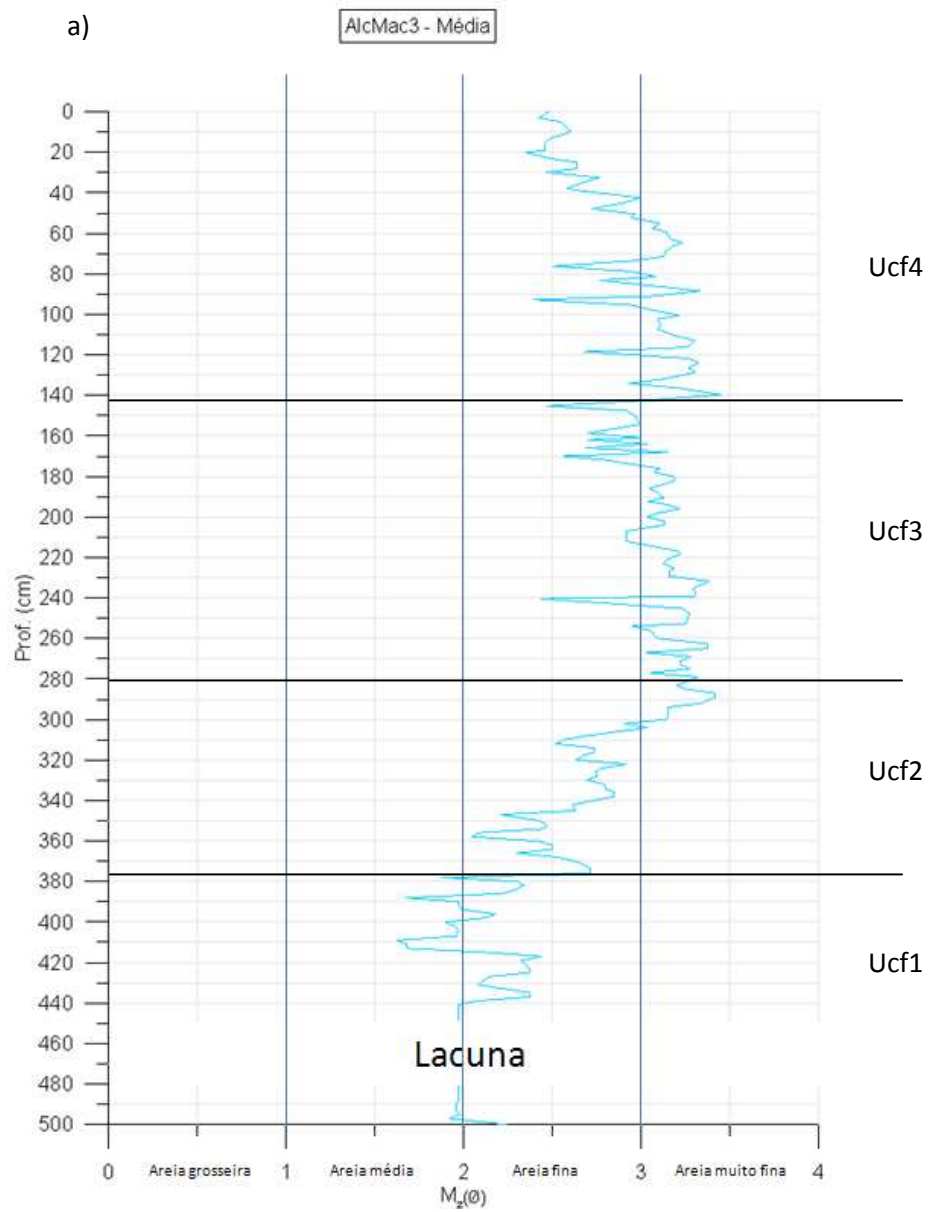


Fig. 28 - Parâmetros granulométricos estatísticos calculados por unidade sedimentares da sondagem AlcMac3.



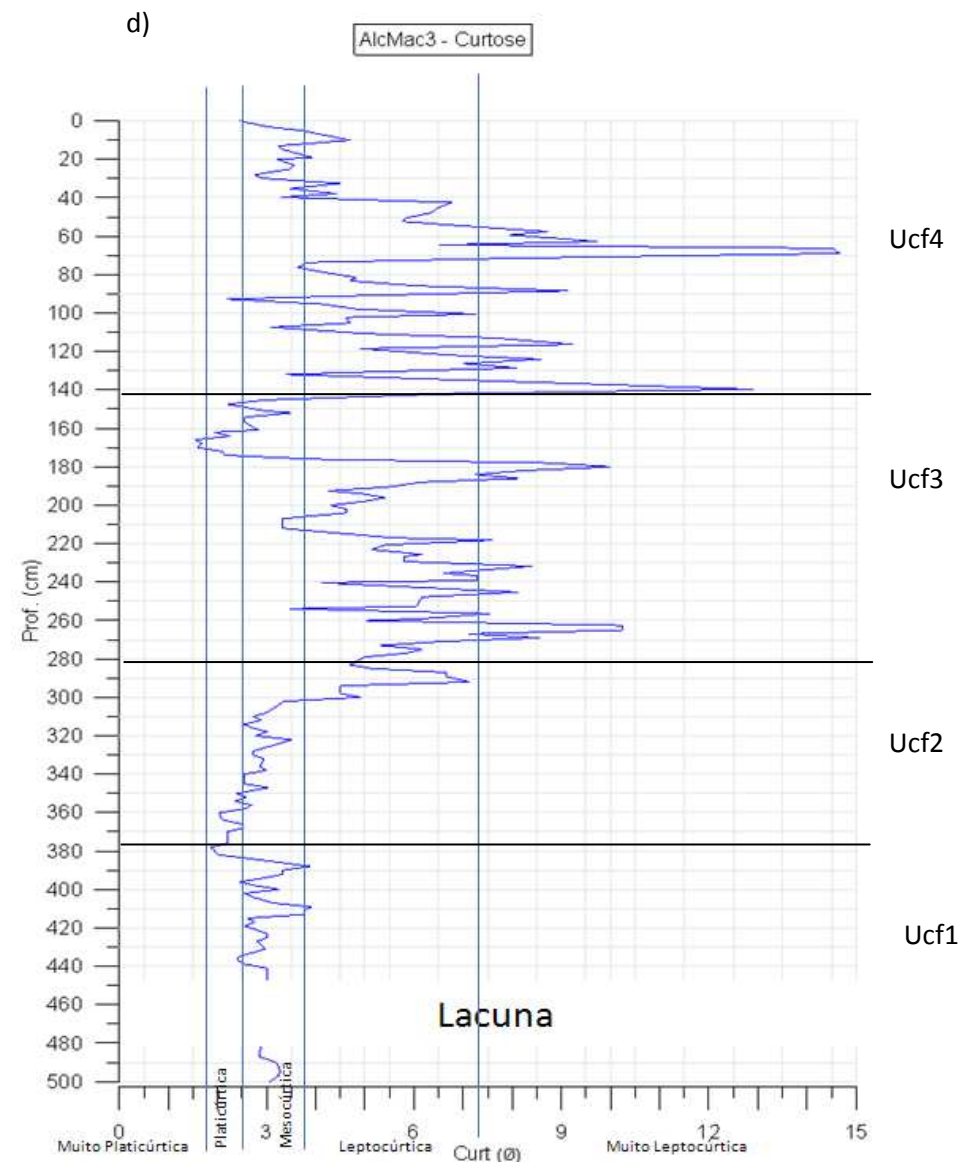
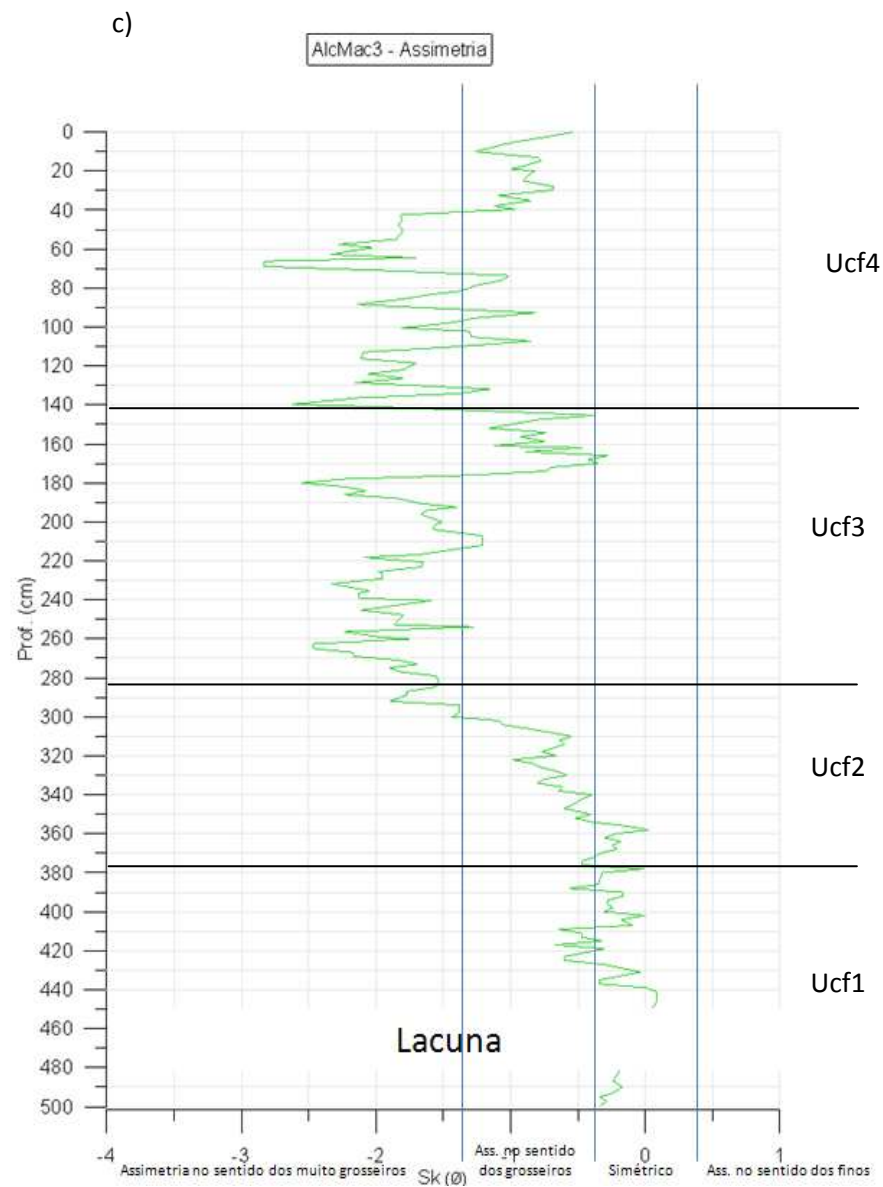


Fig. 29 – Parâmetros granulométricos estatísticos da sondagem AlcMac3: a) média; b) desvio-padrão; c) assimetria; d) curtose.

5.2.2.1. Unidade Ucf4

A fração arenosa da unidade Ucf4 da sondagem AlcMac3, que corresponde aos primeiros 143 cm, é constituída por com um tamanho de grão médio de 2,92 ϕ . As areias são moderadamente calibradas (0,87), com enriquecimento de sedimentos muito grosseiros (-1,50) e essencialmente leptocúrticas.

5.2.2.2. Unidade Ucf3

A unidade Ucf3 (143-281 cm) é caracterizada por areias muito finas (tamanho do grão médio é de 3,07 ϕ), moderadamente calibradas, com tendência de enriquecimento de sedimentos muito grosseiros e leptocúrticas.

5.2.2.3. Unidade Ucf2

A análise da distribuição granulométrica da unidade Ucf2 da sondagem AlcMac3, localizada entre 281 e 377 cm de profundidade, demonstra que esta unidade é constituída, principalmente, por areias finas (2,74 ϕ), moderadamente calibradas (calibração média de 0,85 ϕ), com enriquecimento de partículas grosseiras sendo, geralmente, areias mesocúrticas.

5.2.2.4. Unidade Ucf1

A fração arenosa da unidade Ucf1 da sondagem AlcMac3 (377 e 500 cm de profundidade) é caracterizada por areias finas (tamanho de grão médio de 2,07 ϕ), mais mal calibradas que as unidades suprajacentes, que pode ser explicado pela riqueza em restos biológicos. As areias são geralmente simétricas e mesocúrticas.

5.2.3. Diagramas bi-variados entre parâmetros granulométricos

O cruzamento entre o desvio-padrão e média (Fig. 30) demonstra que os sedimentos que compõem a sondagem AlcMac3 são mais bem calibrados quanto mais finos são os sedimentos, tal como se observou para a sondagem AlcMac4. O limite proposto por Friedman (1961) para definir areias de praia de areias fluviais e delimitado na Fig. 30 indica que os sedimentos que caracterizam a sondagem de referência, AlcMac3, são característicos da dinâmica fluvial.

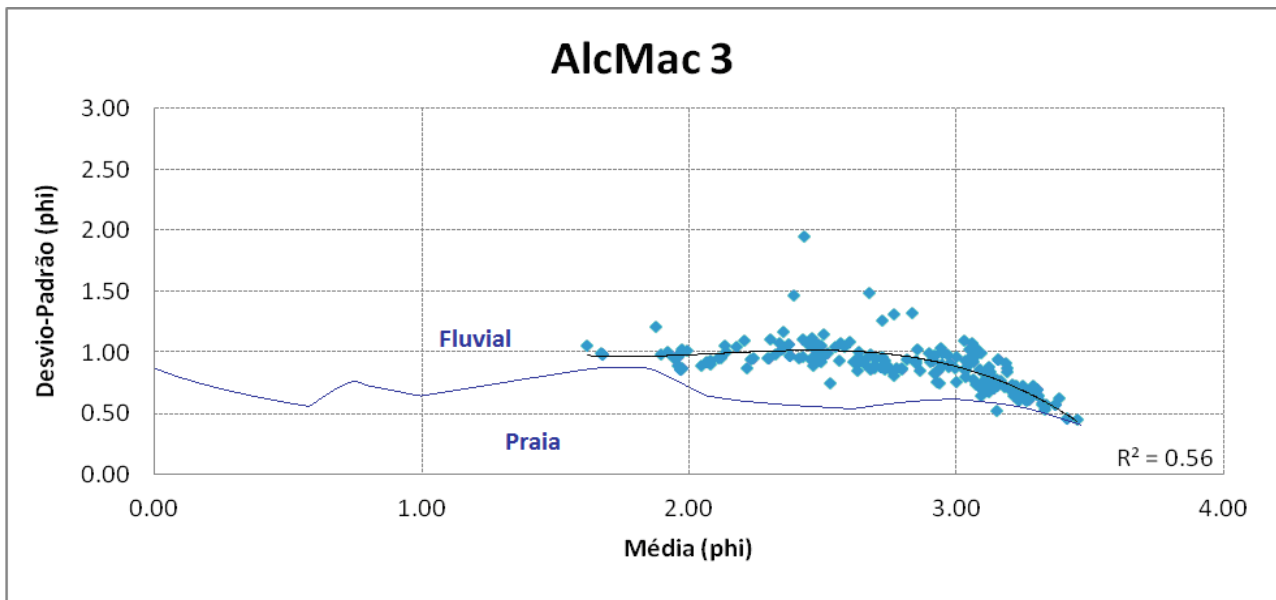


Fig. 30 – Média vs Desvio-padrão para definir areias de praia de areias de rio.

A Fig. 31 mostra a distinção entre as areias fluviais e areias de praia, dada por um diagrama bi-variado entre os valores de assimetria e desvio-padrão, baseado em Friedman (1961). Neste caso, é possível deduzir um claro domínio de areias fluviais com fluxo unidirecional, visto que são melhor calibradas do que as areias de fluxo bidirecional, mas apresentam assimetrias muito variáveis. As areias simétricas são bem calibradas. A sondagem AlcMac3 não apresenta praticamente areias com fluxo bidirecional.

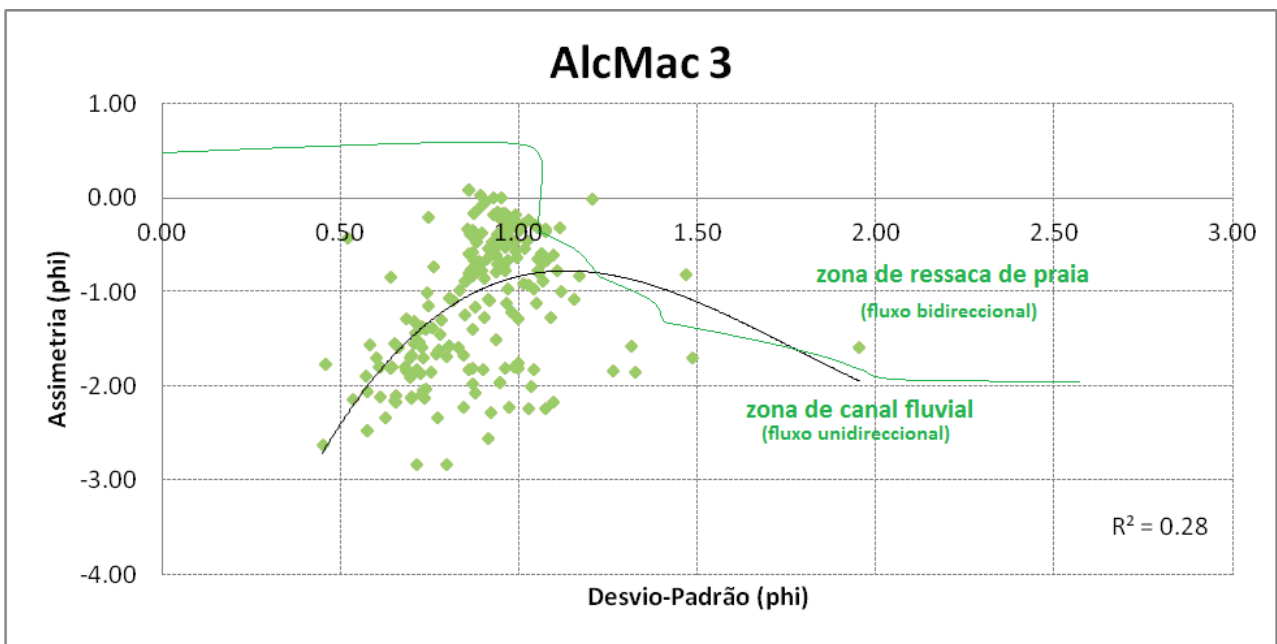


Fig. 31 – Desvio-padrão vs Assimetria para definição de areias fluviais e de praia.

A Fig. 32 indicia que as partículas sedimentares moderadamente bem calibradas são principalmente leptocúrticas e muito leptocúrticas, enquanto as partículas mal calibradas são, essencialmente, mesocúrtica.

O diagrama entre os parâmetros assimetria e curtose (Fig. 33) evidencia que as partículas sedimentares leptocúrticos são enriquecidos em sedimentos grosseiros, porém as distribuições granulométricas platicúrticas correspondem a sedimentos com assimetria simétrica. Estes dados corroboram os resultados obtidos para os sedimentos da sondagem AlcMac4.

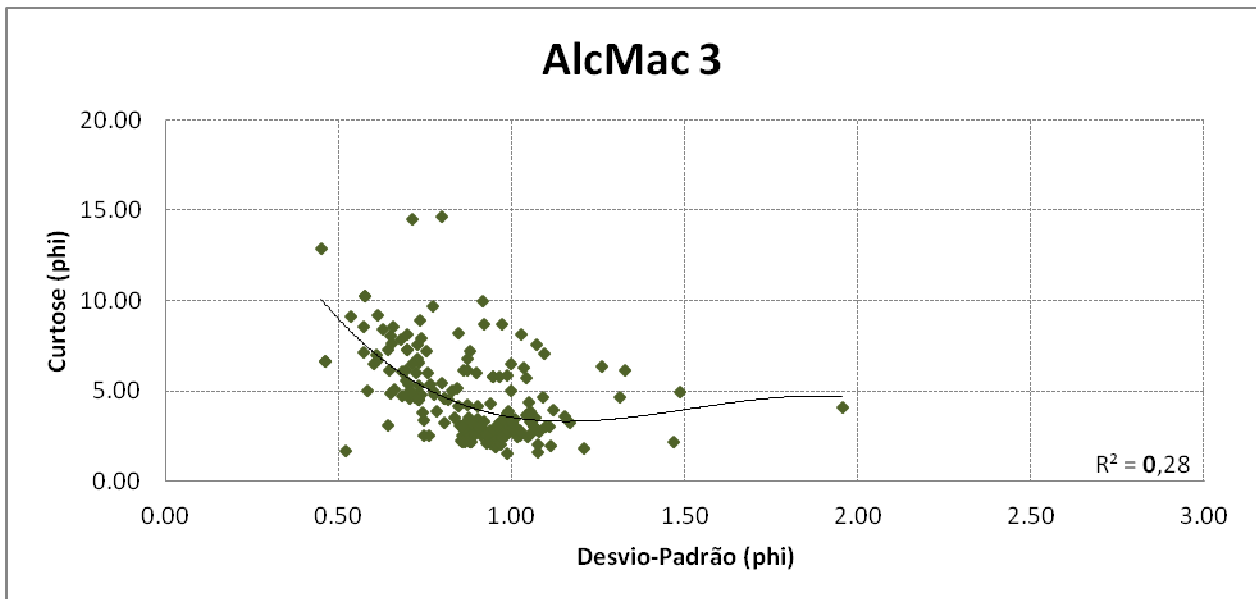


Fig. 32 – Desvio-padrão vs Curtose.

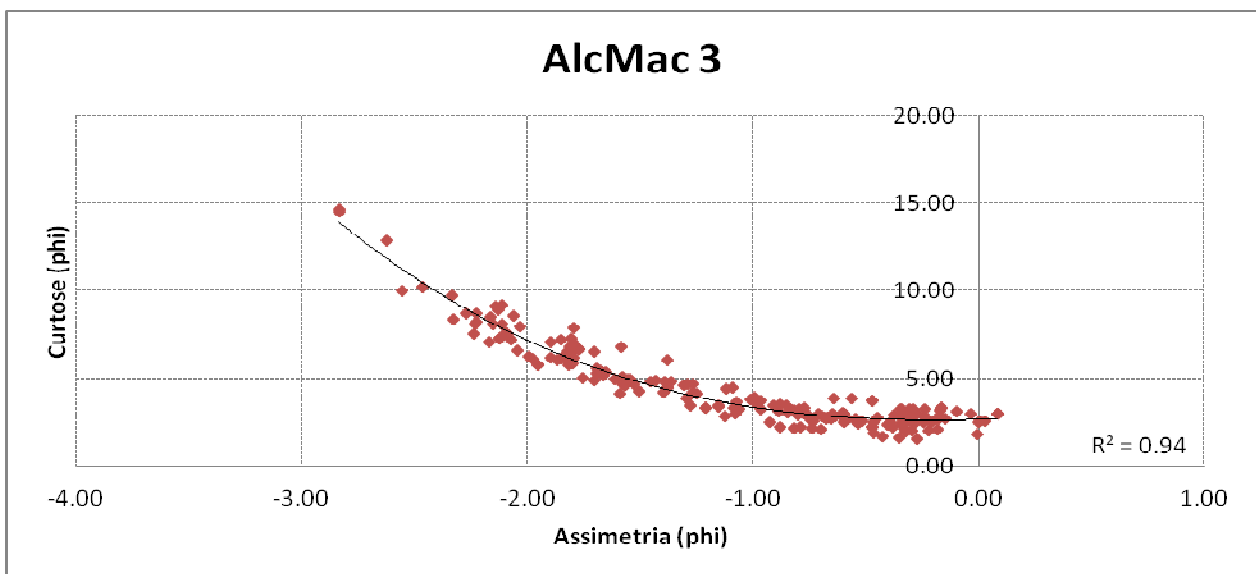


Fig. 33 – Assimetria vs Curtose.

5.2.4. Comparação dos resultados

Como já referido, as sondagens AlcMac3 e AlcMac4 foram realizadas na margem direita do Rio Alcabrichel e distam entre si em seis metros.

Os sedimentos analisados em laboratório atingiram uma profundidade máxima de cinco metros, o que corresponde aproximadamente aos últimos 5000 anos.

A abertura das sondagens demonstrou uma pronunciada variação em argilas, siltes e areias, com diferentes colorações e níveis com abundantes conchas e carvões, o que permitiu desde logo constatar a possibilidade de existência de diferentes condições de sedimentação, com alternância de ambientes energéticos e biológicos.

A análise macroscópica das duas sondagens apresenta pequenas discrepâncias entre si (Figs. 13 e 26). A sondagem designada AlcMac4 apresenta um maior teor em materiais argilosos, enquanto a sondagem de referência, AlcMac3, é constituída por materiais siltosos. Este nível de materiais mais finos, em ambas as sondagens, chega aproximadamente aos 300 cm de profundidade.

Após esta profundidade, os materiais são mais grosseiros, caracterizados por siltes intercalados por leitos mais arenosos. Porém, em AlcMac4 estes materiais detríticos são alternados por areias finas a médias. Esta discordância na análise macroscópica pode resultar da observação efetuada, visto que foi realizada por diferentes indivíduos.

A sondagem AlcMac4 é rica em conchas quer terrestres quer marinhas em toda a sua profundidade, enquanto AlcMac3, só após os 200 cm até à base da sondagem, é caracterizada por níveis ricos em fragmentos de conchas.

Ambas apresentam um nível estéril em biorestos. Em AlcMac4 ocorre entre 300 e 425 cm de profundidade e em AlcMac3, o nível estéril, surge em 320 a 380 cm de profundidade. Este nível estéril em restos biológicos é envolvido por níveis ricos em matéria orgânica e fragmento de conchas, o que evidencia uma mudança no ambiente biológico, que poderá ter sido causado por uma alteração climática ou por um possível episódio de cheia.

As análises palinológicas realizadas a amostras da sondagem AlcMac3 por Randi Danielsen no âmbito do Projeto FMI500 e publicadas em Ramos-Pereira *et al.* (2012) indicam que durante este nível estéril houve um aumento de pólenes *ericaceae* e *lotus t.*, típicos de ambientes mais secos, aumento de *myrica* característico de pântanos ácidos em períodos frios, aumento de indicadores

polínicos de água doce, tal como *pseudochizaea circula*, e diminuição de *cf. ruppia*. Durante este período mais frio e seco surgiram áreas de pastagens e agrícolas (aumento de *plantago lanceolata* e *plantago coronopus*). Este período frio e seco, caracterizado por solos ácidos na várzea de Maceira pode ter interferido de forma negativa no desenvolvimento do coberto vegetal, daí a existência de um nível estéril em biorestos.

Entre 425 e 500 cm de profundidade, as duas sondagens são bastante ricas em fragmentos de conchas tipicamente marinhas. Através de análise microscópica foram encontradas conchas bivalves e búzios. A análise polínica⁴ efetuada às amostras de AlcMac3 (Ramos-Pereira *et al.*, 2012) demonstra claramente um aumento de indicadores polínicos marinhos, com elevada presença de pólenes *cf. ruppia* e *botryococcus*, típico de ambientes oligotróficos. O ambiente tende a ficar mais húmido com a profundidade, como indicado pelo aumento de *isoetes*.

Deste modo, o estuário do Rio Alcabrichel e em particular a várzea de Maceira sofreu influência marinha entre, pelo menos, os 200 e 500 cm de profundidade, como demonstram os níveis ricos em fragmentos de conchas de origem marinha (Figs. 13 e 26).

Atendendo ao que foi observado nas análises macroscópicas e da composição fundamental realizadas às sondagens AlcMac4 e AlcMac3, pode-se identificar as seguintes condições ambientais: (i) as unidades UM1 sugerem que o estuário do Rio Alcabrichel estaria sob influência marinha, com evidências de um registo sedimentar mais arenoso e rico em restos biológicos, nomeadamente fragmentos de conchas de bivalves e búzios; (ii) as unidades UM2 apresentam um registo sedimentar menos arenoso que o anterior, demonstrando condições cada vez menos energéticas, mas igualmente rico em restos biológicos marinhos; (iii) uma mudança brusca de condições de sedimentação, para um ambiente menos energético em UM3, o que permitiu a decantação de materiais mais finos; (iv) a unidade UM4 expressa a atual situação sedimentar, ou seja, condições hidrodinâmicas fluviais baixas, mas por vezes intercaladas por diversos períodos de inundação, de curta duração, com atesta o aumento de teor em gravilhas e areia.

Os parâmetros estatísticos obtidos para cada sondagem pouco diferem entre si. Como referido, a sondagem AlcMac4 é caracterizada, em média, por partículas de areia fina, mal calibradas, mesocúrticas e com enriquecimento em sedimentos grosseiros. Todavia, a sondagem AlcMac3, em média, é caracterizada por areias finas, moderadamente calibradas, leptocúrticas e com tendência

⁴ Como já referido, efetuada por Randi Danielsen no âmbito do Projeto FMI 5000.

de enriquecimento de partículas sedimentares grosseiras. Assim, a fração arenosa da sondagem AlcMac3 evidencia uma melhor evolução do grão.

Os valores dos parâmetros granulométricos (Figs. 17 e 29) demonstram uma mudança do ambiente de sedimentação a partir dos 300 cm de profundidade. As areias são finas a muito finas, mal calibradas a moderadamente calibradas, com enriquecimento de sedimentos grosseiros a muito grosseiros, sendo principalmente leptocúrticas. Esta unidade maior apresenta valores bastante díspares entre si, enquanto a parte basal da sondagem apresenta menores amplitudes dos parâmetros granulométricos estatísticos. Entre os 300 e 500 cm de profundidade, as partículas arenosas são de granulometria fina a média, moderadamente calibradas a mal calibradas, simétricas e mesocúrticas e platicúrticas. Friedman e Sanders (1978) afirmam que a presença de fragmentos de conchas afeta negativamente a calibração dos depósitos sedimentares, justificado pela suscetibilidade destes fragmentos sofrerem constantes quebras mecânicas, o que poderá explicar a má calibração dos sedimentos desta unidade.

Como os primeiros 300 cm de profundidade são caracterizados por areias finas a muito finas, indica uma perda de energia do ambiente de transporte, devido às correntes de baixa energia existentes no ambiente de deposição. A má calibração dos sedimentos permite concluir que os níveis energéticos ao longo do seu percurso foram irregulares e indica uma hidrodinâmica menos intensa. Os valores díspares de assimetria indicam que as areias analisadas são eventualmente de origem fluvial, visto que assimetrias mais variáveis são indicativas desta dinâmica.

A combinação de diversos processos de transporte, identificados pela polimodalidade dos sedimentos das sondagens AlcMac3 e AlcMac4, entre os 300 e 500 cm de profundidade, é responsável pela má calibração das areias que compõem as sondagens, podendo se afirmar que a sedimentação nesta profundidade é mais energética do que nas unidades posteriores. A riqueza em restos biológicos pode também influenciar a má calibração destes sedimentos.

6. Modelação tridimensional da evolução da várzea de Maceira

As duas sondagens realizadas na margem direita do Rio Alcabrichel, na várzea de Maceira, permitiram recolher sedimentos desde, supostamente, o Holocénico médio e superior até à atualidade, de modo a permitirem a modelação tridimensional do cripto-relevo da várzea de Maceira.

Através da análise da composição fundamental das amostras das sondagens AlcMac4 e AlcMac3 foi possível constatar a correspondência entre unidades litológicas através dos principais picos arenosos ou argilosos entre as duas sondagens em estudo, permitindo a exequibilidade de unidades litológicas semelhantes numa única descrição padronizada em função da profundidade. Assim, foram definidas quatro unidades litológicas: i) argilo-arenosa; ii) argilosa; iii) silto-arenosa; iv) silto-arenosa com gravilha (Fig. 34).

A primeira unidade definida corresponde aos sedimentos nos primeiros 160 cm superiores da sondagem AlcMac4 e aos primeiros 143 cm da sondagem de referência, AlcMac3. Esta unidade designada de argilo-arenosa é constituída predominantemente por argilas com algum teor em areia (cerca de 20%).

A segunda unidade é constituída, quase exclusivamente, por argilas (mais de 90%), designando-se de unidade argilosa. Esta unidade litológica compreende-se entre 160 e 280 cm na sondagem AlcMac4 e entre 143 e 281 cm na sondagem AlcMac3.

A terceira unidade é mais complexa do que as duas unidades superiores, dado que na sondagem designada AlcMac4 não se conhece o seu limite basal. Na sondagem de referência, a terceira unidade situa-se entre os 281 e 377 cm. Esta unidade denomina-se de silto-arenosa, visto que é constituída fundamentalmente por siltes e leitos arenosos.

Por fim, na unidade inferior na sondagem AlcMac4 não se conhece o seu topo, pois entre 350 e 400 cm existe uma lacuna resultante da amostragem, o que dificulta a perceção do limite inferior da terceira unidade e o limite superior da quarta unidade desta sondagem. A quarta unidade da sondagem AlcMac3 situa-se entre os 377 e 500 cm de profundidade, porém ocorre um hiato resultante da amostragem entre 445 e 485 cm. Esta última unidade litológica designa-se silto-arenosa com gravilha, dadas as suas características silto-arenosas, mas com algum teor em material mais grosseiro, nomeadamente gravilhas.

As lacunas ocorridas entre 350 e 400 cm de profundidade em AlcMac4 e 445 e 485 cm em AlcMac3 não são lacunas estratigráficas, mas como se referiu são lacunas existentes da amostragem.

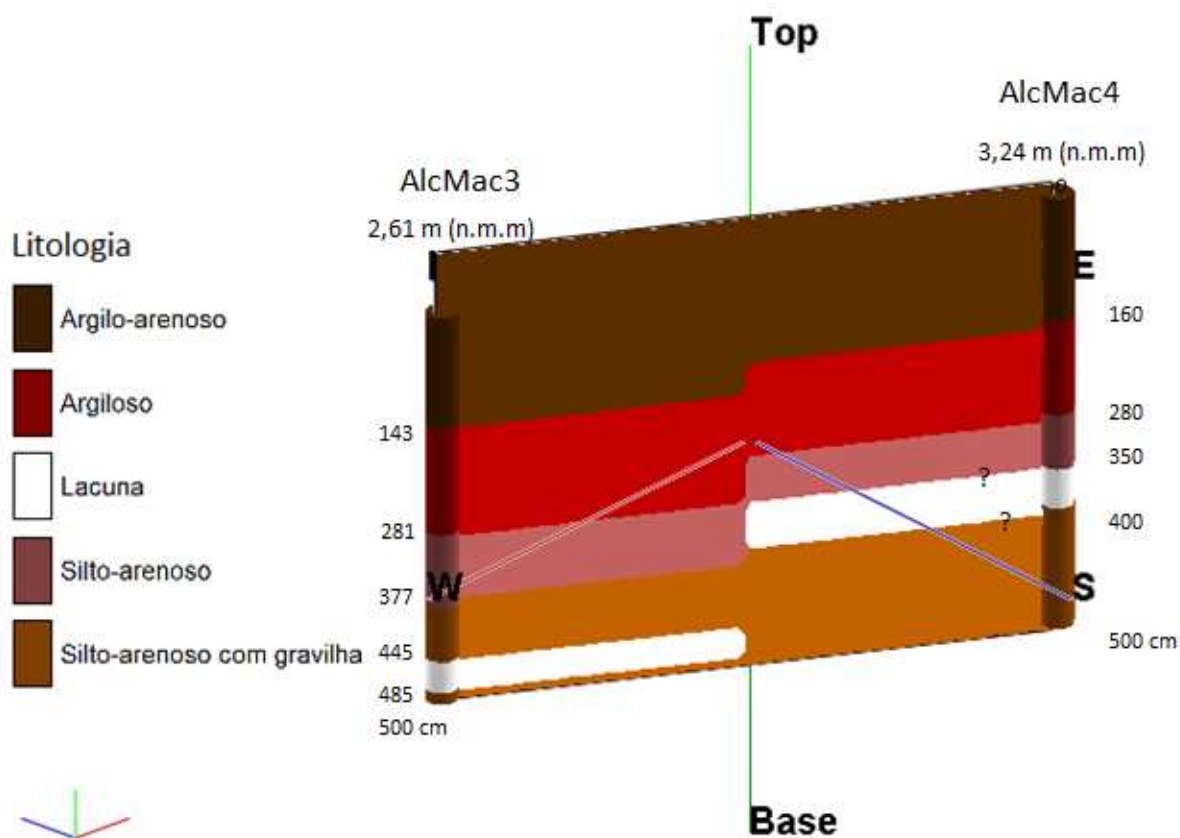


Fig. 34 – Logs lito-estratigráficos em 3D.

A Fig. 34 é representativa de um diagrama de cerca. A vantagem proporcionada por este modelo consiste na possibilidade de observar o interior do modelo tridimensional, sobretudo a sua interpolação, permitindo mais tarde a validação ou não do modelo sólido em três dimensões.

Após a definição das camadas litológicas do fundo da várzea de Maceira foi possível gerar modelos litológicos tridimensionais. Os modelos tiveram em consideração toda a informação obtida através da análise da composição fundamental das amostras das duas sondagens em estudo, mas também da topografia.

O processamento do modelo litológico tridimensional sem permitir a escolha do método de interpolação torna-o um pouco limitado, pois torna a descrição litológica da sondagem e a sua área de influência como exata, não considerando pontos distantes mas com a mesma descrição litológica numa unidade contínua. No entanto, é possível escolher alguns sub-itens. Foram gerados

três modelos litológicos sólidos em 3D. No primeiro, os *voxels* são representados em pontos (Fig. 35), enquanto nos outros dois modelos os *voxels* são representados em área (Figs. 36 e 37).

A Fig. 36 foi efetuada através do algoritmo de harmonização aleatória (*randomize blending*), atenua as mudanças das camadas litológicas criando, por vezes, intercalações de unidades litológicas, enquanto a Fig. 37 realizada com recurso à interpolação de pontos externos (*interpolate outliers*), mostra a alternância das camadas litológicas mais bruscamente, mas sem induzir em erro o leitor da existência alternada de camadas.

A grelha do modelo sólido definida apresenta uma forma retangular e uma malha quadrada. O modelo sólido é subdividido em células tridimensionais, designadas de *voxel*, com 0,2 m de lado em todas as dimensões. Este valor, como referido no Capítulo 3, é estimado de acordo com os dados posicionais das sondagens. Mas as diversas tentativas de modelação indicaram que estes valores não eram mais indicados, tendo sido testados diversos espaçamentos entre os nós da malha até se chegar ao valor ideal. Este espaçamento ótimo foi de um metro para os eixos *x* e *y* e de 0,2 m para o eixo dos *z*.

A sondagem AlcMac4 situa-se a 3,24 m acima do n.m.m., enquanto a sondagem AlcMac3, localizada numa pequena depressão existente na várzea de Maceira, está a 2,61 m acima do mesmo nível. As sondagens distam entre si em seis metros, tendo ambas uma amostragem de cinco metros de profundidade. Para que a informação pudesse ser utilizada de forma coerente foi necessário aumentar a profundidade da sondagem AlcMac4 em mais 63 cm, valor que corresponde à diferença topográfica entre as duas sondagens em análise. Esta alteração permite uma melhor visualização do modelo tridimensional dos fundos da várzea de Maceira, visto que o programa *RockWorks 15* assume as lacunas como sendo estratigráficas. Assim, a lacuna existente em AlcMac3 entre 445 e 485 cm de profundidade estava a ser interpolada apenas como um tipo de material, devido à falta de informação após 500 cm de profundidade da sondagem AlcMac4.

A avaliação dos modelos tridimensionais é satisfatória, visto que apresentam uma boa visualização espacial. Mas mais importante que o processamento e a visualização do modelo sólido, é a sua interpretação, que depende do conhecimento geológico da área, mas também do domínio do *software*.

A melhor maneira de validar o modelo consiste em compará-lo com os *logs* lito-estratigráficos da informação original. Desta forma, os modelos sólidos de tipo litológico (Figs. 35, 36 e 37) assemelham-se ao diagrama de cerca (Fig. 34) pelo que os modelos tridimensionais são robustos.

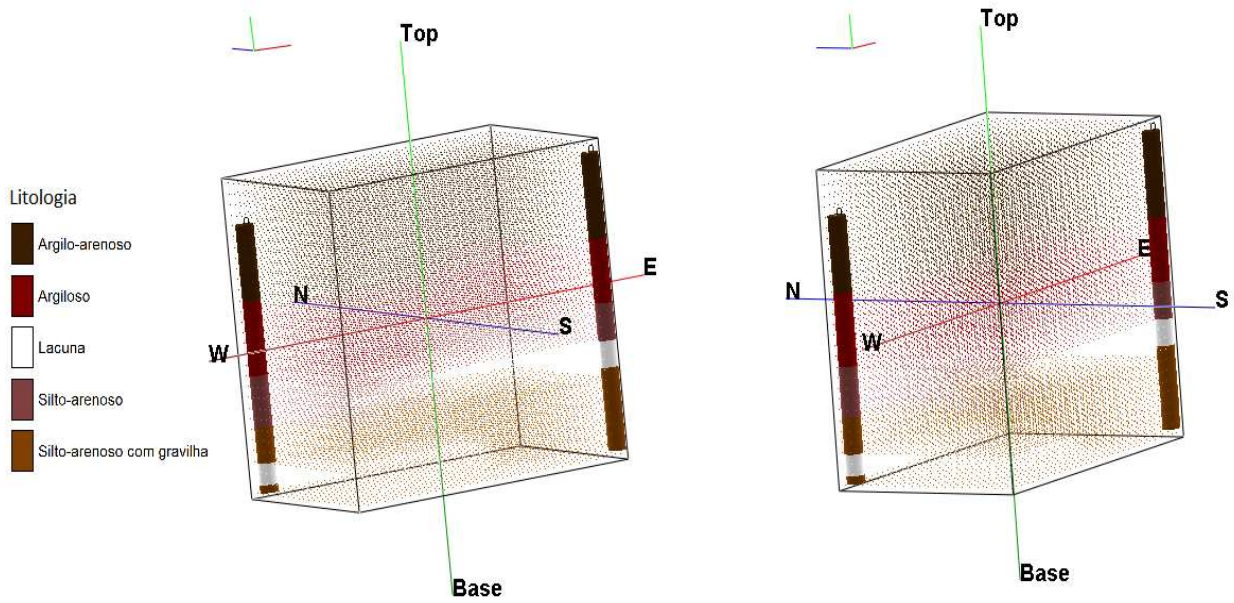


Fig . 35 – Representação em 3D em *midpoint* da evolução da várzea de Maceira.

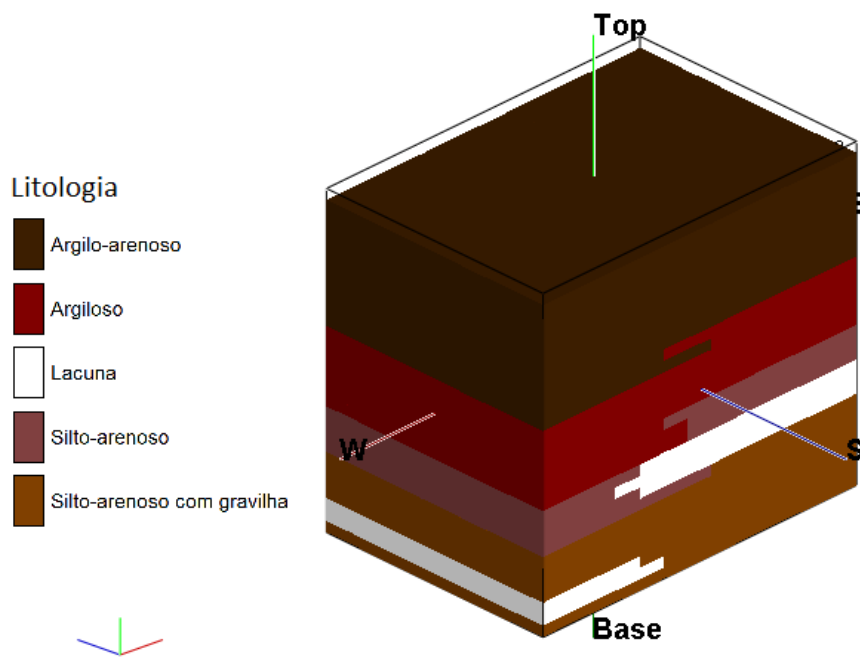


Fig . 36 – Representação em 3D em *full voxel* da evolução da várzea de Maceira através da harmonização aleatória

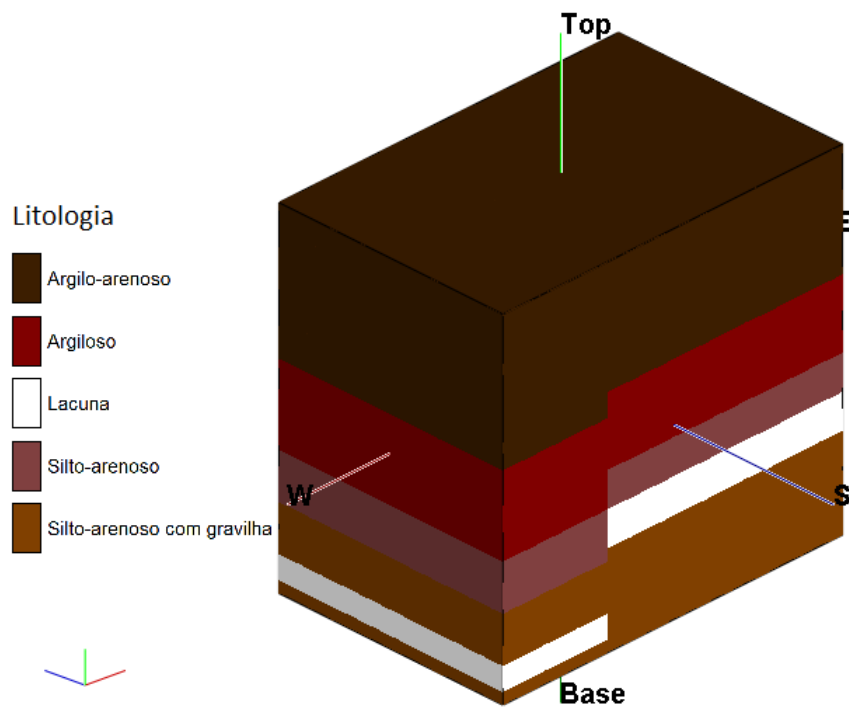


Fig . 37 – Representação em 3D em *full voxel* da evolução da várzea de Maceira através da interpolação de pontos externos.

Considerações finais

Todo o processo de abordagem científica multidisciplinar exercido ao longo desta investigação permitiu compreender o quão difícil é amadurecer toda a informação adquirida, sobretudo quando a investigação em curso é balizada em apenas um ano, pelo que sinto a necessidade de aprofundar um pouco mais alguns dos temas estudados.

No entanto, o principal objetivo desta dissertação foi atingido através da modelação tridimensional do cripto-relevo da várzea de Maceira, desde os últimos 5000 anos.

A avaliação das mudanças texturais dos sedimentos preservados na várzea de Maceira permitiu relacioná-los com a sua proveniência. Os sedimentos analisados das duas sondagens em estudo são, fundamentalmente, de origem fluvial, mas o estuário interior do Rio Alcabrichel sofreu influência marinha até cerca de 200 cm de profundidade, como atesta a quase contínua riqueza biológica marinha.

As sondagens em estudo permitiram distinguir quatro unidades sedimentológicas através da sua composição fundamental (Ucf), da base para o topo: (i) Ucf1, onde predomina a fração silto-argilosa, embora seja a unidade mais grosseira, com intercalações de leitos arenosos e gravilha e em que a matéria orgânica é mais abundante, nomeadamente fragmentos de conchas de bivalves e búzios; (ii) Ucf2 apresenta um registo sedimentar menos arenoso que o anterior, mas igualmente rico em restos biológicos tipicamente marinhos; (iii) em Ucf3 há maior domínio da fração lutítica, geralmente superior a 90%; (iv) Ucf4 predominância, quase exclusiva, da fração argilosa, mas com leitos de areia e gravilha.

Ambas as sondagens revelam uma sequência positiva dos ambientes de sedimentação, com materiais cada vez mais finos e melhor calibrados em direção ao topo das sondagens. Os sedimentos revelam um enriquecimento de grosseiros e tendem a ser leptocúrticos para o topo. Estes resultados demonstram realmente o poder de calibração do curso fluvial, em que as distribuições leptocúrticas representam sedimentos unimodais a bimodais, relativamente bem selecionados na parte central da distribuição granulométrica. Este facto é bastante nítido nos primeiros 50 cm superiores das sondagens, que indiciam que após um período calmo (Ucf3), de decantação de material de granulometria mais fina, ocorreu em Ucf4 um ambiente mais energético, como demonstram estes dados e o aumento em teor de areia e gravilha. A unidade Ucf3 essencialmente composta por materiais lutíticos é caracterizada por uma elevada população

de saltação, tornando-se após esta unidade até à base um processo de transporte residual. Até aos 350 cm de profundidade, as areias são principalmente fluviais com fluxo unidirecional, revelando uma melhor calibração das areias.

As unidades Ucf2 e Ucf1 são representativas de ambientes mais energéticos como testemunham os sedimentos que as compõem, de granulometria mais grosseira e mal calibrada, podendo estar relacionados com o fluxo bidirecional que os transportaram. Os processos de transporte dominantes nestas duas unidades sedimentares são o rolamento e a saltação.

A sequência sedimentar e a existência de biorestos não é reveladora de alterações climáticas significativas, ocorridas nos últimos 5000 anos, excetuando um nível estéril em restos biológicos. Tendo em conta alguns dados publicados, este nível pode ser indicativo de uma fase climática mais árida e fria.

A variação da composição fundamental ilustra condições de sedimentação distintas: (i) mais energéticas em Ucf1, sugerindo um estuário influenciado pela dinâmica marinha, com registo sedimentar mais arenoso e rico em restos biológicos; (ii) Ucf2 evidencia ainda a influência marinha no estuário interior do Rio Alcabrichel, mas demonstra condições cada vez menos energéticas; (iii) uma mudança nítida para um ambiente menos energético em Ucf3, o que permitiu a decantação de materiais de granulometria mais fina; (iv) Ucf4 retrata a situação atual de um ambiente menos energético, podendo contudo registar episódios de enxurrada testemunhados por areias e cascalho.

As unidades anteriormente descritas foram essenciais para a modelação tridimensional da evolução dos fundos da várzea de Maceira, que permitiram atingir um modelo tridimensional litológico satisfatório. Porém, duas sondagens não são suficientes para caracterizar todo o cripto-relevo da várzea de Maceira. A fim de completar esta investigação é necessário analisar sedimentos mais próximos do canal fluvial, visto que as sondagens analisadas encontram-se um pouco afastadas do mesmo, o que permitirá que os próximos modelos litológicos gerados sejam mais reais e eficazes.

Bibliografia:

Administração da Região Hidrográfica do Tejo (2011) – *Plano das bacias hidrográficas das ribeiras do Oeste – Síntese para consulta pública*. Ministério da Agricultura, Mar, Ambiente e Ordenamento do Território. 351p.

Alcoforado, M.J.; Alegria, M.F.; Ramos-Pereira, A; Sirgado, C. (1982, 2ª edição em 1993) - Domínios Bioclimáticos em Portugal, definidos por comparação dos Índices de Gaussen et d'Emberger, Linha de Acção de Geografia Física, relatório nº14, C.E.G., I.N.I.C., Lisboa, 30p. + 2 mapas.

Alday, M.; Cearreta, A.; Cachão, M.; Freitas, M. C.; Andrade, C.; Gama, C. (2006) – Micropalaeontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66: 532-543.

Andrade, C. e Freitas, M. C. (1999) – E se a estufa em que vivemos for inundada? – A subida do nível do mar: algumas causas e consequências.

Antunes, C. e Taborda, R. (2009) – Sea level at Cascais tide gauge: data, analysis and results. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), 218-222. Lisbon, Portugal.

Araújo-Gomes, J. (2010) – *Estuário da Ribeira de Bensafrim: Leitura geo-arqueossismológica*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade Lisboa, Lisboa.

Azevêdo, T.; Ramos-Pereira, A.; Ramos, C.; Nunes, E.; Freitas, M.; Andrade, C.; Pereira, D. (2007) – Floodplain sediments of the Tagus River, Portugal: assessing avulsion, channel migration and human impact. In Gary Nichols, Edward Williams, Chris Paola (ed.), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*, Special Publication nº 38 of the International Association of Sedimentologists, Wiley-Blackwell, Chichester, 535-554.

Balsillie, J. H.; Donoghue, J. F.; Butler, K. M.; and Koch, J. L. (2002) - Plotting equation for Gaussian percentiles and a spreadsheet program for generating probability plots: *Journal of Sedimentary Research*, 72 (6): 929-933.

Blott, S. e Pye, K. (2001) – Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248.

Bond, G.; Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, O.; deMenocal, P.; Priore, P.; Cullen, H.; Hajdas, I. e Bonani, G. (1997) – A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 78: 1257-1266.

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.

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.

Boski, T.; Camacho, S.; Moura, D.; Fletcher, W.; Wilamowski, A.; Veiga-Pires, C.; Correia, V.; Loureiro, C. e Santana, P. (2008) – Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuarines of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77:230-244.

Boski, T.; Delgado, J.; Nieto, J. M.; Pereira, L. (2010) – Geoquímica de metais vestigiais em sedimentos do preenchimento Holocénico do Estuário do Guadiana. *X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XVI Semana de Geoquímica. Geoquímica ambiental e geologia médica*, 1-5.

Brito, P. (2009) – *Impactos da elevação do nível médio do mar em ambientes costeiros: o caso do estuário do Sado*. Tese de Doutoramento em Geologia (Geologia Económica e do Ambiente), Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 344p.

Broecker, W.; Denton, G. (1990) – What drives glacial cycles?. *Scientific American*, 262 (1): 49-56.

Chaminé, H.; Fonseca, P.E.; Carvalho, J. M.; Azevedo, M.; Gomes, A.; Teixeira, J. (2004) – Geometria, cinemática e dinâmica diapírica da morfoestrutura do Vimeiro (Torres Vedras, Portugal central): implicações para um modelo hidrogeológico. *Caderno Laboratório. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, 29: 9-30.

Cruces, A.; Quaresma, J. C.; Freitas, M. C.; Andrade, C.; Ferreira, T.; Araújo, M. F. (2011) – Evidências geológicas e arqueológicas para a transição climática entre o Período Quente Romano e o “Período das Trevas” no SW alentejano (Portugal). *IV Jornadas do Quaternário – 1st International Conference, Alterações Ambientais e interação humana na fachada atlântica ocidental*. Coimbra, pp. 28.

Delgado, J.; Boski, T.; Nieto, J. M.; Pereira, L.; Moura, D.; Gomes, A.; Sousa, C.; Garcia-Tenorio, R. (2012) – Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Ibéria). *Quaternary Science Review*, 1-21.

Desprat, S.; Goñi, M.; Loutre, M. F. (2003) – Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 63-78.

Dias, J. A. (2004) – A história da evolução do litoral português nos últimos vinte milénios. *In: Tavares, A.A., Tavares, M.J.F. & Cardoso, J.L., Evolução Geohistórica do Litoral Português e Fenómenos Correlativos: Geologia, História, Arqueologia e Climatologia*, pp. 157-170.

Dinis, J. L.; Henriques, V.; Freitas, M. C.; Andrade, C.; Costa, P. (2006) – Natural to anthropogenic forcing in the Holocene evolution of three coastal lagoons (Caldas da Rainha valley, western Portugal). *Quaternary International*, 150: 41-51.

Farinha, J. C.; Costa, L.; Trindade, A.; Araújo, P. R. & Silva, E. P. (2001) – Zonas Húmidas portuguesas de importância internacional – sítios inscritos na Convenção Ramsar. *ICN*, Lisboa, 88p.

Ferreira, R. (2007) – *Caracterização geoambiental do sítio da Carrasqueira (Estuário do Sado)*. Tese de Mestrado em Ciências da Terra e da Vida para o Ensino, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 276p.

Folk, R.L. e Ward, W. C. (1957) - Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3–26.

Freitas, M. C.; Cruces, A. e Andrade, C. (2000) – As lagunas de Melides e de Santo André: evolução e comportamento morfodinâmico. *In Carvalho, G.S., Gomes, F.V. e Pinto, F.T. (eds). A zona costeira do Alentejo, Assoc. Eurocoast-Portugal*, pp. 27-44.

- Friedman, G. (1961) – Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(2): 514-529.
- Friedman, G. e Sanders, J. (1978) – *Principles of Sedimentology*. Jonh Wiley & Sons. New York, 792p.
- Henriques, M. V.; Freitas, M. C.; Andrade, C.; Cruces, A. (2002) – Alterações morfológicas em ambientes litorais desde o último máximo transgressivo – exemplos da Estremadura e do Alentejo. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Lisboa, 1:103-113.
- Issar, A. (2003) – Climate changes during the Holocene and their impact on hydrological systems. *International Hydrology Series*. Cambridge University Press, 144p.
- Lencastre, A.; Franco, F. (2003) – *Lições de Hidrologia*. 3ª edição, Fundação Armando Lencastre, Lisboa.
- Lessa, G.; Masselink, G. (2006) – Evidence of a Mid-Holocene sea level highstand from the sedimentary record of a macrotidal barrier and paleoestuary system in Northwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 22: 100-112.
- Magny, M.; Vannière, B.; Calo, C.; Millet, L.; Leroux, A.; Peyron, O.; Zanchetta, G.; La Mantia, T.; Tinner, W. (2011) – Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy – *Quaternary Science Reviews*, 30: 2459-2475.
- Manuppella, G.; Antunes, M. T.; Pais, J.; Ramalho, M. M.; Rey, J. (1999) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 30-A Lourinhã. Departamento de Geologia. Instituto Geológico e Mineiro. Lisboa, 83p.
- Martín-Puertas, C.; Valero-Garcés, B. L.; Brauer, A.; Mata, M. P.; Delgado-Huertas, A. e Dulski, P. (2009) – The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*, 71: 108-120.
- Miranda, P. (2001) - Meteorologia e Ambiente. *Universidade Aberta*, 325p.
- Morellón, M.; Pérez-Sanz, A.; Corella, J. P.; Büntgen, U.; Catalán, J.; González-Sampériz, P.; González-Trueba, J.; López-Sáez, J.; Moreno, A.; Pla-Rabes, S.; Saz-Sánchez, M.; Scussolini, P.; Serrano, E.; Steinhilber, F.; Stefanova, V.; Vegas-Vilarrúbia, T.; Valero-Garcés, B. (2012) – A multi-proxy perspective on Millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past*, 8:683-700.
- Morhange, C.; Laborel, J.; Hesnard, A. (2001) – Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166: 319-329.
- Neves, M. (2006) – *Os sistemas litorais da Estremadura Norte. Classificação e caracterização geomorfológica*. Linha de Investigação em Dinâmica Litoral e Fluvial, Relatório nº 4. CEG-UL, 118p.
- Osher, L. J. e Flannagan, C. T. (2007) – Soil/ Landscape Relationships in a Mesotidal Maine Estuary. *Soil Science Society of America*, 71 (4): 1323 – 1334.
- Peixoto, J. P. (1987) – As variações do clima e o ambiente. Sec. Est. Amb., Lisboa.

Perez-Arlucea, M.; Mendez, G.; Clemente, G.; Nombela, M.; Rubio, B.; Filgueira, M. (2005) – Hydrology, sediment yield, erosion and sedimentation rates in the estuarine environment of the Ria de Vigo, Galicia, Spain. *Journal of Marine Systems*, 54: 209-226.

Perillo, G. (1995) – Geomorphology and Sedimentology of estuaries. *Elsevier Science Publications B. V.*, Amsterdam, 459p.

Ramos, C. (2009) - *Dinâmica Fluvial e ordenamento do território*. Núcleo de Investigação em Sistemas Litorais e Fluviais, SLIF-6, CEG –UL, 94p.

Ramos-Pereira, A.; Ramos, C.; Trindade, J.; Araújo-Gomes, J.; Rocha, J.; Granja, H.; Gonçalves, L.; Monge Soares, A.; Martins, J. M. (2011) – FMI 5000: Um projecto sobre mudanças ambientais holocénicas. *Finisterra*, 91: 99-106.

Ramos-Pereira, A.; Trindade, J.; Ramos, C.; Soares, A.; Danielsen, R.; Granja, H.; Torres, A.; Ribeiro, A.; Martins, J.; Portela, P. (2012) – A multi-proxy analysis in the assessment of fluvio-marine interactions over the last 5000 years. *EGU General Assembly 2012*. Viena, p. 12723.

Ramos-Pereira, A.; Borges, B.; Monge-Soares, A.; Santos, A.; Neves, M. (2007) – Coastal palaeoenvironments: a balance between sea level fluctuations and neotectonics. Examples on Portuguese Estremadura, in *Gómez-Pujol, L. & Fornós, J. J. (Eds.) – Investigaciones recientes (2005-2007) en Geomorfología Litoral*, 175:177.

Sabatier, P.; Dezileau, L.; Colin, C.; Briquieu, L.; Bouchette, F.; Martinez, P.; Siani, G.; Raynal, O.; von Grafenstein, U. (2012) – 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*, 77:1-12.

Sahu B. K. (1964) - Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34 (1): 73–83.

Sampath, D.; Boski, T.; Martins, F.; Sousa, C.; Filho, F.; Bezerra, F. (2011) – Forecasting and Hindcasting Long-term Morphological Evolutions of Estuaries and Lagoons in Response to Sea Level Rise. *Journal of Coastal Research*, 64: 691-695.

Santos, F. D. (2006) – Problemática das Alterações Climáticas no Início do Século XXI. In Santos, F. D. & Miranda, P. (eds), *Alterações Climáticas em Portugal – Cenários, impactos e medidas de adaptação*. Projecto SIAM II, Gradiva, Lisboa, Portugal, pp. 19-43.

Schneider, H.; Höfer, D.; Trog, C.; Busch, S.; Schneider, M.; Baade, J.; Daut, G.; Mäusbacher, R. (2010)- Holocene estuary development in the Algarve Region (Southern Portugal) – a reconstruction of sedimentological and ecological evolution. *Quaternary International*, 221, 141-158.

Swindles, G.; Plunkett, G. e Roe, H. (2007) – A delayed climatic response to solar forcing at 2800 cal. BP: multiproxy evidence from three Irish peatlands. *The Holocene*, 17 (2): 177-182.

Trindade, J. (2001) - *Evolução geomorfológica do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel*. Tese de Mestrado em Geografia Física e Ambiente, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, Lisboa, 121p.

Trindade, J. (2002) – Evolução geomorfológica do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel – Lourinhã. *Finisterra*, 73: 121-123.

Trindade, J.; Ramos-Pereira, A.; Neves, M. (2007) - Monitorização da morfodinâmica de praias com DGPS e Estação Total. Comparação de resultados. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Lisboa, volume V : 293-301. (ISBN: 972-636-167-2 – 978-972-636-167-1).

Trindade, J. (2010) – *Monitorização e análise de indicadores da dinâmica de praias expostas*. SLIF – 7, Centro de Estudos Geográficos, IGOT-UL, 120p.

Trindade, J. (2011) - Evolução geomorfológica do Baixo Alcabrichel e da Ribeira de Toledo. in Araújo, A. (eds.) O concheiro de Toledo no contexto do Mesolítico Inicial do litoral da Estremadura, *Trabalhos de Arqueologia*, 51: 17-36.

Vis, G.; Kasse, C. e Vandenberghe, J. (2008) – Late Pleistocene and Holocene paleogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1682-1709.

Visher, G. (1969) – Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3): 1074-1106.

Wanner, H.; Beer, J.; Bütikofer, J.; Crowley, T.; Cubasch, U.; Flückiger, J.; Goosse, H.; Grosjean, M.; Joos, F.; Kaplan, J.O.; Küttel, M.; Müller, S.A.; Colin-Prentice, I.; Solomina, O.; Stocker, T.F.; Tarasov, P.; Wagner, M. e Widmann, M. (2008) – Mid- to Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1791-1828.

Zazo, C. (2006) – Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología*, 20 (3-4): 115-130.

Zazo, C.; Dabrio, C. J.; Goy, J. L.; Lario, J.; Cabero, A.; Silva, P. G.; Bardají, T.; Mercier, N.; Borja, F.; Roquero, E. (2008) – The coastal archives of the last 15ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, 181: 72-87.

Zbyszewski, G.; d'Almeida, F. M.; Assunção, C. T. (1955) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 30-C Torres Vedras. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 33p.

Zbyszewski, G.; Assunção, C. T. (1965) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 30-D Alenquer. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 104p.