

ASSOCIAÇÃO EUROCOAST-PORTUGAL



Dunas da Zona Costeira de Portugal

Patrocínio:



FUNDAÇÃO
PARA A CIÊNCIA
E A TECNOLOGIA
(MINISTÉRIO DA CIÊNCIA
E TECNOLOGIA)



G. Soares de Carvalho,
F. Veloso Gomes & F. Taveira Pinto

Ancient Dune Systems in Oporto Region

Maria da Assunção Araújo

Instituto de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto

Rua Manuel Bandeira, 147 – Hab 73

4150 Porto

Tel: 02-609 41 31; Fax: 02-609 42 96

E-mail:

Resumo

No litoral da região do Porto, as dunas “subactuais” parecem estar associadas a condicionalismos topográficos específicos: encontram-se nas áreas mais baixas e mais expostas aos ventos de noroeste.

Não é fácil encontrar dunas claramente fósseis. Todavia elas existiram e deixaram diversos vestígios, sobretudo na chamada “formação areno-péltica de cobertura”, que herdou, de antigos sistemas dunares hoje desaparecidos, as suas areias redondas e foscas.

Na área a sul de Espinho, pelo contrário, encontram-se diversos sistemas eólicos fósseis, ~~de idades compreendidas entre o final do Würm e fases muito recentes dentro do Holocénico~~ (pequena idade do gelo).

Como explicar as diferenças verificadas?

Existe uma clara influência do contexto tectónico. Assim, a faixa litoral a sul de Espinho apresenta-se como uma bacia subsidente, onde a sedimentação arenosa e a respectiva mobilização eólica foram mais importantes que a norte e onde, devido a uma maior intensidade de sedimentação as formações superficiais são mais recentes, mascarando, eventualmente, a existência de formações mais antigas, em profundidade. A própria existência de formações eólicas espessas terá impedido, pela sua porosidade, a ocorrência de fenómenos solifluxivos na faixa costeira a sul de Espinho.

Porém, não é de excluir uma eventual influência da localização geográfica no clima. Com efeito, a passagem da frente polar na fachada ocidental da península Ibérica durante o Würm traduziu-se numa rápida variação climática segundo a latitude. Assim, é natural que os períodos frios e secos, a norte, fossem menos frios e bastante mais secos a sul, criando condições propícias à formação de dunas.

As fases frias e húmidas, a norte, propícias aos fenómenos solifluxivos, seriam bastante menos frias a sul e corresponderiam à formação de depósitos lagunares.

Palavras chave: “Formação areno-péltica de cobertura”, depósitos lagunares, podzol, surraipa, dunas fósseis

Abstract

In Oporto area subactual dunes can be find mainly in low, wind exposed areas. However, fossil dunes are not easy to find. They left some tiny remains, but the main proof of their existence is the importance of well rounded, dull sand grains in a solifluxive formation which covers thoroughly the littoral platform of this area.

On the contrary, at the south of Espinho, one can find several fossil dune systems interstratified with lagunar deposits. The ^{14}C ages of those fossil dunes goes from the würmian times till the "Little Ice Age".

It is probable that the tectonically subsiding context of this southern area has something to do with dune formation. However, we may suppose, also, that climate differentiation from north to south may have some influence on that too. The polar front was passing near this area during würmian times so this might result in a strong contrast between the north and the south of the studied area.

Dry and cold periods during the late Pleistocene and the Holocene might be a little dryer at the south, leading to important dune formation.

Cold and moist phases might be more severe at the north, leading to solifluxive environments, and milder to the south, resulting in lagunar deposits.

Keywords Solifluxive deposits, lagunar deposits, podzol soils, fossil dunes

A Distribuição Geográfica da Cobertura Eólica entre a Foz do Rio Ave e a Praia de Cortegaça

As dunas actuais não são um elemento geomorfológico marcante na paisagem do litoral da região envolvente da cidade do Porto.

Se observarmos as figs. 1 e 2 verificamos que, na área situada entre o porto de Leixões e 1km a sul do estuário do Douro (praia de Lavadores), não se encontra qualquer mancha considerada como de "areia de duna". As formações eólicas aparecem imediatamente a norte da praia da Boa Nova, atingindo aí cerca de 1,5 km de largura. A cobertura de dunas mantém-se, embora de forma descontínua, até à latitude de Vila Chã. Daí até à foz do Rio Ave a cobertura dunar torna-se praticamente contínua, atingindo 2 km de largura e altitudes próximas dos 40m, à latitude do Mindelo.

Para sul do Douro a cobertura eólica é bastante mais restrita. Com efeito, só a partir da praia de Francelos se encontram as primeiras manchas cartografáveis, ainda de pequena dimensão. A sul de Espinho a área coberta por formações eólicas começa a alargar-se. No limite sul da figura 2 já atinge uma largura de quase 3 km. Todavia, as acumulações dunares restringem-se, ainda, a altitudes bastante baixas, que não ultrapassam os 15 m. Na folha 13-C da carta geológica (Ovar) essa altitude sobe rapidamente, atingindo 72m à latitude do vértice geodésico de Ovar (fig. 7). A mancha de depósitos eólicos alarga-se também e, nesse mesmo local, ocupa uma área de quase 7 km de largura a contar da linha de costa.

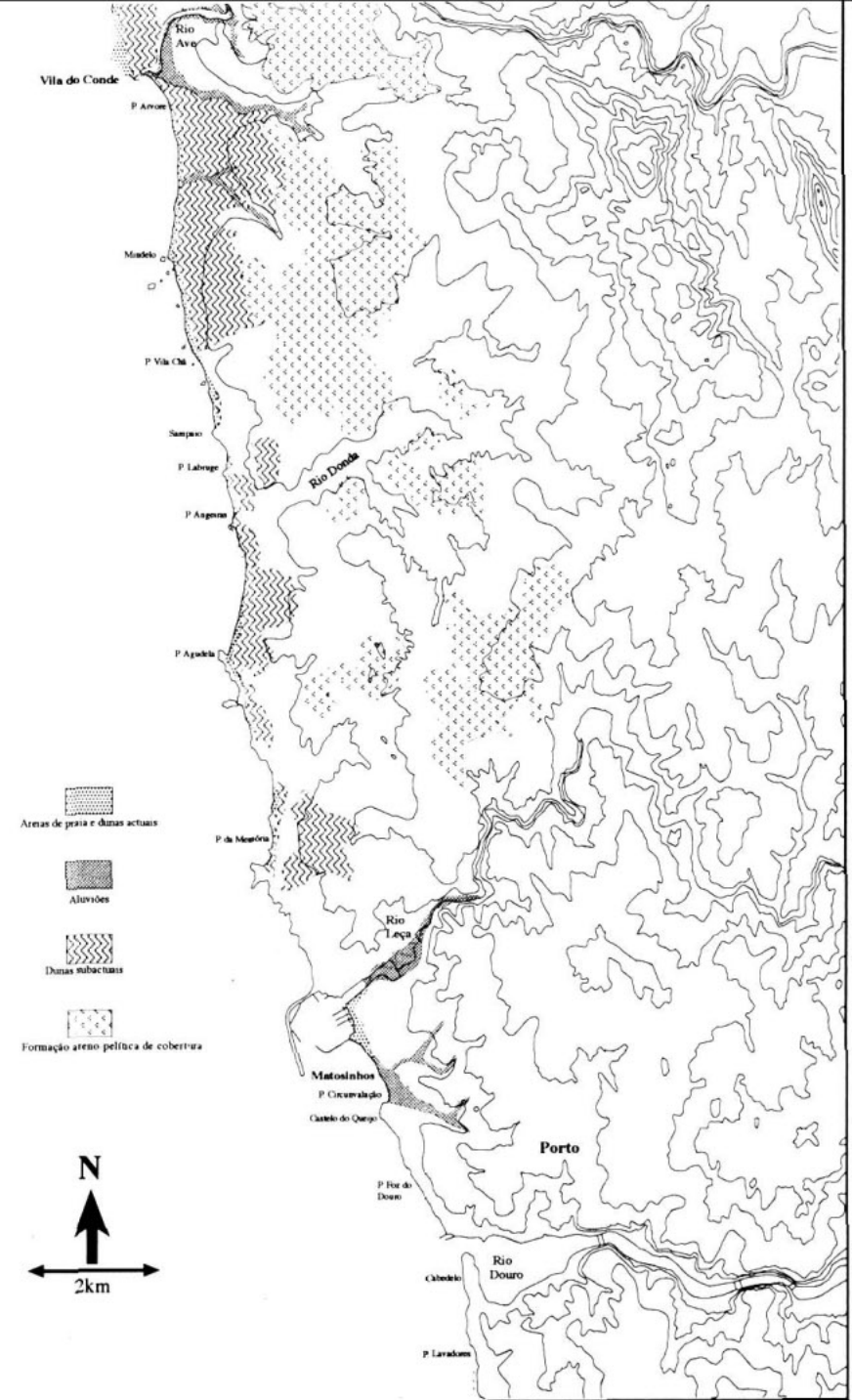


Figura 1 – Topografia e depósitos fini-wurmianos (parte norte da área estudada). (Equidistância das curvas de nível=25 m. Baseado na carta corográfica de Portugal de escala 1:50.000)

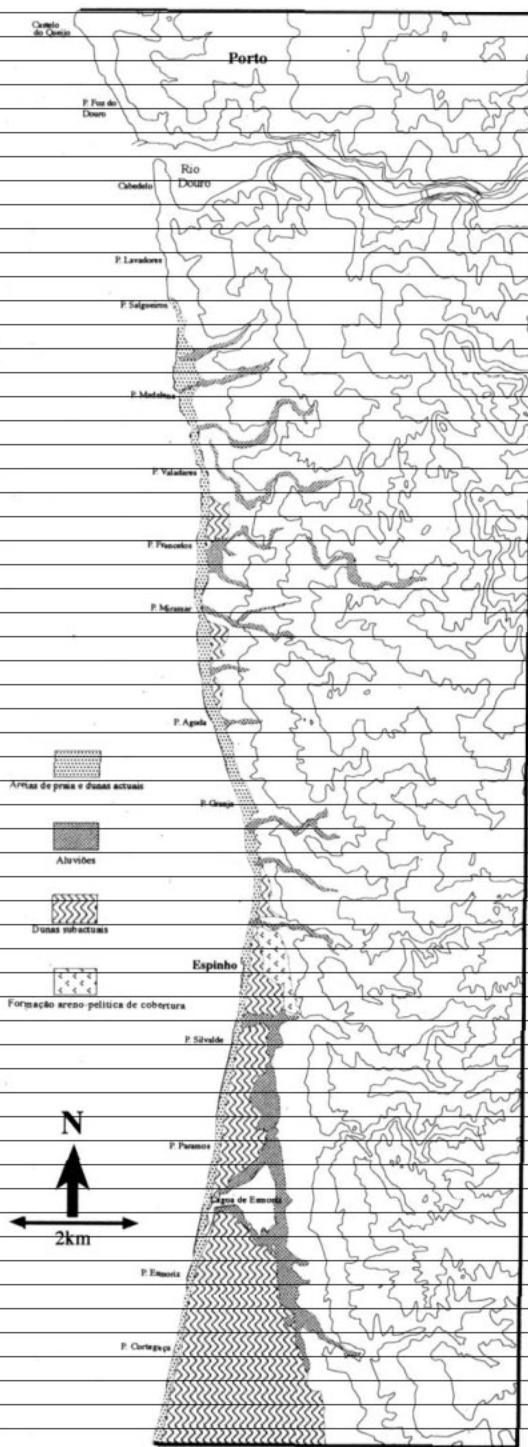


Figura 2 – Topografia e depósitos fini-wurmianos e holocénicos (parte Sul da área estudada).
(Equidistância das curvas de nível=25 m. Baseado na carta corográfica de Portugal de escala 1:50.000)

Uma análise mais aprofundada das figs. 1 e 2 demonstra uma clara relação das formações eólicas com a topografia da área. Assim, a sul da foz do Ave, abre-se um largo anfiteatro em que a curva de nível dos 25m se afasta da linha de costa, favorecendo a existência de uma mancha de dunas com cerca de 2km de largura, subindo até cerca de 40m de altitude.

A área situada entre a foz do Rio Leça e a praia de Salgueiros é uma daquelas onde a curva dos 25m mais se aproxima da linha de costa actual. Curiosamente, aí não se encontram depósitos eólicos cartografáveis.

Os raros afloramentos de dunas existentes a norte de Espinho situam-se todos em áreas relativamente deprimidas (Francelos, Aguda).

Mas a maior incidência de areias eólicas ocorre a sul de Espinho (cf. fig. 7), onde, como se sabe, existe uma vasta área deprimida que funciona como uma espécie de antecâmara da laguna de Aveiro.

Cabe perguntar a razão de ser desta distribuição. Segundo I. LIVINGSTONE & A. WARREN (1996), "muitos campos dunares litorais situam-se em plataformas litorais com baixo declive. Isso pode acontecer devido à erosão costeira, a uma subsidência tectónica ou quando o mar em transgressão encontra áreas de baixo relevo previamente rebaixadas pela erosão fluvial".

No caso da área estudada, parece haver uma certa relação com as linhas gerais da tectónica regional. Assim, as áreas tectonicamente deprimidas, para além de facilitarem a mobilização das areias, são, geralmente, áreas de sedimentação. Daí resulta a acumulação de areias disponíveis para uma remobilização pelo vento. Este facto poderá explicar o evidente contraste que se verifica entre o sector costeiro relativamente soerguido que vai desde a praia de Castelo do Queijo até à praia de Salgueiros, onde as formações finiwürmianas e holocénicas não estão cartografadas e as áreas a sul de Espinho, que prenunciam a ampla bacia de sedimentação que é a orla mesocenozóica ocidental, onde estas formações são muito extensas.

As regras acima indicadas também se aplicam aos casos em que houve uma pequena descida do nível do mar, depois do óptimo pós-glaciar, que terá libertado largas planícies litorais cobertas de areias de praia, prontamente recicladas em dunas que hoje, pelo contrário, sofrem processos erosivos decorrentes da subida do nível do mar consequente ao fim da pequena idade do gelo.

Porém, a própria exposição aos ventos dominantes parece ser um factor não negligenciável. Diversos casos poderiam ser apontados, mas aquele que nos parece mais claro diz respeito ao Rio Douro, que possui uma considerável acumulação de areias eólicas na margem norte, que se tornam bem menos expressivas na margem sul. O mesmo se verifica na área de Espinho e relativamente ao ribeiro que desagua perto da praia da Árvore. Com efeito, os cursos de água são obstáculos importantes à progressão das areias eólicas devido ao processo de precipitação das areias eólicas em suspensão dentro dos cursos de água e nas suas margens húmidas. Por isso as dunas se desenvolvem preferencialmente nas margens expostas aos ventos eficazes e desaparecem depois do obstáculo que os cursos de água constituem.

A forma como se desenha a acumulação dunar na margem esquerda do rio Ave sugere, além disso, que os ventos mais eficazes têm um rumo de noroeste já que é ao longo de corredores com essa orientação que as areias eólicas parecem progredir.

Cabe-nos, agora, perguntar: qual a idade dos sistemas dunares representados nas cartas geológicas? Serão todos contemporâneos?

A duna primária, dada a sua pequena extensão transversal, dificilmente pode ser representada em mapas de escala 1:50000, aparecendo, geralmente, associada à praia. Assim, as dunas representadas na cartografia geológica (e no mapa da fig.1) são geralmente dunas secundárias, fixadas pela vegetação, e por isso mesmo não actuais.

Será possível definir um pouco melhor a respectiva idade? Haverá ou não sistemas eólicos fósseis no litoral desta região? Uma das chaves para a obtenção da resposta a esta pergunta repousa na relação dos depósitos dunares com a formação areno-pelítica de cobertura

A "Formação Areno-Pelítica de Cobertura" e a sua Importância para a Compreensão dos Depósitos Eólicos Fósseis

De entre as formações fini-würmianas e holocénicas representadas nas figuras 1 e 2, a formação de cobertura é aquela que se apresenta como a mais antiga.

Esta formação já era conhecida muito antes da data de publicação da carta geológica do Porto (1957), embora lhe tivessem sido atribuídas designações diferentes daquela.

Assim, no final do século passado (1881), os depósitos de cobertura eram descritos com grande objectividade por V. Pereira Cabral que se referia a umas "argilas amarelas", que ora se sobrepunham aos "aluviões antigos", ora assentavam directamente nas rochas cristalinas.

Só em 1943 encontramos uma outra referência expressa aos depósitos de cobertura. Na primeira grande obra de síntese sobre o Quaternário em Portugal, G. Zbyszewski refere-se a um "limon" ou "limon loéssico", que se relaciona com condições de tipo periglacial e onde, frequentemente, se encontram muitos dos achados pré-históricos, cuja descrição constitui o principal objectivo do autor.

Em 1949, A. Guilcher assinalou a existência de depósitos do tipo "head" nos valeiros suspensos da área do cabo da Roca (citado por S. Daveau, 1984, e A. B. Ferreira, 1985)¹.

Data também de 1949 um estudo de L. Berthois (*Contribution à l'étude des limons de la région Nord du Portugal*) que constituiu uma referência fundamental para o estudo da formação de cobertura. Neste trabalho, baseado em análises sedimentológicas de pormenor, a formação em causa continua a ser designada como "limon".

¹ Todavia, segundo H. Nonn (1966), os depósitos do tipo head "clássico" parecem ter como limite meridional o Cabo Finisterra.

A expressão "formação areno-pelítica de cobertura" parece ter origem na carta geológica de escala 1:50.000 (folha 9-C: Porto), publicada em 1957.

Na respectiva notícia explicativa, da autoria de C. Teixeira, afirma-se que ela se sobrepõe "a alguns dos depósitos de praias antigas do Porto e de V. N. de Gaia", nomeadamente aos de Agramonte, Canidelo (80-90m) e Lavadores (30m). Além disso, "entre o Castelo do Queijo e o porto de Leixões cobre, mesmo, os depósitos de praia de 5-8m".

Efectivamente, o nosso conhecimento da área revelou-nos que a formação areno-pelítica de cobertura, em vários locais da plataforma litoral da região do Porto, se sobrepõe a depósitos marinhos provavelmente do último interglacial.

Por outro lado, é possível verificar que aquela formação só é coberta por depósitos considerados claramente holocénicos (aluviões, areias de praia e de duna).

Assim, parece claro que a sua atribuição estratigráfica deverá localizar-se algures no intervalo entre o último período interglacial (correspondendo a um nível alto do mar) e o Holocénico, o que aponta, efectivamente, para uma idade würmiana.

G. S. Carvalho estudou, em várias publicações, as relações entre diversos tipos de depósitos aparentemente relacionados com períodos frios. Assim, por exemplo, em "*Areias da Gândara (Portugal) - uma formação eólica quaternária*" (1964) refere-se a existência de formações solifluxivas contendo crioclastos e lenticulas de areia eólica. Começa, deste modo, a esboçar-se a tendência para pensar que as formações superficiais anteholocénicas representariam condições climáticas diversas, alternadamente frias e húmidas/frias e secas.

No seu trabalho de 1966 sobre a Galiza, H. Nonn refere a existência, em Mougás (cerca de 2.5 km a sul do cabo Silleiro), de uma formação humífera preenchendo os valeiros entalhados na "rasa", onde foi definida uma sequência que constitui uma referência fundamental para o estudo do final do Würm na fachada ocidental da Península Ibérica.

Nesse corte foi realizada uma análise polínica detalhada e foi possível, ainda, realizar datações pelo C14 de dois níveis (18200±900 BP e 11650).

Num trabalho mais recente (M. COSTA CASAIS *et. al.*, 1996) o depósito de Mougás é pormenorizadamente estudado, recorrendo a novas datações e a uma análise química e granulométrica detalhada. No trabalho citado são apresentadas outras datações obtidas para o depósito de Mougás, designadamente a de Butzer (1967)² que aponta para uma idade de 39900 anos. Referem-se datações de 14100±200 (horizonte cinza amarelado, perto da base do depósito), 13720±110 BP (horizonte A humífero, negro, com carvões), e 5530±60 (horizonte B pardo amarelado com muito carvão na base).

² BUTZER, K.W. (1967). Geomorphology and stratigraphy of the Paleolithic site of Budiño (Prov. Pontevedra, Spain). *Eiszeitalter und Gegenwart*. 18: 82-103.

pelas rápidas variações laterais que o depósito apresenta. Assim os diferentes autores acabam por datar níveis diversos e, por isso, dificilmente correlacionáveis.

De qualquer modo, parece evidente que o depósito de Mougás corresponde a um largo período de tempo, desde cerca de 40000 BP até ao óptimo pós-glaciar, correspondendo a diversos ciclos edáficos desenvolvidos, na generalidade, em condições hidromórficas.

Na maior parte das cartas geológicas do litoral norte de Portugal, a formação de cobertura encontra-se intimamente ligada aos depósitos plio-quadernários ("depósitos de praias antigas" e de "terraços fluviais"). Com efeito, os respectivos afloramentos estão, normalmente, sobrepostos aos daqueles depósitos e os contornos das manchas são geralmente concêntricos.

Como um depósito superficial que é, esta formação cobre quer os afloramentos de outros depósitos pré-existentes, quer directamente, o *bed-rock*. Porém, não há qualquer motivo para que as manchas da formação de cobertura sejam concêntricas para o interior dos depósitos plio-quadernários. Este desenvolvimento cartográfico seria compatível com uma génese da formação de cobertura imediatamente posterior à dos ditos depósitos quadernários e um processo erosivo posterior a ambos, de tal forma que atacasse, em primeiro lugar, o depósito superficial e só depois o depósito marinho/fluvial subjacente.

Ora isso só seria possível se:

1. Todos os depósitos plio-quadernários fossem contemporâneos. Neste caso a formação de cobertura viria fossilizar todos eles, no mesmo momento.
2. A cada fase de formação de depósitos plio-quadernários se tivesse seguido uma fase solifluxiva responsável pela génese da formação de cobertura, que viria, assim, coroar cada afloramento de depósito plio-quadernário.

É evidente que ambas as hipóteses são razoavelmente absurdas. Por isso, a forma de representação da formação de cobertura deveria ser repensada.

Faz sentido representá-la quando é suficientemente espessa para impossibilitar a representação do *bed-rock* (J. Tricart, 1965). Mas quando a sua espessura é pequena, torna-se quase ociosa essa representação, a não ser que seja possível sobrepô-la, como uma camada transparente, às restantes formações geológicas.

Se tal não for possível, a sua representação irá excluir todas as restantes formações existentes na plataforma nomeadamente os depósitos plio-quadernários que seriam, logicamente, esquecidos. Com efeito, a formação de cobertura sobrepõe-se a quase todos eles, excepto nos locais onde foi destruída por acção antrópica ou naqueles em que existem depósitos mais recentes (dunas, aluviões, praias actuais) que a ela se sobreponham.

a formação de cobertura, sem ligação aparente aos depósitos plio-quadernários. No mapa da fig. 1³ apenas representámos estas áreas em que a formação de cobertura assenta directamente sobre o *bed-rock*. Com efeito, a marcação de todos os afloramentos da formação de cobertura tornaria o mapa demasiado confuso e ainda, pelos motivos acima apontados, seria uma forma de pactuar com uma representação claramente inadequada.

A norte do rio Leça os depósitos plio-quadernários são raros e mal conservados. Isto é de tal forma verdade que houve necessidade de introduzir uma nova tipologia dentro da cartografia dos depósitos: - "calhaus rolados dispersos, de praias ou terraços desmantelados". No fundo, se compreendermos a génese da formação de cobertura, não há qualquer razão para considerar uma nova categoria. Bastaria representar essas áreas, no caso da cobertura do *bed-rock* ser suficientemente espessa como manchas da formação de cobertura. É curioso verificar que estas manchas aparecem na mesma área onde se encontra a formação de cobertura não associada aos depósitos plio-quadernários. Aparentemente trata-se de uma dicotomia desnecessária, o que prova alguma descoordenação na feitura da folha 9-C (Porto) do mapa 1:50.000 e que aponta para a necessidade da sua urgente revisão, até porque, sendo o primeiro mapa do litoral Norte a ser produzido, muitas das ideias base em que assenta não estavam, ainda, suficientemente consolidadas.

A área entre o Rio Ave e o Rio Leça apresenta as maiores manchas da "formação arenopelítica de cobertura", manchas essas que podem atingir cerca de 4 km segundo o seu maior eixo, como aquela onde se situam as instalações do aeroporto de Pedras Rubras.

Desde a foz do Rio Ave até à latitude do Rio Donda, as manchas da dita formação de cobertura estendem-se até cerca de 70 metros.

Já na área compreendida entre o Rio Donda e o Rio Leça, as manchas da formação de cobertura atingem altitudes próximas dos 100m. No fundo, a respectiva cartografia demonstra claramente que esta formação se restringe à plataforma litoral, que culmina a altitudes progressivamente superiores à medida que se vai caminhando para sul.

A sul do rio Leça praticamente desaparecem as manchas da formação de cobertura representadas independentemente dos depósitos plio-quadernários. A única excepção diz respeito a uma mancha relativamente extensa onde se implantou a cidade de Espinho.

Na figura 3 representámos os valores médios do arredondamento das areias 500 μ e dos diferentes aspectos de superfície para os diversos tipos de depósitos que estudámos. Verificámos que os depósitos em que o RM é mais elevado são os depósitos eólicos fósseis, em que a frequência de grãos foscos atinge os 56%. As areias eólicas integradas nas dunas actuais apresentam um RM um pouco inferior e uma frequência de grãos foscos de 44%.

³ Na figura 1 representámos, apenas, os depósitos mais recentes que ocorrem nas cartas geológicas de escala 1:50 000 ("formação arenopelítica de cobertura", "areias e cascalheiras de praia e rio", "areias de duna" e "aluviões actuais").

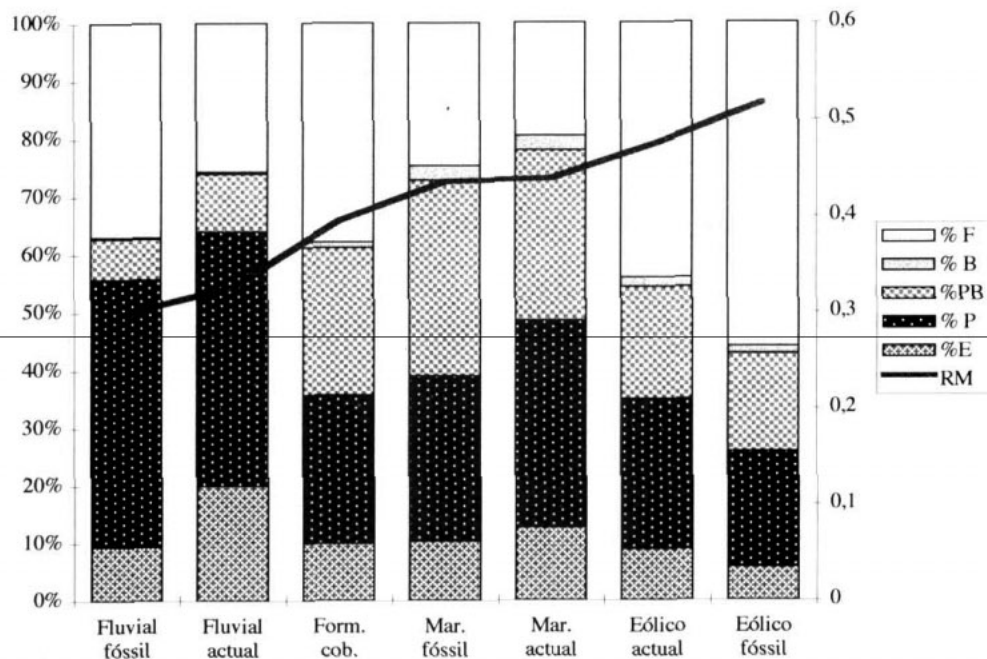


Figura 3 – Aspectos de superfície dos diferentes tipos de depósitos estudados.

Ao contrário do que seria de esperar, os depósitos fluviais (quer os fósseis quer os actuais) apresentam valores de arredondamento bastante mais baixos do que as amostras da formação de cobertura. Aparentemente, esse incremento no rolamento das areias é correlativo de uma aumento da frequência dos grãos picotados-brilhantes e foscos. Já vimos que os grãos foscos dominam nas areias de origem eólica. Quanto aos grãos picotados-brilhantes eles estão claramente associados aos depósitos marinhos onde apresentam frequências entre 30 e 33%.

A análise da fig.4, onde se representa o arredondamento médio e os aspectos de superfície das areias (500 μ) de 44 amostras da formação de cobertura permitiu-nos detectar a existência de diversos tipos de influência nas areias desta formação:

- Na parte esquerda da figura, as amostras têm arredondamentos baixos. Predominam os grãos esquirolosos (sem retoque químico/mecânico) e picotados. Aliás, o desenvolvimento das curvas relativas a esses 2 aspectos de superfície é claramente simétrico do desenvolvimento da curva do arredondamento médio (RM). A partir de valores de RM superiores a 0,4, existem algumas amostras em que a percentagem de grãos foscos é muito elevada. Contudo, a partir de 0,469 de RM, as areias picotadas-brilhantes tornam-se dominantes, demonstrando que as respectivas amostras da formação de cobertura foram buscar uma boa parte da sua fracção arenosa a antigos depósitos marinhos (caracterizados, essencialmente, pela elevada frequência de areias picotadas-brilhantes bem roladas).

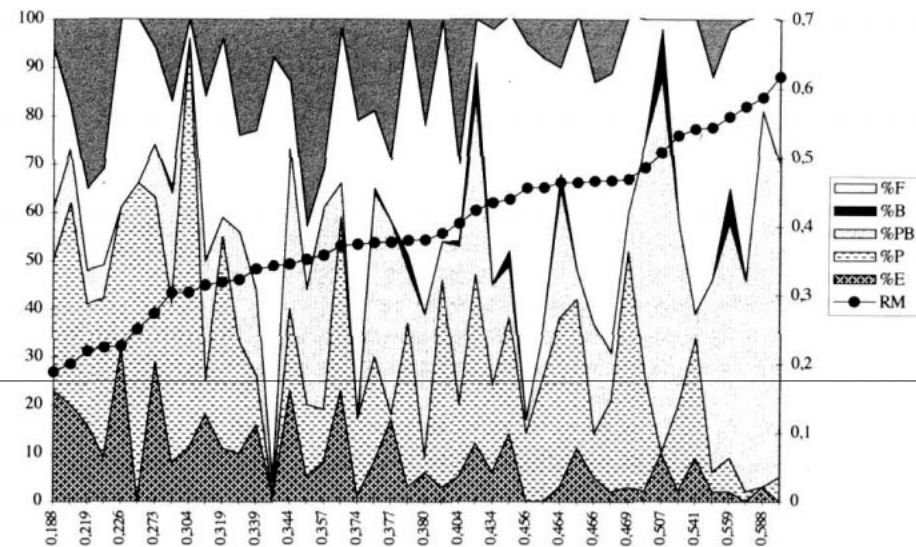


Figura 4 – Relação entre o arredondamento médio dos grãos $\geq 500 \mu$ e o respectivo aspecto de superfície.

Como é lógico, valores de RM à volta de 0,4 significam que as areias constituintes da amostra são, em média, arredondadas. Ora, um processo de desagregação mecânica ou de arenização por via da alteração química dum granito, seguida dum transporte curto, do tipo solifluxivo, dificilmente produzirá os grãos arredondados que predominam nessas amostras.

Estes dados confirmam, assim, a existência de um forte contributo de areias herdadas de depósitos pré-existent para a formação de cobertura. Essas areias têm, decerto, origens diversas, que tentaremos identificar seguidamente, através do estudo de 3 casos representativos.

Para compreender melhor como se distribuem os diferentes tipos de grãos na formação de cobertura representámos, na fig. 5 os "espectros morfoscópicos" (M. A. ARAÚJO, 1991) de 3 amostras desta formação.

Em primeiro lugar escolhemos uma amostra (nº 11) em que predominam os grãos angulosos. Neste caso, a maior parte das areias da formação de cobertura resulta da desagregação mecânica do *bed-rock*. O ataque químico aos grãos é incipiente (grãos esquirolosos e picotados). O carácter fosco de uma parte destes grãos deverá ter origem pedológica.

A amostra 199 representa uma outra situação. Neste caso verifica-se que existem claramente duas populações de areias que contribuem para a formação de cobertura. As areias mais angulosas, muito semelhantes às da amostra nº 11 e uma percentagem importante (49% no total) de grãos foscos, dos quais a grande maioria corresponde a areias redondas ou muito redondas e foscas, de origem eólica muito provável.

No caso da amostra n° 70 predominam os grãos picotados-brilhantes (redondos a muito redondos). Ora, esse tipo de grãos só pode ocorrer numa formação solifluxiva por via da herança de formações pré-existentes provavelmente de origem marinha.

Além disso, também ocorre uma percentagem significativa (32%) de grãos foscos, arredondados, redondos e muito redondos.

Vemos, assim, que existe uma frequência inesperada de areias roladas (foscas e picotadas-brilhantes) na maior parte das amostras da formação de cobertura. Essas areias contribuem fortemente para o RM relativamente elevado desta formação (cf. fig. 3) e deverão ter origem em depósitos que já afloravam à superfície do terreno quando ocorreram os fenômenos solifluxivos que remobilizaram e incorporaram na formação de cobertura.

Sabendo nós que existem inúmeras manchas de depósitos fluviais e marinhos fósseis dispersos por toda a plataforma litoral, não é despiciendo pensar que eles tenham fornecido muitas das areias arredondadas que ocorrem entre as areias da formação de cobertura.

Quanto à frequência apreciável de grãos redondos e foscos, com provável origem eólica (cf. o caso da amostra 199, fig. 5), tudo indica que elas tenham origem numa fase de eolização anterior à formação de cobertura.

G. S. Carvalho (1983, 1985) retomou o estudo das formações atribuídas ao Würm, agora no litoral minhoto, referindo a existência de seixos eolizados dentro da formação de cobertura, ou incluídos em depósitos de vertente a ela subjacentes, o que permite concluir sobre a existência de um período de eolização anterior ao período favorável à solifluxão.

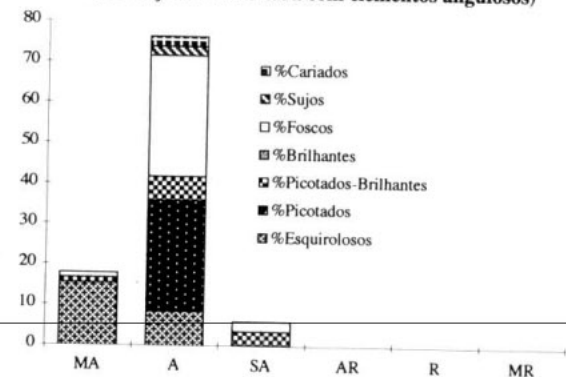
Acontece, porém, que não há qualquer indicação, na cartografia geológica, sobre a existência de depósitos eólicos anteriores à formação de cobertura na área estudada. Será que existem mas não foram identificados? Será que foram todos destruídos e incorporados na formação de cobertura?

Com efeito, os depósitos eólicos são relativamente frágeis, sobretudo quando não consolidados. Ora, o ambiente que teria existido durante as fase húmidas do Würm no litoral norte do país não foi favorável à cimentação das areias eólicas por carbonato de cálcio. Os fenômenos de cimentação mais significativos dizem respeito a uma cimentação por óxidos de ferro, ligada a uma pedogénese de tipo podzólico.

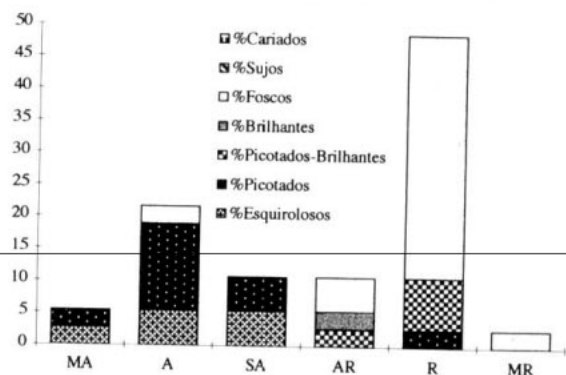
Todavia, em alguns locais (Sampaio, fig. 6-C) encontramos arenitos eólicos de cor clara cujo cimento, parcialmente carbonatado, poderá estar ligado à existência de um "deserto litoral" durante o máximo da glaciação do Würm (J. M. ALVEIRINHO DIAS, 1997).

Por serem raros estes afloramentos, a despistagem da existência de depósitos eólicos anteriores à formação de cobertura faz-se sobretudo através das relíquias de areias com provável origem eólica encontradas nesta formação. Apesar disso encontramos, em diversos locais restos de couraças englobadas na base da formação de cobertura, bem como depósitos eólicos consolidados, subjacentes à formação solifluxiva.

Espectro morfoscópico da amostra n° 11 (formação de cobertura com elementos angulosos)



Espectro morfoscópico da amostra n°199 (formação de cobertura com influência de antigos depósitos eólicos)



Espectro morfoscópico da amostra n° 248 (formação de cobertura com influência de antigos depósitos marinhos)

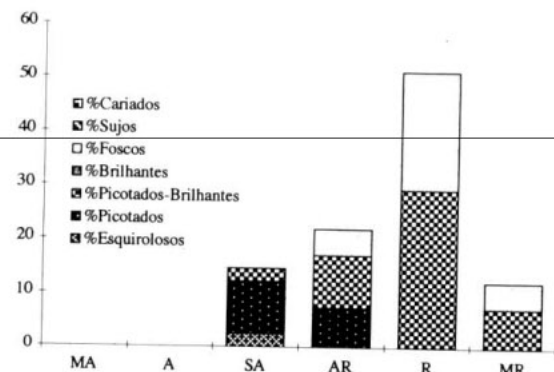


Figura 5 – Espectros morfoscópicos de alguma amostras da formação de cobertura.

Descrição dos Depósitos Encontrados e das Respectivas Relações Estratigráficas

A partir do verão de 1991 houve um surto de construção de grandes conjuntos habitacionais na faixa litoral entre as Praias de Lavadores e da Madalena. Nessa altura (M. A. ARAÚJO, 1995) foi possível observar diversos cortes, muitos dos quais já desapareceram. A fig. 6 representa os diversos casos onde foi possível identificar depósitos eólicos anteriores à formação de cobertura.

A fig. 6-A representa um corte ainda hoje visível na arribá fósil que é limitada pela estrada marginal de Lavadores, cerca de 200m a sul do restaurante Casa Branca. Através do Projecto 274 (Coastal Evolution in the Quaternary) da União Geológica Internacional foi possível obter uma datação de C14, em pedaços de carvão encontrados na base da formação de cobertura⁴.

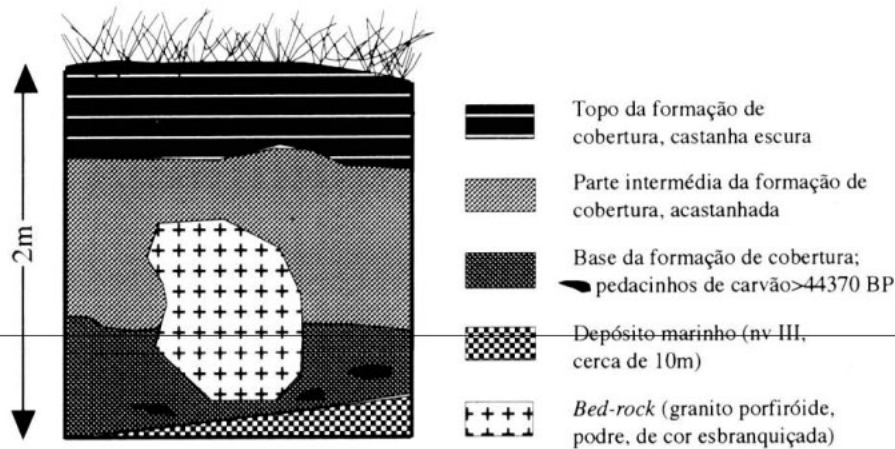


Figura 6-A – Representação esquemática do corte de Lavadores.

Para esses carvões foi obtida uma datação superior a 44370 BP, tomando como referência o ano de 1950. Ainda neste corte foi possível encontrar, sob o nível com carvões, um depósito marinho que poderia corresponder ao último interglacial (cerca de 125.000 BP: A. G. DAWSON, 1992).

Assim, a base da formação de cobertura, no corte de Lavadores, poderia corresponder a uma fase de arrefecimento mais antiga do que o nível N de Mougás (18.200±900 BP, H. NONN, 1966).

O corte encontrado junto ao muro do novo parque de campismo da Madalena (quando em construção, fig. 6-B) apresenta a particularidade de conter um depósito eólico ligeiramente consolidado por óxidos de ferro assentando sobre uma formação esverdeada, com abundantes cristais de feldspato fracturados, que parece poder relacionar-se com condições hidromórficas. A formação de cobertura sobrepõe-se, por sua vez, ao referido depósito eólico.

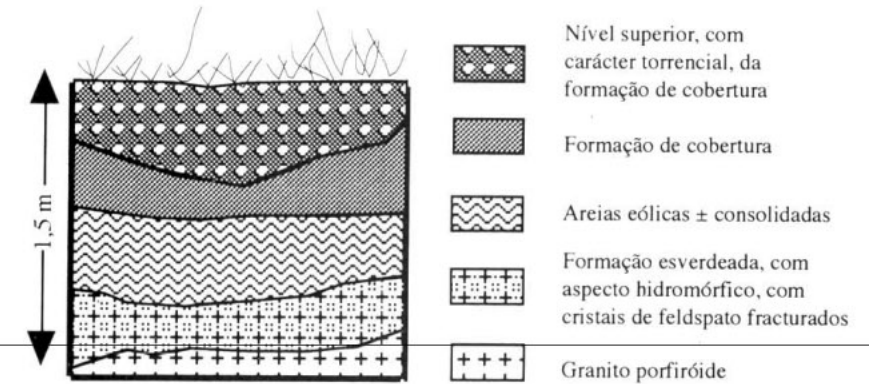


Figura 6-B– Representação esquemática do corte da Madalena

Assim, aparentemente, antes da fase de eclização, existiu uma fase de clima mais húmido, traduzida pelo depósito esverdeado da base, formado provavelmente em condições hidromórficas.

Na praia de Sampaio (Labruge, Vila do Conde) encontramos uma sucessão de depósitos que fossiliza uma plataforma de erosão marinha que se situa a uma cota de 5m (fig. 6-C).

A sequência inicia-se por um depósito marinho, presumivelmente do último interglacial, seguido de duas formações solifluxivas que enquadram um depósito eólico. Mais uma vez encontramos um depósito eólico consolidado anterior à formação de cobertura. O aspecto interessante deste corte é que esse depósito eólico se sobrepõe a uma formação escura, rica em carvões, que poderá ser correlativa do nível datado de >44370 BP, em Lavadores.

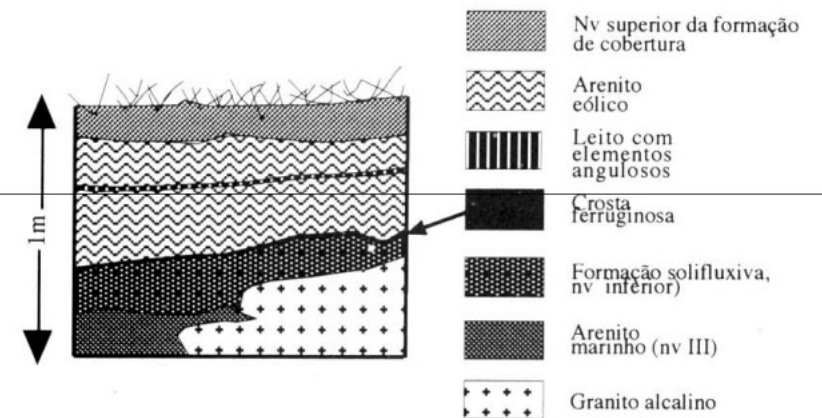


Figura 6-C – Sequência estratigráfica do corte de S. Pedro Labruge (cota da base=5 m aproximadamente)

⁴ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3000 Hannover 51, Alfred Benz-Haus.

Junto à praia de Salgueiros, aquando da abertura das fundações para uma nova urbanização, encontrámos a sequência representada na fig. 6-D.

Neste caso existe um depósito marinho do "nível II"⁵ *in situ*, sobreposto por uma formação esbranquiçada que resultou, aparentemente, do remeximento do depósito subjacente. Sobre essa formação encontrava-se um depósito eólico consolidado por cimento ferruginoso, formando, por vezes, crostas de resistência apreciável. A formação de cobertura que se sobrepõe ao depósito eólico e apresenta, na base, fragmentos angulosos do arenito eólico subjacente, é sobreposta, por sua vez, por um novo depósito eólico, neste caso não consolidado.

Este corte permite, assim, confirmar a ideia de que a formação solifluxiva é posterior a um depósito eólico, consolidado, mas anterior a um outro, constituído por areias soltas, com um horizonte B argiloso acinzentado.

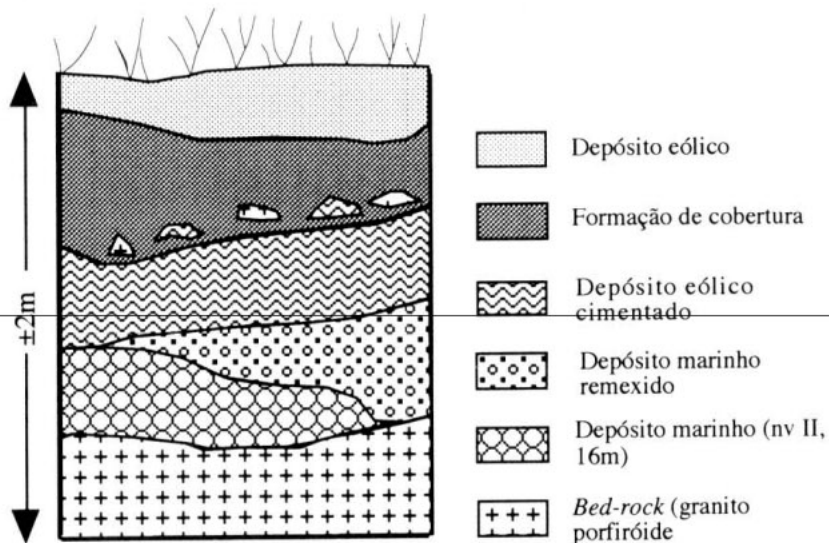


Figura 6-D – Representação esquemática do corte de Salgueiros

A análise de todos estes cortes mostra, por um lado, assinaláveis semelhanças:

1. existe sempre um depósito eólico mais ou menos consolidado por um cimento ferruginoso, que assenta sobre uma formação representativa de um clima aparentemente mais húmido (de cor esverdeada ou negra);

⁵ Na nossa tese (M. A. ARAÚJO; 1991) consideramos a existência de 3 níveis de depósitos marinhos:

- depósitos do nível I: correspondem às manchas mais extensas e espessas, que se situam na imediata proximidade dos depósitos fluviais, a cotas próximas dos 30m. Trata-se de depósitos que assentam sobre um substrato bastante alterado e razoavelmente rubefacto;
- depósitos do nível II: apresentam uma certa ferruginização (cor acastanhada). Assentam sobre um substrato menos alterado que no caso do nível precedente e situam-se a cotas médias de 18-15m;
- depósitos do nível III aparecem a cotas geralmente inferiores a 10m, e em certos locais chegam a atingir o nível actual das marés baixas. Apresentam uma cor castanha, que corresponde a uma ferruginização bastante intensa, que os transforma, por vezes, em verdadeiros conglomerados.

2. a formação de cobertura fica intercalada entre esse depósito eólico, geralmente cimentado por óxidos de ferro e um outro depósito com características eólicas, não consolidado.

Todavia, existem algumas diferenças:

1. a formação de cobertura apresenta aspectos mais ou menos complexos consoante os casos;
2. a base do depósito pode ser constituída pelo *bed-rock* (Madalena, fig. 6-B), ou por um depósito marinho do "nível II" (figs. 6-D) ou do "nível III" (figs. 6-A e 6-C)

O facto de terem sido encontrados, em vários locais, sequências análogas significa, a nosso ver, que os depósitos encontrados não representam, apenas, variações laterais de fácies, mas fases diversas na evolução geomorfológica que só se podem compreender com o recurso a uma explicação de ordem climática.

Podemos concluir, portanto, que no litoral da região do Porto se verificaram durante o Würm, alternâncias recorrentes de períodos húmidos/secos.

O facto de se tratar de depósitos pouco espessos, geralmente pouco cimentados, torna-os muito vulneráveis à erosão. Por isso, de um modo geral, as sequências estão incompletas, o que dificulta a sua correlação.

Independentemente da idade a atribuir a cada uma das fases, parece-nos ser bastante plausível a existência, na área, a norte de Espinho, da seguinte sequência (de cima para baixo):

- 4 fases holocénicas de construção de dunas, que se situam, sistematicamente, sobre a formação de cobertura.
 - 3 fase solifluxiva;
 - 2 fase de eolização;
 - 1 condições hidromórficas/solifluxivas (depósitos com carvões);
- As fases 1-2-3 tiveram lugar, provavelmente, durante o Würm.

Tentativa de Comparação com os Depósitos da Área a Sul de Espinho

É evidente que seria de todo o interesse estabelecer um paralelismo entre as variações locais de fácies e o que se conhece sobre os depósitos eólicos e lagunares existentes a sul de Espinho.

Todavia, existem várias dificuldades a ter em conta:

1. Será que os vários cortes são paralelizáveis ou, pelo contrário, os termos das diversas sequências são diacrónicos?
2. Como estabelecer a relação entre fases de arrefecimento e a aparente variação clima húmido/seco)?
3. O facto de um dos depósitos (Salgueiros) assentar sobre um depósito marinho do nível II, enquanto que o corte de Lavadores assenta sobre um depósito do nível III, complica uma pouco mais o problema, uma vez que o limite cronológico inferior para as sequências descritas não é análogo.

4. O limite inferior para a idade dos depósitos descritos (isto é, a cronologia dos depósitos marinhos subjacentes) pode ser controverso.

Foi possível definir três níveis de terraços marinhos na área em estudo. Contudo, a respectiva cronologia é meramente hipotética. Numa perspectiva muito simplista, poderíamos dizer que cada um deles corresponderia a um interglaciário, isto é, Gunz-Mindel, Mindel-Riss e Riss-Würm, respectivamente para os níveis I, II e III.

Todavia, a existência de vários níveis "altos" do mar durante o Würm correspondentes aos interestaduais do Würm visíveis na fig. 8, conjugada com o facto da área em estudo ter uma actividade neotectónica apreciável poderá levantar uma questão pertinente:

- algum (ou alguns) destes depósitos poderão corresponder a interestaduais do Würm, o que permitiria propor, por hipótese, idades mais baixas para o seu conjunto⁶. O facto de se situarem a cotas "aberrantes" (cf. nota 3) poderá explicar-se por acção da neotectónica.

É evidente que a resposta a estas questões só poderá ser dada com o recurso a processos de datação que permitam "ordenar" os diversos fenómenos no tempo e, assim, ter deles uma ideia clara e distinta, saindo do denso nevoeiro de hipóteses em que, neste momento, ainda mergulham.

Além disso, nunca é demais salientar a necessidade de relacionar os cortes estudados com as manchas de depósitos eólicos que conhecemos da área a sul de Esmoriz, onde elas têm um desenvolvimento muito maior e onde foram objecto de várias datações.

Obtivemos 2 datações (cf. nota 4) para os depósitos da região de Cortegaça-Maceda.

- 13810±380 BP correspondente ao nível silto-arenoso esverdeado (condições hidromórficas prováveis) mais recente, situado por baixo do podzol que aflora um pouco a sul da praia de Cortegaça.
- 5885±75 BP para o horizonte A1 do solo podzólico de Cortegaça (cf. M. A. ARAÚJO, 1991-a).

As idades obtidas por H. M. GRANJA (1993) para os mesmos depósitos são bastante mais baixas (5500 a 6850 para a camada lagunar mais recente; 950 a 3450 para o horizonte A1 do podzol). No conjunto dos diversos depósitos estudados na região de Cortegaça, H. M. GRANJA (1993) propõe idades que oscilam entre 29100 (floresta fóssil de *Pinus Sylvestris*) e 500 BP (madeira existente sobre a turfa (= "formação com tijuca") de Silvalde.

É evidente que se torna necessário fazer ainda mais análises para tirar as dúvidas que legitimamente nos assaltam quando verificamos as discrepâncias nas datações obtidas. Neste momento, todavia, o nosso objectivo, mais do que discutir o problema das datações dos depósitos, é tentar fazer a ligação dos depósitos eólicos existentes a sul de Espinho com aqueles que encontramos a norte desta cidade.

⁶ Foi isso que se fez para o litoral mediterrâneo da zona de Almería, onde se considerou, com base em datações radiométricas, que o terraço mais antigo seria ante-tirreniano, com cerca de 250.000 anos; seguir-se-iam 4 níveis tirrenianos com 180.000, 128.000 (Riss-Würm), 95.000 e 85.000 anos (C. ZAZO *et al.*, 1989).

O facto de se encontrar, sob o podzol da praia de Cortegaça, 3 camadas lagunares, correspondentes a fases climáticas mais húmidas, ou, no caso da camada lagunar mais recente, a uma subida eustática prenunciadora do óptimo pós-glaciário, significa que, mais uma vez, nos encontramos perante variações climáticas em que alternam climas mais húmidos (formações lagunares, restos de troncos) e climas mais secos (formações de carácter eólico).

Acontecia algo de semelhante na área a norte de Espinho: também aí encontramos alternâncias denunciadoras de variações climáticas do mesmo tipo. Porém, se acreditarmos na datação obtida para a base da formação de cobertura em Lavadores (44370 BP) parece que as sequências existentes a norte serão mais antigas. A parte média e terminal da formação de cobertura, como depósito solifluxivo que é, deverá ser claramente anteholocénica, correspondendo, eventualmente, como sugeria H. NONN (1966) à fase de maior arrefecimento do Würm, ou, quanto muito, ao uma fase de arrefecimento anteholocénica (Dryas recente?). Essa hipótese empurra, necessariamente, as areias eólicas consolidadas subjacentes para uma fase de clima frio e seco situada em pleno Würm.

Por isso, se os pedacinhos de carvão existentes no horizonte A1 do podzol de Cortegaça não ultrapassarem os 6000 anos BP, como as diversas datações sugerem, poderemos pensar: em que momento se terão formado as grandes acumulações dunares que se estendem para leste, à latitude de Ovar e que atingem altitudes de 70m? (fig. 7)

Onde estão os depósitos eólicos que deveriam ter-se formado, na região a sul de Espinho, enquanto (presumivelmente durante o Würm), se formavam os depósitos eólicos que forneceram areias para a formação de cobertura e que restaram, como relíquias de coberturas bem mais extensas, nos cortes descritos na fig. 6?

Pensamos que uma boa parte dos depósitos eólicos representados na fig. 7 se terá formado nesta altura. Estamos a referir-nos, nomeadamente, às dunas com surraipa que se encontram para o interior, no limite oriental do mapa.

Pensamos que elas deverão ter-se formado durante o Würm, ou, pelo menos, quando o nível do mar começou a subir, rapidamente e arrastou, sobre uma plataforma litoral de baixo declive (J. M. ALVEIRINHO DIAS, 1997) as areias acumuladas durante o máximo da glaciação, na extensa plataforma continental quase inteiramente emersa. É verdade que, à primeira vista, essas dunas com surraipa são semelhantes ao podzol da praia de Cortegaça. Mas isso não quer dizer que ambos os depósitos sejam da mesma idade.

Se acreditarmos no esquema proposto por J. Pethick (1984, fig. 8), a evolução "normal" num sistema de dunas conduz à respectiva diferenciação cronológica: à medida que vamos avançando para o interior, seguindo a direcção dos ventos eficazes, as dunas que encontramos vão sendo progressivamente mais antigas.

A sua forma também se vai modificando: - de dunas transversais relativamente aos ventos dominantes passamos a ter dunas mais ou menos destruídas por blow-outs e, finalmente, dunas parabólicas, acompanhadas por dunas longitudinais que resultam dum progressivo estiramento dos braços da duna de tal modo que estes acabam por se separarem do corpo principal.

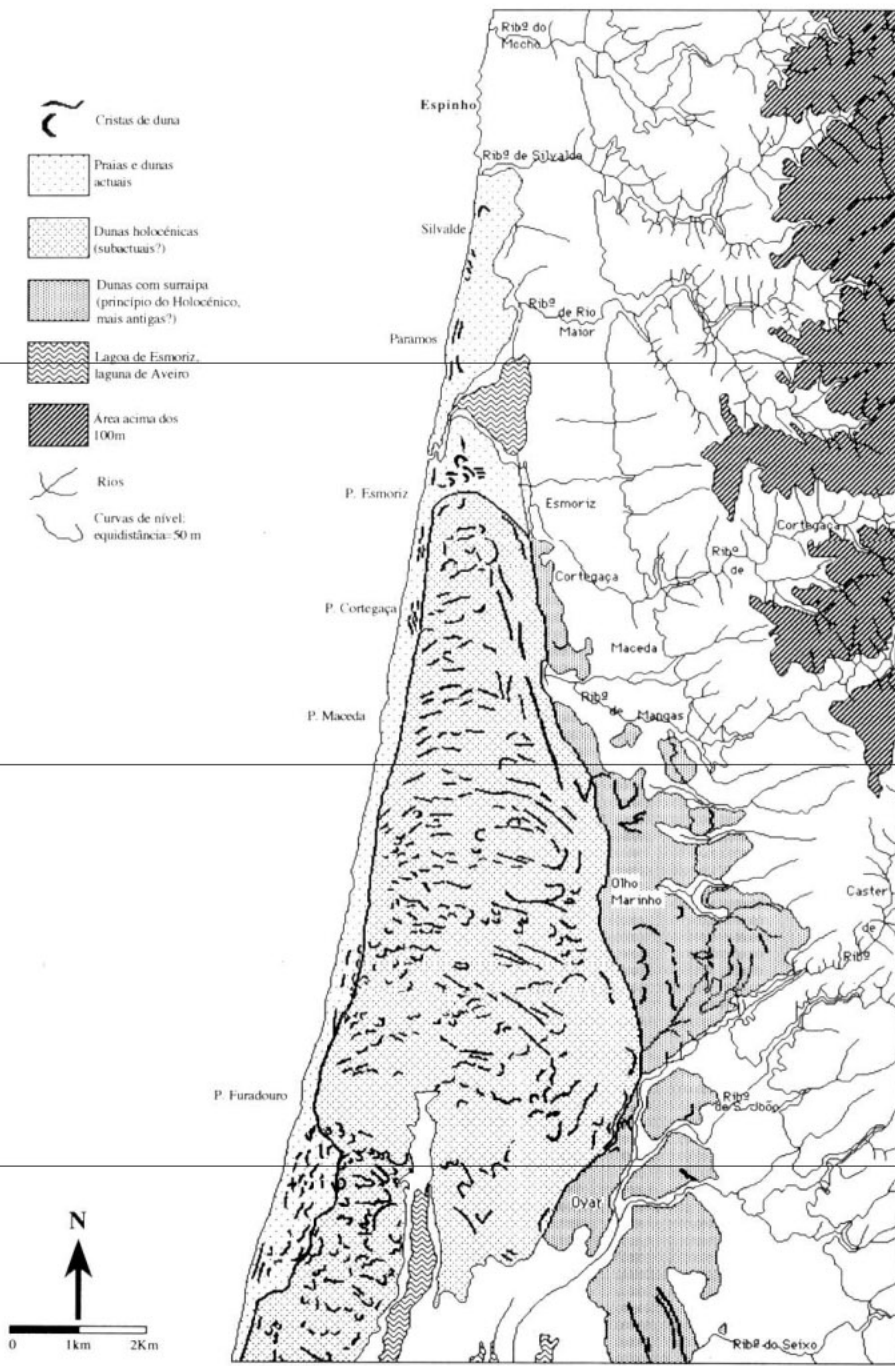


Figura 7 - Sistemas dunares ao Norte da laguna de Aveiro

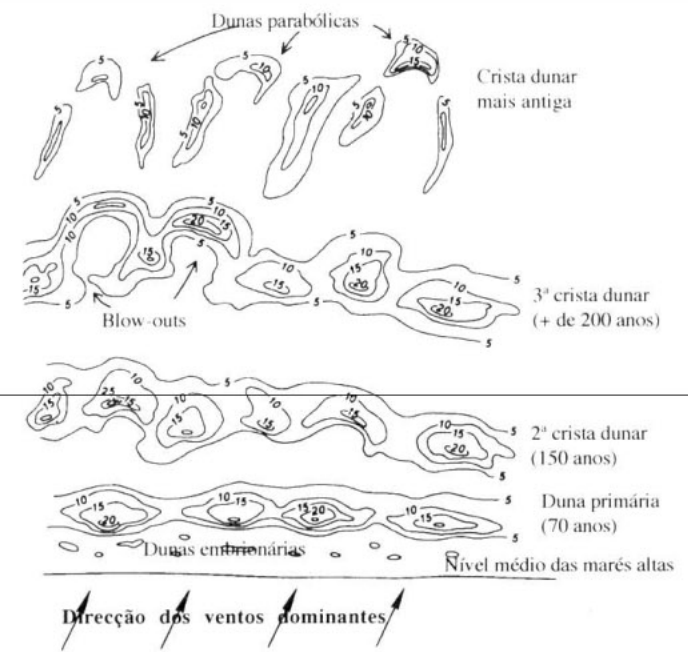


Figura 8 – Desenvolvimento sequencial num sistema de dunas (adaptado de J. Pethick, 1984)

Deste modo, é natural que o sistema de dunas situado junto ao litoral actual seja mais recente do que aqueles que se encontram mais para o interior. A forte cimentação destas areias no podzol de Cortegaça poderá relacionar-se mais com a existência dos níveis argilosos cinza-esverdeados subjacentes do que com um longo tempo de pedogénese. Com efeito, os horizontes argilosos e como tal, impermeáveis, deverão ter condicionado uma concentração particularmente forte de sais de ferro, cuja precipitação acabou por cimentar as areias do horizonte B do podzol.

Algumas Conclusões: Aspectos da Variação Climática e Eustática no Final do Quaternário

A fig. 9 reconstitui a evolução climática para os últimos 150.000 anos, mostrando a existência de 4 períodos de arrefecimento no norte do oceano Atlântico, ocorridos a partir de 120.000 BP.

O primeiro grande avanço das condições polares regista-se por volta de 74.000 BP. Estas atingem, por essa altura, os 46° de latitude norte. Existe uma outra fase de arrefecimento em 48.000 BP. Porém, o máximo avanço das condições polares, que chegam a atingir os 42° de latitude norte, encontra-se um pouco antes de 25.000 BP e, sobretudo, em 18.000 BP, que corresponde ao máximo da glaciação.

Nessa altura, segundo J. M. ALVEIRINHO DIAS (1997), existiria, ao longo do litoral português um clima seco e frio, responsável pela existência de um “deserto litoral”, onde os sedimentos eólicos adquiriram *pâlines* avermelhadas e onde, em alguns casos, se poderá ter verificado alguma cimentação de origem carbonatada.

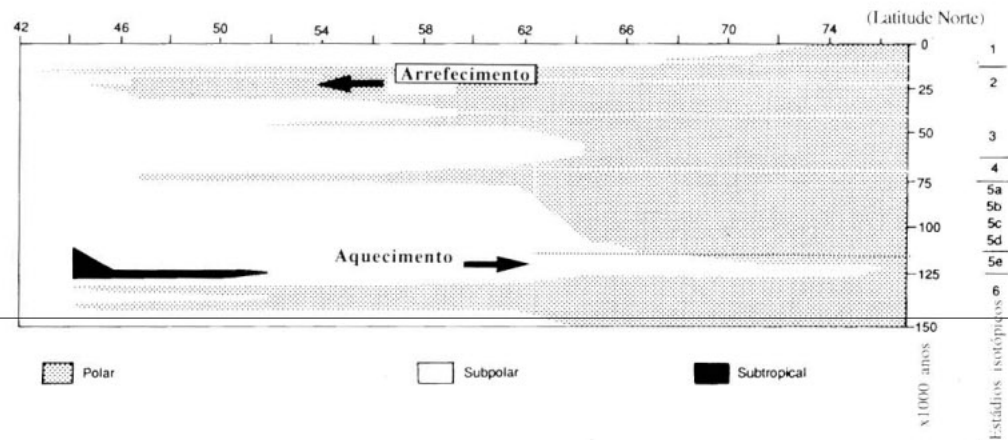


Figura 9 – Associações faunísticas e florísticas no mar da Noruega e no nordeste do Atlântico Norte para os últimos 150.000 anos (baseado nos dados foraminíferos plânticos e dos cacólitos, adaptado de A.G. Dawson, 1992)

Na fig. 10 representamos a curva da variação eustática durante o fim do Würm e o Holocénico apresentada por J. M. ALVEIRINHO DIAS (1997). Esta curva, que parte de um mínimo a cerca de 140m, durante o máximo da glaciação (18000 BP), apresenta, seguidamente, um período longo de estacionamento do nível do mar a cerca de -100m, seguido de uma rápida subida (cerca de 60m em cerca de 2000 anos) que corresponde à oscilação quente de Bölling-Allerod. Essa fase pode ter representado um período de melhoria climática, traduzido, eventualmente, na formação da última camada argilosa existente sob o podzol da praia de Cortegaça e para o qual obtivemos uma datação de 13810±380 BP.

O recrudescimento das condições frias durante o Dryas recente, que fez o nível do mar atingir, de novo, -60m poderá ter permitido uma nova fase de formação de dunas, que se sobrepõem a esta camada argilosa. A rápida transgressão verificada a partir daí pode ter sido responsável por um arrastamento das areias existentes na plataforma continental, em vias de submersão, até à linha de costa e pela sua transformação em extensos campos dunares.

Esta época de formação de dunas pode ter durado desde o Dryas recente até, aproximadamente, ao óptimo climático pós-glaciário, em que a transgressão atinge o seu máximo. Por essa altura, é possível que o aquecimento climático tenha favorecido a implantação de florestas sobre as dunas formadas durante o processo transgressivo anterior. É possível que as areias eólicas consolidadas por processos de tipo podzólico que afloram na praia de Cortegaça, possam, efectivamente, ter-se formado durante o período compreendido entre 11000 BP a 6000 BP e ser, assim, uma pouco mais antigas do que o processo de pedogénese que veio a cimentá-las (os carvões do horizonte A1 foram datados de 5885±75 BP).

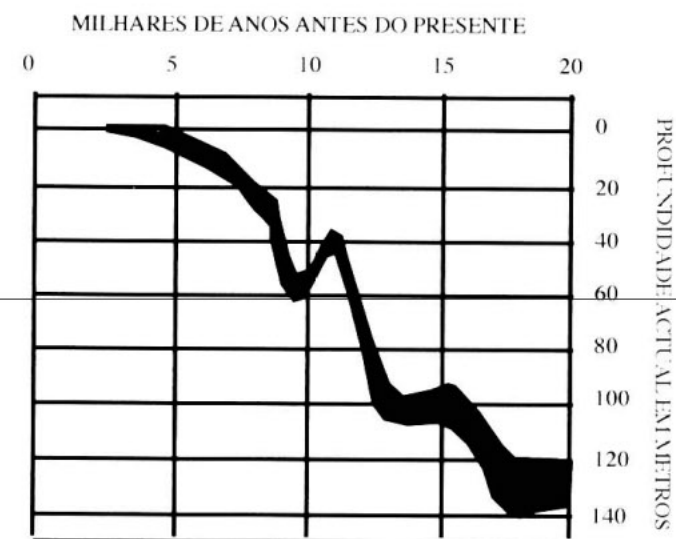


Figura 10 – Proposta de variação do nível médio relativo ao mar na margem continental portuguesa, desde o último máximo glaciário (extraído de J.M. ALVEIRINHO DIAS, 1997)

As pequenas oscilações do nível do mar que se seguiram ao óptimo post-glaciário estiveram, provavelmente, relacionadas com as variações climáticas ocorridas durante o Holocénico recente. Terminada a fase transgressiva principal, é provável que as novas fases favoráveis à formação de dunas se tenham relacionado com períodos relativamente frios, em que o nível do mar descia ligeiramente e os cordões litorais então formados originariam dunas. Esse processo ter-se-ia repetido no tempo, fazendo com que as dunas que designamos como "subactuais", possam, provavelmente, subdividir-se em diversos conjuntos dunares que só um estudo detalhado poderá identificar.

Nessa perspectiva, a última fase de formação de dunas deverá ter correspondido à pequena idade do gelo. A subida do nível do mar posterior a 1850 está a provocar um recuo acentuado na linha de costa nos litorais arenosos, cortando as dunas subactuais em arriba e mostrando que, por vezes, elas se sobrepõem a sistemas eólicos do Holocénico antigo, como se verifica na praia de Cortegaça.

Apesar de algumas analogias (alternância fases húmidas/fases secas), não é possível estabelecer correlações entre os depósitos eólicos de Cortegaça e as formações hidromórficas e solifluxivas encontradas para norte de Espinho, uma vez que as respectivas áreas de ocorrência não são coincidentes, antes se excluem, e porque ainda não dispomos de datações suficientes para balizar a evolução na área a norte de Espinho. A passagem da frente polar na fachada ocidental da península Ibérica durante o Würm traduziu-se numa rápida variação climática segundo a latitude.

Assim, é natural que os períodos frios e secos, a norte, fossem menos frios e bastante mais secos a sul, criando condições propícias à formação de dunas. Por outro lado, devido às condições topográficas da área a sul de Espinho, haveria uma maior disponibilidade em areias passíveis de remobilização eólica. As fases frias e húmidas, a norte, propícias aos fenómenos solifluxivos, seriam bastante menos frias a sul e corresponderiam à formação de depósitos lagunares.

Dessas variações de fácies poderiam resultar uma parte das dificuldades de correlação experimentadas.

Todavia, apesar das várias dificuldades de correlação que apontámos, parece-nos que a comparação entre a evolução dos sistemas eólicos litorais a norte e a sul de Espinho é um objectivo a prosseguir, já que esse trabalho permitirá evidenciar as semelhanças e diferenças, e apontar as respectivas causas.

Referências Bibliográficas

ALVEIRINHO DIAS, J. M. *et. al.* (1997) - *Evolução da linha de costa, em Portugal, desde o último máximo glaciário até à actualidade: síntese dos conhecimentos*, Estudos do Quaternário, APEQ, Lisboa, p. 53-66.

ARAÚJO, M. A. (1984) - *A formação "areno-pelítica de cobertura" - alguns resultados dum estudo preliminar* - "Biblos", Vol. LX, Coimbra, Fac. Letras, p. 71-89.

ARAÚJO, M. A. (1986) - *Depósitos eólicos e lagunares fósseis na região de Esmoriz* - "Revista da Faculdade de Letras - Geografia", I Série, Vol. II, Porto, p. 53-62.

ARAÚJO, M. A. (1991, a) - *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto* - Edição da autora, Porto, 534 p., c/ anexos (87 p.) e 3 mapas fora do texto.

ARAÚJO, M. A. (1991, b) - *A variação climática durante o Würm na plataforma litoral da região do Porto* - Comunicações do Seminário: A zona costeira e os problemas ambientais, Universidade de Aveiro, Comissão Nacional EUROCOAST, p. 43-52.

ARAÚJO, M. A. (1995) - *Os fácies dos depósitos würmianos e holocénicos e as variações climáticas correlativas na plataforma litoral da região do Porto* - Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia, Publicações da Universidade do Porto, Vol. II, p. 783-793.

BERTHOIS, L. (1949) - *Contribution à l'étude des limons de la région Nord du Portugal* - "Com. Serv. Geol. de Portugal", T. XXIX, Lisboa, p. 121-176.

CARVALHO, G. S. (1964) - *Areias da Gândara (Portugal) - uma formação eólica quaternária* - "Pub. Mus. e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências Univ. Porto", nº LXXXI, 4ª série, p. 7-32.

CARVALHO, G. S. (1983) - *Consequências do frio durante o Quaternário na faixa litoral do Minho (Portugal)* - Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe, nº 5, VI Reunion do Grupo Español de Trabajo de Quaternario, A Coruña, p. 365-379.

CARVALHO, G. S. (1985) - *Novos índices de ambiente periglacial no litoral do Minho (Portugal)* - Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol. I, Lisboa, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário, p. 27-36.

COSTA, J. C. & TEIXEIRA, C. (1957) - *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50000, noticia explicativa da folha 9-C (PORTO)* - Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 38 p.

DAVEAU, S. (1984) - *L'époque glaciaire au Portugal - problemes méthodologiques* - Actas das Primeiras Jornadas de Estudo Norte de Portugal-Aquitânia, CENPA, Universidade do Porto, p. 183-191.

DAWSON, ALASTAIR G. (1992) - *Ice Age Earth - Late quaternary Geology and Climate* - Routledge physical environmental series, ed. por Keith Richards, Routledge ed., Londres, 293 p.

DUPLESSY, J.-C., MOREL, P. (1990) - *Gros temps sur la planète* - ed. Odile Jacob, Paris, 296 p.

GRANJA, H. M. (1993) - *As datações pelo Radiocarbono e o Pleistocénico-Holocénico da zona costeira do NO de Portugal (síntese de conhecimentos)*, Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico, GTPEQ, AEQUA, Coimbra, p. 383-393

LIVINGSTONE, I. & WARREN, A. (1996) - *Aeolian Geomorphology - An Introduction*, Longman, London, 211 p.

NONN, H. (1966) - *Les régions cotières de Galice (Espagne) - Etude géomorphologique* - Pub. Fac. Letras Univ. Estrasburgo, 584 p.

PETHICK, J. (1984) - *An introduction to coastal Geomorphology*, London, Edward Arnold, 260 p.

SILVA, A. P., *et. al.* (1997) - *Depósitos quaternários na praia de Cortegaça (Ovar): caracterização mineralógica, evolução paleoambiental e oscilações climáticas*, Estudos do Quaternário, APEQ, Lisboa, p. 73-82.

TRICART, J. (1965) - *Principes et méthodes de la Géomorphologie*, Masson et Cie, Paris, 496 p.

ZAZO, C. *et al.* (1989) - *Guia da excursão B1 (Litoral Mediterrânico)*, 2ª Reunion del Quaternario Iberico, AEQUA, Madrid, 99 p.

ZBYSZEWSKI, G. (1943) - *La classification du Paléolithique ancien et la chronologie du Quaternaire du Portugal en 1942* - "Bol. Soc. Geol. Port.", Vol. 2, Fasc. 2/3, Porto, p. 3-111.