

Contribuições para a dinâmica geomorfológica

Associação Portuguesa de Geomorfólogos - Volume I
Com a colaboração do Centro de Estudos Geográficos



Lisboa - 2002

Título: Contribuições para a Dinâmica Geomorfológica

Editor: Associação Portuguesa de Geomorfólogos (APGeom)

Comissão Redatorial: Catarina Ramos (coordenação), Jorge Trindade, Mário Neves,
Gonçalo Rocha

Execução gráfica: David Barreira

Capa: António Eanes

Tiragem: 250 exemplares

ISBN: 972-636-137-0

Lisboa, Dezembro de 2002

Associação Portuguesa de Geomorfólogos
Centro de Estudos Geográficos, Fac. Letras, Alameda da Universidade
1600-214 Lisboa – Portugal
Tel: 217940218 Fax: 217938690 E-mail: geomorf@ceg.ul.pt

Edição subsidiada pelo Fundo de Apoio à Comunidade Científica da

FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E DO ENSINO SUPERIOR

Portugal

Edição patrocinada pelo



Nota: I Seminário de Geomorfologia

O I Seminário de Geomorfologia, organizado pela Associação Portuguesa de Geomorfólogos (APGeom), realizou-se em Lisboa, entre 14 e 16 de Março de 2002.

A Comissão Científica foi composta pelos seguintes membros de várias universidades: Suzanne Daveau, António de Brum Ferreira, Ana Ramos Pereira, Catarina Ramos, José Luís Zêzere, Maria Luísa Rodrigues (Universidade de Lisboa); Fernando Rebelo e Lúcio Cunha (Universidade de Coimbra); Miguel Azevedo Coutinho (Universidade Técnica de Lisboa); Maria Assunção Araújo e António Pedrosa (Universidade do Porto); Virgínia Henriques e António Martins (Universidade de Évora).

A Comissão Organizadora do Seminário foi formada por Catarina Ramos, Mário Neves e Gonçalo Vieira e o Secretariado por Jorge Trindade e Ricardo Garcia.

O Seminário procurou reunir investigadores que, em vários domínios científicos (Geografia Física, Geologia, Engenharia, Arquitectura e Arqueologia), se dedicam ou utilizam a Geomorfologia, no estudo do funcionamento dos sistemas físicos do território (litorais, fluviais, de vertente...), bem como das suas aplicações no domínio do ambiente (estado do ambiente e sua evolução) e do ordenamento do território (recursos e riscos).

Os dois primeiros dias (14 e 15 de Março), que decorreram na Faculdade de Letras de Lisboa, foram dedicados à apresentação de conferências e comunicações (orais e em poster), bem como à discussão das mesmas no espaço dedicado ao debate; o terceiro dia foi ocupado com uma saída de campo, cujo objectivo foi o de mostrar e discutir *in loco* os processos da dinâmica geomorfológica das vertentes na região de Lisboa e os riscos naturais daí decorrentes.

A realização do I Seminário de Geomorfologia saldou-se por um grande sucesso, como comprovam: o número de inscrições (146) que ultrapassou, em mais de um terço, as inicialmente previstas; a grande adesão de estudantes do ensino superior, os quais representaram cerca de metade (75) dos inscritos; a diversidade e interesse das 32 comunicações apresentadas; o reconhecimento por parte dos participantes da boa organização do Seminário, bem como dos contactos entre investigadores de várias instituições que foram possíveis de estabelecer devido à realização deste encontro científico.

Os participantes no Seminário pertencem a 11 Universidades, 4 Institutos de Investigação, 2 Escolas Superiores, 11 Escolas Secundárias e 8 organismos vários (Ministério da Educação, Centro Nacional

de Informação Geográfica, GEOTA, Direcção-Geral do Território e Desenvolvimento Urbano, Junta da Área Metropolitana de Lisboa e 3 Câmaras Municipais).

O Seminário foi dividido em 4 temas, cada um dos quais foi aberto por uma conferência, proferida por um reconhecido especialista, à qual se seguiram as comunicações. Foram apresentadas 32 comunicações, das quais 27 orais e 5 em poster.

Conferencistas e comunicantes foram convidados a participar no Volume I das Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos. À Comissão Redatorial chegaram 16 contribuições escritas (3 conferências e 13 comunicações). As comunicações foram apreciadas por revisores científicos, aos quais a Comissão Redatorial agradece a sua disponibilidade: António de Brum Ferreira, Suzanne Daveau, Ana Ramos Pereira, Maria Assunção Araújo, Catarina Ramos, José Luís Zêzere e Maria Luísa Rodrigues.

É o resultado de todo esse trabalho que constitui o I Volume das Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos.

A Coordenadora da Comissão Redatorial

Catarina Ramos

Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Volume 1



Contribuições para a Dinâmica Geomorfológica

Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Lisboa, 2002

Nota Prévia

A Associação Portuguesa de Geomorfólogos, recentemente criada, escolheu como sua primeira iniciativa no plano científico organizar um Seminário subordinado ao tema “Dinâmica Geomorfológica”. Escolheu assim um assunto duplamente útil: útil pela simples razão do Saber, e útil também pela sua importância na conservação do ambiente e no ordenamento do território. Em Portugal assiste-se a uma urbanização em ritmo crescente, frequentes vezes caótica, sem plano nem estudo prévio, em que as intervenções, incluindo obras de grande vulto, ignoram conhecimentos elementares acerca do funcionamento natural das vertentes, e, de um modo geral, das características e das interações dos processos geomorfológicos.

A comunidade científica, os profissionais ligados aos problemas do ambiente e ao ordenamento do território, professores e alunos, foram convidados a colaborar nesta iniciativa, e muitos foram os que responderam positivamente a essa solicitação (cerca de centena e meia de inscritos), quer participando nas sessões de conferências e comunicações quer integrando a saída de campo à região ao norte de Lisboa, dedicada aos movimentos de vertente e aos riscos com eles relacionados. Apraz-me registar o forte contingente de estudantes universitários e de jovens investigadores, alguns deles apresentando as suas primeiras experiências de pesquisa, e que, com o seu entusiasmo, conseguiram de certo modo colmatar o silêncio dos ausentes.

Quero agradecer a disponibilidade dos conferencistas convidados e de todos os colegas que quiseram apresentar as suas comunicações por escrito (cerca de metade das comunicações orais), as quais, de um modo geral, foram aproveitadas e integradas neste volume. Um agradecimento muito especial também à Comissão Organizadora do Seminário e à Comissão Editorial, em particular à Professora Catarina Ramos, que presidiu a ambas, pelo seu importante contributo na concretização dos objectivos.

Se razoavelmente se considerar que a presente publicação não traduz o verdadeiro labor dos geomorfólogos portugueses, que ela abra ao menos o caminho a novas e melhor sucedidas iniciativas.

António de Brum Ferreira

Presidente da APGeom

Índice

Conferências

António de Brum Ferreira <i>Variabilidade climática e dinâmica geomorfológica</i>	7
Fernando Rebelo <i>Factores naturais e factores antrópicos nas dinâmicas de vertente em meios mediterrâneo-atlânticos</i>	17
Fernando Veloso Gomes <i>Dinâmica Litoral</i>	23

Comunicações

E. Acaso Deltell, M. E. Moya Palomares, J. Centeno Carrillo <i>Modelos de evolucion del relieve en el postglaciar: los circos de Dos Hermanas y de La Laguna Grande en el Macizo de Peñalara (Sierra de Guadarrama, España)</i>	27
D. E. Angelucci <i>The Lagar Velho rock-shelter (Lapedo, Leiria, Portugal): stratigraphic record and palaeoenvironment during the Oxygen Isotope Stage 2</i>	35
M. M. Abreu, L. Ribeiro, P. Arsénio, L. Bulcão <i>Dinâmica Geomorfológica como Metodologia Básica na Avaliação da Sensibilidade da Paisagem. Aplicação ao Ilhéu de Vila Franca do Campo, S. Miguel, Açores</i>	49
J. Vasconcelos, F. Benedito, F. Gomes, P. Ferreira <i>Avaliação da vulnerabilidade aos deslizamentos no Distrito de Santarém</i>	59
A. Ramos Pereira, C. Ramos, E. Reis, T. M. Azevedo, E. Nunes, M. C. Freitas, C. Andrade <i>A dinâmica da planície aluvial do Baixo Tejo no Holocénico recente: aplicação de métodos de análise geomorfológica e sedimentológica</i>	67
J. Trindade, A. Ramos Pereira, M. Neves <i>Evolução da rede de drenagem no sector terminal diapírico do Rio Alcabrichel (Lourinhã)</i>	77
F. J. Lobo, R. González, J. M. A. Dias, I. Mendes, V. Díaz del Río <i>Influence of estuarine morphology on bedload sediment transport patterns: an example from the Guadiana estuary (SE Portugal)</i>	87
M. V. Henriques, M. C. Freitas, C. Andrade, A. Cruces <i>Alterações Morfológicas em ambientes litorais desde o último máximo transgressivo - exemplos da Estremadura e do Alentejo</i>	99
M. Neves, A. Ramos Pereira, J. Trindade, M. M. Laranjeira <i>Desenvolvimento de um modelo para avaliação da capacidade erosiva da ondulação em litorais rochosos</i>	111
N. Gomes, J. Garcia <i>Beach / Dune morphology survey errors in aeolian sand transport monitoring</i>	121
C. Sá-Pires, B. Morris, A. Matias, A. Vila-Concejo, Ó. Ferreira, J. A. Dias <i>Monitoring program to determine cross-shore changes in beach morphology</i>	127
Nota Ramos, C. I Seminário de Geomorfologia.....	135

Variabilidade climática e dinâmica geomorfológica

A. de Brum Ferreira*

Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa

“The Earth’s climate has never been stable. Climate has varied on all time scales and will continue to vary in the future, irrespective of the extent to which human activities will affect it”.

Vera Markgraf (2001)

Resumo: Os climas da Terra influenciam muitos aspectos do ambiente físico, nomeadamente os regimes hidrológicos, os solos e a vegetação. Em cada quadro climático regional os processos erosivos tendem também a actuar ou a combinar-se de maneira específica, dando origem a distintos sistemas morfogenéticos. As variações climáticas que afectaram a Terra durante o Quaternário influenciaram profundamente a natureza e o ritmo dos processos geomorfológicos, a diferentes escalas espaciais e temporais. Esse conhecimento ajuda a entender o grau de sensibilidade dos processos geomorfológicos às variações climáticas e permite prever o sentido das modificações da dinâmica geomorfológica a uma escala temporal relativamente curta, que é a das modificações climáticas globais induzidas pela actividade humana.

Palavras-chave: Variabilidade climática, dinâmica geomorfológica, estratigrafia isotópica, glaciações quaternárias, aquecimento global.

Abstract: *Climate variability and geomorphological dynamics.* Climates on Earth affect many aspects of the physical environment such as hydrological regimes, soils and vegetation. Denudation processes in every regional climate conditions also tend to develop or link together in a specific manner, which bring about distinct geomorphological systems. However, climates on Earth are not immutable. On the contrary, they vary greatly on the time scale, which reflects on the nature and magnitude of the geomorphological processes.

In recent years, there have been great advances in Quaternary paleoclimatology thanks, to a great extent, to the research on deep-sea and ice sheet cores. The variations of oxygen isotope ratios are an excellent indicator of the changes in the volume of continental ice, and thus indirectly of the succession of colder or more temperate phases. The Pacific V28-239 deep-sea core indicates the occurrence of 63 isotopic stages in the last 1.8 Ma years (cf. Lowe and Walker, 1997, p. 316). Changes in oxygen isotope ratios in the Greenland GRIP and GISP2 ice-cores indicate 20 interstadial events (Dansgaard-Oeschger events) in the 80-20 ka BP interval. Besides this, the climatic transitions could be very sudden, occurring in hundreds, dozens or even a few years (cf. Adams et al., 1999).

We are subsequently far from the traditional Quaternary chronology which Albrecht Penck and Eduard Brückner set up in the Alps at the start of the 20th century. It is easy to imagine the problems of correlation that exist today when comparing climate variability (as it is currently known) with the classical chronology of forms and processes. An example of this is the number of Quaternary river terraces, four or five in the classical model, but which (we now know) can be over twenty. Quaternary climatic variations greatly influenced the nature and rhythm of geomorphological processes, at different spatial and temporal scales. This knowledge helps us understand the degree of sensitivity of geomorphological processes to climatic variations and allows us to foresee the direction geomorphological dynamics will take in a relatively short time scale, which is the one of global climatic change induced by human activity.

Keywords: Climate variability, geomorphological dynamics, OI stratigraphy, Quaternary glaciations, global change.

1. CLIMA E MORFOGÉNESE

A importância das variações do clima na morfogénese impôs-se de maneira muito clara em meados do séc. XIX, na sequência das investigações de Louis Agassiz sobre os glaciares dos Alpes. Mas o marco decisivo foi a publicação, entre 1901 e 1909, da monumental obra de Albrecht Penck e Eduard Brückner, “Die Alpen im Eiszeitalter” (os Alpes na Idade do Gelo), onde ficou definida a cronologia clássica das glaciações. Outro ilustre investigador alemão, Büdel, discípulo de Penck e Brückner, baseou o seu estudo da evolução das formas do relevo terrestre nas influências do clima

* Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa. Email: ceg@mail.telepac.pt

sobre a morfogênese, e o seu livro “Klima-Geomorphologie” (Büdel, 1977), é uma tentativa de síntese geomorfológica à escala da Terra, com base na zonagem morfoclimática do Globo. Em França, Erhart publicou em 1956 o ensaio “ La genèse des sols en tant que phénomène géologique”, em que definiu a sua teoria da bio-rexistasia e sublinhou a grande importância dos ambientes climáticos e vegetais na evolução dos processos de alteração, física ou química, das rochas. O mapa das Zonas Morfoclimáticas do Globo, de Tricart e Cailleux (1965), é também uma demonstração da dependência dos quadros da morfogênese em relação aos grandes climas regionais da Terra. O mesmo se verifica na tentativa de Pedro (1968) que, com base em experiências de laboratório e estudos em regiões de variadas latitudes, propôs uma distribuição dos tipos de alteração física e bioquímica à superfície do Globo.

Os climas da Terra apresentam grande diversidade e influenciam muitos aspectos do ambiente físico, nomeadamente os regimes hidrológicos, os solos e a vegetação. Em cada quadro climático regional os processos erosivos tendem também a actuar ou a combinar-se de maneira específica, dando origem a distintos sistemas morfogenéticos. Estes, por sua vez, podem traduzir-se em formas de relevo originais ou que se associam de maneira original, constituindo paisagens geomorfológicas características. No entanto, os climas da Terra não são imutáveis. Bem pelo contrário, eles caracterizam-se por uma grande variabilidade à escala temporal, que se reflecte na natureza e magnitude dos processos geomorfológicos. Os grandes progressos recentes no conhecimento da paleoclimatologia do Quaternário vieram dar um interesse renovado ao estudo da chamada geomorfologia climática, aspecto que tinha sido de certo modo ofuscado, a partir dos anos sessenta do último século, pelo especial enfoque na dinâmica geomorfológica.

2. AS GLACIAÇÕES DO QUATERNÁRIO E SUAS CONSEQUÊNCIAS AMBIENTAIS

As glaciações do Quaternário produziram radicais modificações na geografia física da Terra, em intervalos de tempo que se podem considerar muito curtos, à escala geológica. As condições prevalentes no Máximo da Última Glaciação, há cerca de 18.000 anos, comparadas com as condições ambientais actuais, ilustram bem essas mudanças. Entre as mais importantes, saliente-se: 1) existência dos *inlandsis* Norte-Europeu e Norte-Americano, o primeiro estendendo-se até à Alemanha e cobrindo a maior parte do Reino Unido, e o segundo cobrindo todo o Canadá e o Norte dos Estados Unidos; 2) existência de faixas de *permafrost* (solo sempre gelado) à frente dos *inlandsis* que, no caso da Europa, alcançou uma largura aproximada de 600 km, atingindo o Sul da França; 3) descida em latitude do limite da floresta, em distâncias de várias centenas ou mesmo de vários milhares de quilómetros, tendo-se situado, no caso da Europa, na margem Norte do Mediterrâneo; 4) descida do nível dos oceanos, na ordem de 130 m, com grandes modificações na posição e na fisionomia dos litorais da Terra.

No Máximo da Última Glaciação, a superfície coberta pelos gelos continentais era pelo menos tripla da actual, o que seria equivalente a cerca de um quarto das terras emersas. Em relação às condições climáticas actuais, houve uma forte expansão da zona polar e uma acentuada contracção da zona temperada. Isso reflectiu-se, obviamente, na morfogênese, com grande extensão dos processos de erosão glaciária e periglaciária. Fora dos limites do mundo polar de então, sobretudo nas montanhas das regiões temperadas, houve também uma descida do limite das neves perpétuas e do limite da árvore, ou seja, um alargamento do andar alpino, logo da faixa da morfogênese típica dos climas frios. Embora não conhecendo um arrefecimento tão elevado como nas latitudes médias, onde a descida da temperatura terá sido normalmente superior à dezena de graus centígrados, nas regiões tropicais houve também grandes modificações ambientais durante as fases de arrefecimento plistocénico. Certas áreas conheceram uma melhoria do regime hidrológico, com formação de lagos por vezes extensos, ou subida de nível dos lagos já existentes, em consequência quer de um aumento da precipitação quer de uma diminuição da evaporação física, por arrefecimento da atmosfera. Mas uma das mais importantes consequências da glaciação terá sido o alargamento da faixa dos desertos arenosos tropicais e subtropicais, o que é perfeitamente evidente quando se compara a distribuição das dunas arenosas activas na actualidade e há 18.000 anos (Goudie, 1992, p.100). Isso significa que a correspondência entre glaciações alpinas e “pluviais” está longe de ser a regra. Além disso, o ritmo das alternâncias

entre fases húmidas e secas parece bem mais elevado do que a alternância entre períodos glaciários e interglaciários (Goudie, 1992, p.121).

3. A ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DAS SONDAGENS DOS FUNDOS OCEÂNICOS E A VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO

Durante muito tempo, até à grande revolução que resultou do estudo das sondagens dos fundos oceânicos (“deep-sea cores”), a cronologia do Quaternário, em uso nos domínios da geologia e da geomorfologia, baseava-se sobretudo no trabalho clássico já referido de Penck e Brückner. Estes cientistas tinham estabelecido quatro glaciações (a que deram os nomes dos afluentes do Danúbio: Günz, Mindel, Riss e Würm, do mais antigo para o mais recente), separadas por três períodos interglaciários. Mais tarde, juntou-se uma outra glaciação (que se designou por Donau, isto é, Danúbio) e, por via disso, mais um interglaciário.

Em 1947, Harold Urey apresentou a hipótese de que a composição dos isótopos de oxigénio ^{18}O e ^{16}O , constituintes das conchas dos organismos, pudesse constituir um indicador das paleotemperaturas. Em artigo publicado em 1955, Cesare Emiliani estabeleceu uma equação baseada na composição isotópica dos foraminíferos planctónicos, a qual, segundo o autor, serviria para determinar a temperatura das águas oceânicas. Em 1973, Shackleton e Opdyke mostraram que a composição isotópica das conchas dos foraminíferos depende mais da composição isotópica das águas oceânicas do que da temperatura das mesmas. No entanto, a razão dos isótopos de oxigénio ^{18}O e ^{16}O constitui, indirectamente, um indicador das variações da temperatura à superfície dos oceanos e da própria atmosfera: nos períodos mais frios, de formação ou aumento do volume dos *inlandsis*, aumenta a concentração de ^{18}O nos oceanos (isso porque o ^{16}O , mais leve, é mais facilmente incorporado na evaporação, sendo depois retido em parte nos *inlandsis*, através da precipitação sólida); nos períodos mais quentes (ou menos frios), dá-se o contrário, isto é, através da fusão dos gelos continentais e do escoamento de água doce, há um aumento da concentração do ^{16}O nas águas oceânicas. Hoje, os foraminíferos planctónicos desempenham um papel determinante na reconstituição das paleotemperaturas das superfícies oceânicas, mas a partir das biocenoses: desenvolveram-se equações de regressão (“transfer functions”) que permitem estabelecer correlações entre as faunas modernas e as faunas do passado, relacionando também as condições ecológicas em que as faunas vivem: depois da utilização de espécies indicadoras de águas frias e quentes, cuja presença na biocenose poderia ser pouco significativa, estabelecem-se hoje sequências climáticas com base na “fauna total” (Hecht, 1985; Lowe e Walker, 1997; Bradley, 1999).

Todavia, as variações dos isótopos de oxigénio constituem um excelente indicador das variações do volume dos gelos continentais, logo, indirectamente, da sucessão de fases mais frias e fases mais quentes. As múltiplas sondagens oceânicas hoje estudadas mostram que o número de fases isotópicas (fases deficientes ou, pelo contrário, de maior concentração de ^{18}O) são muito elevadas. Por exemplo, a sondagem do Pacífico Ocidental V28-239 indica a existência de 63 fases isotópicas nos últimos 1,8 Ma (cf. Lowe e Walker, 1997, p.316). Uma outra característica da estratigrafia isotópica é a ocorrência de transições muito bruscas entre os máximos e mínimos isotópicos, designadas por terminações (“terminations”). Essas terminações indicam rápidas deglaciações, com fornecimento aos oceanos de grandes quantidades de águas isotopicamente leves (ricas em ^{16}O). Os segmentos entre duas terminações sucessivas representam os ciclos glaciários, compreendendo um período glaciário e outro interglaciário. Shackleton e Opdyke, através do estudo da sondagem V28-179, individualizaram 17 ciclos glaciários completos nos últimos 1,6 Ma (cf. Goudie, 1992, p.50). Cada ciclo glaciário dura em média 100 ka, sendo os períodos interglaciários muito mais curtos do que os glaciários (cerca de 10 % do ciclo, logo aproximadamente 10 ka).

4. OS CICLOS DANSGAARD-OESCHGER E OS EVENTOS HEINRICH

Os dados obtidos pelas sondagens dos *inlandsis* (“ice cores”) da Gronelândia e da Antártida revolucionaram o conhecimento das mudanças climáticas do último ciclo glaciário. Uma importante característica paleoclimática revelada pelas sondagens GRIP e GISP2 no *inlandsis* da Gronelândia

(atingindo ambas 3.000 m de profundidade) é a existência, nos últimos 120 ka, de acentuadas oscilações climáticas de elevada frequência. Elas reflectem-se em mudanças bruscas nos valores da razão dos isótopos de oxigénio, sendo bem aparentes, por exemplo, 20 eventos interestadiais no período de 80-20 ka BP, durante os quais as temperaturas flutuaram com uma amplitude de 5 a 8° C (Lowe e Walker, 1997, p. 158). Estas fases interestadiais do último ciclo glaciário são conhecidas por eventos ou ciclos Dansgaard-Oeschger, e têm uma duração relativamente curta, da ordem de 500-2000 anos. Além disso, eles parecem ter surgido de modo abrupto, no intervalo de algumas dezenas de anos apenas, embora terminando de modo mais gradual (Lowe e Walker, 1997, p.340).

Mudanças bruscas do ritmo climático são também denunciadas pelas sondagens dos fundos oceânicos nos últimos 80 ka, sob a forma dos chamados eventos Heinrich, que surgem na parte final de prolongadas fases frias. Estes episódios, particularmente nítidos no Atlântico Norte, são denunciados por um aumento da fracção lítica nas sondagens e também por um aumento percentual de *Globoquadrina pachyderma*, foraminífero que vive em águas polares. A fracção lítica é interpretada como o resultado de uma maior produção de icebergues. Pensava-se que os icebergues que banharam durante o último período glaciário a costa europeia de latitude média tinham origem sobretudo no *inlandsis* da Escandinávia, mas o material lítico das sondagens oceânicas revela também um transporte importante de oeste para leste, indicando uma origem no *inlandsis* laurentino (Lowe e Walker, 1997, pp.148-149; Adams *et al.*, 1999, p.11-12; Cronin, 1999, p.224). Os eventos Heinrich têm uma frequência menor que os ciclos Dansgaard-Oeschger, tendo-se registado seis episódios desde cerca de 70 ka a 15 ka BP (H6 a H1), havendo quem considere o brusco e acentuado arrefecimento Younger Dryas, ocorrido há 12.900 – 11.500 anos, semelhante a um evento Heinrich (Adams *et al.*, 1999, p.14; Cronin, 1999, p.224).

5. AS TRANSIÇÕES BRUSCAS DO CLIMA DO QUATERNÁRIO

A teoria de Milankovitch, apresentada pela primeira vez em 1924, foi inicialmente acolhida com muito entusiasmo porque a sequência de fases frias e quentes deduzidas das variações orbitais da Terra adaptavam-se bem ao ritmo então conhecido das glaciações alpinas. Mais tarde a teoria foi posta em dúvida e até rejeitada, à medida que os progressos do estudo do Quaternário, com base em vestígios continentais (datagens de radiocarbono, palinologia, estratigrafia dos solos e dos *loess*, sedimentos lacustres) revelavam um ritmo climático bastante mais complexo. A partir dos anos setenta do séc. XX, com o desenvolvimento da estratigrafia isotópica das sondagens dos fundos oceânicos, a teoria ganhou novo interesse e hoje é quase universalmente aceite. Efectivamente, a análise espectral aplicada às variações isotópicas revelou a existência de ciclos de 100 ka, 43 ka, 24 ka e 19 ka, que quase coincidem com a periodicidade das variações orbitais (respectivamente, excentricidade da órbita, obliquidade da mesma, e os dois ciclos da precessão dos equinócios) (Goudie, 1992, p.267).

No entanto, se as variações orbitais expressas na teoria de Milankovitch conseguem explicar ciclos climáticos de duração da ordem das dezenas de milhar de anos, o mesmo não acontece para ciclos ou episódios mais curtos, da ordem de alguns milhares de anos apenas, tal como acontece com os interestádios Dansgaard-Oeschger e os episódios Heinrich do último período glaciário (Quadro 1). Outra característica importante da paleoclimatologia do Quaternário, nomeadamente do último ciclo glaciário, que tem sido posta em evidência pelos estudos modernos, é o modo muito brusco das transições climáticas, as quais podem verificar-se no intervalo de séculos, decénios ou de apenas alguns anos, quer dizer, à escala da vida humana, como sublinham Adams *et al.* (1999). Para as oscilações climáticas de tempo curto, de alguns anos ou alguns decénios, conhecem-se na climatologia actual, como mecanismos responsáveis, os fenómenos conjugados oceano-atmosfera ENSO (“El Niño-Southern Oscillation”) e NAO (“North Atlantic Oscillation”). Com uma periodicidade da ordem da dezena de anos há também que ter em conta o número de manchas solares; segundo Chambers *et al.* (1999), existe uma relação clara entre a variação da actividade solar e a variação da temperatura no Hemisfério Norte desde meados do séc. XVII (isto é, desde que Galileu descobriu as manchas solares). Mas, entre as periodicidades da ordem da dezena de anos e da dezena de milhar de anos, existe como que uma “lacuna”, que corresponde a uma falta de conhecimento adequado dos mecanismos das mudanças climáticas (Adams *et al.*, 1999, p.28).

PERIODICIDADE	MECANISMO OU FENÓMENO	NATUREZA DO FENÓMENO
3-6 anos	ENSO	Interacções oceano-atmosfera
~10 anos	NAO	Interacções oceano-atmosfera
11 anos	Manchas solares	Actividade solar
1-3 ka	Ciclos Dansgaard-Oeschger	Interacções criosfera-oceano-atmosfera
7-13 ka	Eventos Heinrich	Interacções criosfera-oceano-atmosfera
21 ka	Precessão dos equinócios	Variação orbital
42 ka	Obliquidade da eclíptica	Variação orbital
96 ka	Excentricidade da órbita	Variação orbital

Quadro 1 – Periodicidades e mecanismos das variações climáticas (baseado em: Adams *et al.*, 1999; Lowe e Walker, 1997; Markgraf, ed., 2001).

Table 1 – Periodicities and mechanisms of climatic fluctuations.

No entanto, as oscilações da ordem das centenas de anos ou do milénio, sobretudo durante o período glaciário, parecem também reflectir mecanismos de retroacção no interior do sistema climático, envolvendo flutuações na dimensão dos *inlandsis* e na circulação oceânica e atmosférica. Um dos mecanismos capazes de desencadear ou amplificar mudanças climáticas num período relativamente curto, explicando porventura as transições dos ciclos Dansgaard-Oeschger ou os episódios Heinrich, é a circulação termohalina (ver, entre outros, Bradley, 1999, pp.260-268). Uma interrupção ou enfraquecimento do mergulho das águas salgadas no Norte do Atlântico, por diminuição da salinidade, teria como consequência um recuo da Corrente de Golfo, formação de banquisa, aumento do albedo, verões mais frescos, maior cobertura de neve nos continentes, maior albedo, todo um conjunto de retroacções que originariam um progressivo arrefecimento da atmosfera e da superfície das águas oceânicas. A diminuição da salinidade pode derivar de um influxo de água doce no Ártico e no Norte do Atlântico, devido a razões várias: fusão do *inlandsis* laurentino, com escoamento de grandes volumes de água através do rio S. Lourenço (que parece ter sido o principal mecanismo que desencadeou o episódio frio Younger Dryas); rápido esvaziamento para os mares nórdicos de um lago formado na margem de um dos *inlandsis* (como terá acontecido com o da Sibéria Ocidental); aumento de fusão de icebergues no Atlântico Norte, na sequência de um evento Heinrich (Adams *et al.*, 1999, pp.17-18).

6. VARIABILIDADE CLIMÁTICA, FORMAS DO RELEVO E PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS

Estamos, pois, bem longe da teoria clássica que preconizava quatro ou cinco glaciações e outros tantos períodos interglaciários durante o Quaternário. A estratigrafia isotópica baseada nas sondagens dos fundos oceânicos mostra que os ciclos glaciários (compreendendo um período glaciário seguido de um interglaciário) são da ordem de duas dezenas nos últimos dois milhões de anos e que as fases isotópicas, revelando oscilações importantes no volume dos gelos continentais, logo uma alternância de fases mais frias e mais temperadas, são muito mais numerosas, tendo-se formalmente identificado 116 fases nos últimos 2,73 Ma (cf. Lowe e Walker, p.305). Evidentemente, a amplitude das mudanças climáticas depende da escala temporal considerada. Goudie (1995, fig. 1.1, p.12), resume esse facto do seguinte modo, servindo-se da variação das temperaturas nas latitudes médias: nos últimos decénios, a amplitude da variação seria da ordem de 0,4° C; nos últimos séculos, da ordem de 1,5° C; na passagem do Máximo da Última Glaciação para o Holocénico, ou seja, na passagem de um período glaciário para um interglaciário, da ordem de 10° C. Como salienta Bradley (1999, p.33), as pequenas variações de temperatura, de alta frequência, que se podem detectar nos últimos séculos, terão existido também no passado da história da Terra, “mas elas perdem-se no ruído do registo climático de tempo longo; apenas as mudanças de maior amplitude são detectáveis”.

Chegados a este ponto, convém avaliar em que medida as formas do relevo e a dinâmica geomorfológica traduzem essa variabilidade climática. A esse respeito, Brunson (1979, p.75) sublinha: “Considera-se normalmente que a paisagem é controlada pelo clima; no entanto, as relações entre clima, processos e formas de relevo não estão perfeitamente compreendidas”. Apesar dessa

reserva, pode dizer-se que: 1) os processos geomorfológicos são muito sensíveis às variações climáticas, mesmo de tempo curto; 2) pelo contrário, as formas do relevo tendem a apresentar uma certa “inércia” em relação às variações climáticas de alta frequência.

Trata-se de um velho problema em geomorfologia, o de saber em que medida haverá uma relação entre as formas de relevo, de evolução em tempo longo, e os processos, de evolução em tempo curto. Schumm e Lichty (1965) mostraram, com o exemplo da evolução dos sistemas fluviais, que variáveis dependentes e variáveis independentes vão mudando conforme a escala temporal considerada, desde o tempo geológico até ao tempo “instantâneo”, não havendo, assim, um real antagonismo entre a evolução de tempo longo e a evolução de tempo curto, ou, por outras palavras, entre formas e processos (cf. Kennedy, 1997, p.419; Knighton, 1998, pp.262-263). Por sua vez, Tricart (1965), na sua proposta de “classificação taxonómica dos factos geomorfológicos”, mostrou que há uma forte relação entre a escala espacial, a escala temporal e a própria natureza das formas do relevo terrestre. Noutra lugar, resumimos assim essa interdependência: “As formas de evolução longa e que determinam as linhas gerais do relevo terrestre, quer se trate de plataformas arrasadas quer sejam cordilheiras de montanhas ou partes delas, só podem ser estudadas no contexto da geologia, nomeadamente da tectogénese e das grandes fases de sedimentação. As formas de dimensão média, que constituem o ‘modelado’, no sentido que lhe dá a escola francesa, estão relacionadas estreitamente com o quadro bioclimático e o seu estudo implica a análise da sedimentação correlativa, das alterações das rochas e dos solos. As formas de pequena escala, de evolução rápida, estão ligadas aos processos, logo à física, à química e à biologia” (Ferreira, 1999, p.26).

Assim, à medida que aumenta a escala espaço-temporal das formas do relevo, as relações entre essas formas e os processos geomorfológicos tornam-se cada vez menos inteligíveis. O mesmo se pode dizer das relações entre as formas do relevo e o clima. No entanto, os progressos no conhecimento dos climas do passado tornam cada vez mais estreitas e complexas essas relações. Uma boa ilustração disso é o que se verificou com a identificação e interpretação dos terraços fluviais quaternários. Na interpretação clássica, haveria em todos os vales fluviais quatro terraços correspondendo às quatro glaciações então admitidas. Hoje, acompanhando os progressos da paleoclimatologia do Quaternário (e também da sedimentologia, da arqueologia, da paleontologia, da paleobotânica, e dos métodos de datação absoluta) o número possível de terraços em cada vale multiplica-se: a título de exemplo, Lowe e Walker (1997, pp.68-70) cita a existência de 14 terraços quaternários no rio Mosa, a leste de Maastricht, e de nove corpos sedimentares de origem fluvial nos vales dos rios Meno e Regnitz (Alemanha), estes últimos referentes unicamente ao último ciclo glaciário.

Ao iniciar o presente texto, mencionámos a estreita relação existente entre os climas regionais da Terra e a morfogénese. Essa coincidência reflecte a influência dominante dos regimes da temperatura e da precipitação nos processos erosivos e na evolução das formas do relevo. Os conhecidos diagramas de Peltier (1950) tentam relacionar os graus de meteorização física e química e os próprios limites das regiões morfogenéticas da Terra com as temperaturas e precipitações médias anuais. Essa é, no entanto, uma aproximação grosseira da realidade. Um dos mais simples e melhores exemplos de relação entre um elemento climático e os processos geomorfológicos é o dos ritmos de congelação/degelo das regiões periglaciárias, definidos por Troll (1944; *in* Tricart, 1967, p.48). Mas as temperaturas médias anuais não dão conta dos ciclos de congelação/degelo, que são governados pelas variações da temperatura em torno dos zero graus centígrados. Para citar um outro exemplo, o da erosão pluvial (“splash”), pode-se estabelecer uma relação empírica entre esse processo erosivo e a precipitação; no entanto, essa aproximação não explica a verdadeira interacção entre o processo geomorfológico e o elemento climático. A erosividade de uma chuvada depende da intensidade e duração desta, e ainda da massa, do diâmetro e velocidade das gotas (Morgan, 1986, p.44); além disso, a erosão resultante depende de outro conjunto de factores condicionantes que configuram a erodibilidade dos solos. Apesar dessas limitações, não há dúvida de que as variações climáticas, a diferentes escalas espaciais e temporais, que afectaram a Terra durante o Quaternário, influenciaram profundamente a natureza e o ritmo dos processos geomorfológicos, e também a natureza ou sentido da evolução das formas do relevo. Uma vez mais, é preciso não esquecer que o passado é uma das chaves da explicação do futuro.

7. CONCLUSÃO: O CLIMA DO FUTURO E A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA

O cenário de uma duplicação da influência dos gases com efeito de estufa nos próximos cem anos, induzida pelas actividades humanas, constitui um quadro inquietante. Com base nesse cenário, vários modelos de circulação atmosférica prevêem, para o ano 2100, um aumento da temperatura média anual do Globo de 1,4-5,8° C (Quadro 2). E o aumento de temperatura nos continentes será superior a essa previsão global, porque existe uma certa inércia térmica dos oceanos.

Data	Aumento global da temperatura (°C)	Subida global do nível do mar (cm)
1990	0	0
2000	0,2	2
2050	0,8-2,6	5-32
2100	1,4-5,8	9-88

Quadro 2 – Cenários de aumento global da temperatura no próximo século, segundo *Special Report on Emissions Scenarios*, IPCC, 2000 (in IPCC, 2001, p.27).

Table 2 – Global temperature increase scenarios during the next century.

Como resultado desse aumento de temperatura prevêem-se, nas regiões temperadas e polares, grandes modificações nos limites da floresta e da tundra, migrando para norte algumas centenas de quilómetros, o mesmo acontecendo com os limites do *permafrost*, ao mesmo tempo que se verificará uma importante fusão dos glaciares de montanha e da banquisa. Nas montanhas haverá também importantes mudanças de altitude nos andares de vegetação, da ordem de algumas centenas de metros. Todas essas transformações são acompanhadas de mudanças na natureza e ritmo dos processos geomorfológicos. A subida do nível do mar, que, segundo as últimas previsões do IPCC (Quadro 2), será da ordem de 9-88 cm até 2100, terá como consequência uma tendência para a inundação das áreas litorais mais baixas, com salinização e migração para o interior dos ecossistemas costeiros, e a erosão acelerada tanto dos litorais de arriba como dos litorais arenosos (IPCC, 1998). Nas regiões com balanço hídrico muito deficitário, haverá um incremento das tempestades de poeiras e do movimento das dunas (Goudie, 1993).

Segundo Santos *et al.* (2001), o aumento de temperatura média anual previsto pelos modelos de circulação geral da atmosfera, até ao final do século, para a Península Ibérica, é de 4-7°C. Correlativamente, haveria uma diminuição da precipitação em Portugal da ordem 100 mm, embora de magnitude diversa conforme as regiões, com tendência para maior concentração das chuvas (aumento no Inverno, mas forte diminuição na Primavera), aumento de eventos meteorológicos extremos, como cheias e secas e, de um modo geral, diminuição do escoamento nas bacias hidrográficas, mais acentuada no Sul que no Norte do País. Além disso, prevê-se “um aumento do nível do mar de 25 a 110 cm até à década de 2080” (ob. cit., p.13). Essas modificações implicam uma maior actividade geomorfológica, não só da erosão costeira (subida do nível do mar), mas também da erosão dos solos (degradação da cobertura vegetal e concentração das chuvas) e dos movimentos de terreno (induzidos por chuvas mais concentradas e intensas e pelo aumento da erosão lateral na base das vertentes, correlativa das cheias)

A subida de temperatura prevista até ao final do presente século é da ordem de grandeza das variações térmicas dos ciclos Dansgaard-Oeschger, num mundo bem diferente do actual, ou seja, num período glaciário, em que as variações do volume dos *inlandsis* e da banquisa tinham uma maior influência do que actualmente nas retroacções do sistema climático. E, em valor absoluto, não se conhece na história recente da Terra temperaturas tão elevadas, pelo menos fora do mundo polar. No que se refere ao Ótimo Climático do Holocénico, por volta de 7-6,5 ka B.P., os desvios positivos (em relação às temperaturas actuais) nas áreas continentais do Hemisfério Norte terão sido da ordem de 1,5° C, um pouco mais elevados nas regiões subpolares (Frenzel *et al.* 1992, pp.134-136). No Ótimo

Climático do Último Interglaciário, há cerca de 120 ka B.P., as temperaturas médias anuais no Hemisfério Norte seriam, segundo Frenzel *et al.* (1992, pp.90-92), com base em variada informação terrestre e marinha, 2 a 3° C mais elevadas do que actualmente, com desvios positivos mais altos nas regiões polares do que nas latitudes médias e subtropicais. Nestas, os desvios positivos seriam da ordem de 0-2° C.

Esses dados acentuam a magnitude da influência das actividades humanas no clima do futuro, de acordo com as mais recentes previsões. Mas, por outro lado, os modelos de circulação oceânica sugerem que um aumento relativamente pequeno do afluxo de água doce para o Ártico pode fazer cessar a formação de água profunda no Atlântico Norte, fenómeno conhecido por “catástrofe haloclina polar” (Adams *et al.*, 1999, p.17). Segundo Broecker (1997), o aumento da temperatura resultante da duplicação do CO₂ na atmosfera seria suficiente, através do aumento da drenagem de água doce, para enfraquecer a circulação termohalina, logo uma cadeia de reacções que levaria ao arrefecimento da atmosfera.

Como salienta Cronin (1999, p.4), o interesse da paleoclimatologia reside em que o estudo dos dados históricos do clima dos últimos séculos ou das condições atmosféricas actuais é insuficiente para se saber o modo como o clima da Terra muda. E um dos aspectos de maior importância revelado pela investigação recente é o reconhecimento de que as mudanças climáticas muito bruscas são uma característica da história da Terra (ob. cit., p.5). Essa aquisição reforça a preocupação da interferência das actividades humanas no clima do futuro, mas os riscos das variações climáticas, no horizonte temporal de uma ou duas centenas de anos, são difíceis de quantificar, porque existem mecanismos reguladores no sistema climático, que escapam à influência antrópica. Citando Markgraf (em epígrafe), “o clima tem variado a todas as escalas de tempo e continuará a variar, independentemente da influência das actividades humanas”.

BIBLIOGRAFIA

- Adams, J., Maslin, Thomas, E. (1999) – Sudden climate transitions during the Quaternary, *Progress in Physical Geography*, 23 (1), p. 1-36.
- Bradley, R. S. (1999) – *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*, Academic Press, San Diego, 613 pp.
- Broecker, W. S. (1997) – Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance?, *Science*, 278, p. 1582-1588.
- Brunsdon, D. (1979) – Weathering, in Embleton, C. e Thornes, J. (eds.), *Process in Geomorphology*, E. Arnold, London, p. 73-129.
- Büdel, J. (1977) – *Klima-Geomorphologie*, Gerbrüder Borntraeger, Berlin. Trad. L. Fischer and D. Busche, *Climatic Geomorphology*, Princeton University Press, 443 pp.
- Chambers, F. M., Ogle, M. I., Blackford, J. J. (1999) – Palaeoenvironmental evidence for solar forcing of Holocene climate: linkages to solar science, *Progress in Physical Geography*, 23 (2), p. 181-204.
- Cronin, T. M. (1999) – *Principles of Paleoclimatology*, Columbia University Press, New York, 560 pp.
- Erhart, H. (1956) – *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*, Masson, Paris, 90 pp.
- Ferreira, A. B. (1999) – Investigação em geomorfologia. Perspectiva histórica e orientações actuais, in *Encontros de Geomorfologia. Conferências*, Universidade de Coimbra, p. 9-29.
- Frenzel, B., Pécsi, M, Velichko, A. A. (eds.) (1992) – *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene-Holocene*. Geogr. Res. Inst. Hungarian Acad. Sc., Budapest, 153 pp.
- Goudie, A. (1992) – *Environmental Change*, Clarendon Press, Oxford, 2^a ed., 328 pp.
- Goudie, A. (1993) – Human influence in geomorphology, *Geomorphology*, 7, p. 37-59.
- Goudie, A. (1995) – *The Changing Earth. Rates of Geomorphological Processes*, Blackwell, Oxford, 302 pp.
- Hecht, A. D. (1985) – Paleoclimatology: a retrospective of the past 20 years, in Hecht, A. D. (ed.), *Paleoclimatic Analysis and Modeling*, J. Wiley, New York, p. 1-25.
- IPCC (1998) – *The Regional Impacts of Climate Change. An Assessment of Vulnerability*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 517 pp.
- IPCC (2001) – *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 1032 pp.
- Kennedy, B. A. (1997) – Schumm, S.A. and Lichty, R.W., 1965: Time, space and causality in geomorphology, *Progress in Physical Geography*, 21 (3), p. 419-423.
- Knighton, D. (1998) – *Fluvial Forms & Processes. A New Perspective*, Arnold, London, 383 pp.

- Lowe, J. J., Walker, M. J. C. (1997) – *Reconstructing Quaternary Environments*, Longman, Essex, 2^a ed., 446 pp.
- Markgraf, V. (ed.) (2001) – *Interhemispheric Climate Linkages*, Academic Press, San Diego, 454 pp.
- Morgan, R. P. C. (1986) – *Soil Erosion & Conservation*, Longman, Essex, 298 pp.
- Pedro, G. (1968) – Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique, *Rev. Géog. Phys. et Géol. dyn*, X (5), p. 457-470.
- Peltier, L. (1950) – The geographycal cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology, *Ann. Assoc. Am. Geog.*, 40, p. 214-236.
- Santos, F. D., Forbes, K., Moita, R. (eds) (2001) – *Mudança Climática em Portugal. Cenários, Impactes e Medidas de Adaptação - SIAM, Sumário Executivo e Conclusões*, Gradiva, 24 pp.
- Schumm, S. A., Lichty, R. W. (1965) – Time, space and causality in geomorphology, *American Journal of Science*, 263, pp. 110-119.
- Tricart, J. (1965) – *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris, 496 pp.
- Tricart, J. (1967) – *Le modelé des régions périglaciaies*, SEDES, Paris, 512 pp.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1965) – *Introduction à la géomorphologie climatique*, SEDES, Paris, 306 pp.

Factores naturais e factores antrópicos nas dinâmicas de vertente em meios mediterrâneo-atlânticos

Fernando Rebelo*

Universidade de Coimbra

Resumo: Neste artigo indicam-se os principais factores naturais e antrópicos que estão na génese das “dinâmicas de vertente” no Norte e Centro de Portugal. Através de vários exemplos são referidos os processos morfogenéticos das dinâmicas actuais (ravinamentos, desabamentos, deslizamentos e movimentos em massa complexos).

Palavras-chave: *Ravinamentos, desabamentos, deslizamentos, movimentos em massa complexos, Portugal Centro-Norte.*

Abstract: The main natural and human factors of slope dynamics in the Central and Northern part of Portugal are the aim of this paper. To illustrate the morphogenetic processes of present slope dynamics (rill and gully erosion, rock fall, landslide and complex mass movements) some examples are given.

Keywords: *Gully erosion, rock fall, landslide, complex mass movements, Central and Northern Portugal.*

1. INTRODUÇÃO

Compreender o significado da expressão “dinâmicas de vertente” não oferece qualquer dificuldade. Uma vertente resulta sempre de uma evolução, mais ou menos longa, e raramente terá sido consequência de apenas um processo morfogenético. Por vezes, evoluiu mais depressa, sob a acção de determinados processos, por vezes, evoluiu mais lentamente sob a acção de outros. Por isso se fala no plural – “dinâmicas de vertente”.

No entanto, os processos morfogenéticos não são exactamente os mesmos em todas as zonas climáticas. A noção de zonalidade é já muito antiga (F. Rebelo, 1981a, p. 196-198). Desde há muito que alguns geomorfólogos apresentam os processos morfogenéticos no quadro das zonas em que se manifestam, preferindo chamar-lhes processos morfoclimáticos. Embora sejam legítimas as duas expressões, os processos que se verificam nas nossas latitudes têm características diferentes daqueles que se verificam noutras e há processos considerados típicos, quando não mesmo exclusivos, de certas zonas.

O nosso país apresenta áreas muito diversificadas em termos morfoclimáticos. Há, todavia, por toda a região litoral do norte e do centro, uma predominância de características de base *mediterrânea*, com dois ou três meses quase sem chuvas (secos, segundo a maioria dos índices geralmente utilizados), coincidindo com a época mais quente, enquanto as chuvas se distribuem pelos outros meses, podendo ser mais abundantes no inverno ou na primavera. O facto de os seus valores se apresentarem elevados (médias anuais acima de 800 mm, chegando mesmo a ultrapassar os 2500 nas Serras da Estrela e do Gerês – A. Girão, 1941, S. Daveau, 1977) e de o calor de verão ser moderado fica a dever-se às características orográficas, mas principalmente à presença do *Oceano Atlântico*, donde vêm as massas de ar húmido. Assim, as vertentes desta região podem considerar-se integradas em *meios mediterrâneo-atlânticos*.

2. FACTORES NATURAIS

Os factores naturais estão, obviamente, em primeiro lugar quando pretendemos compreender as dinâmicas das vertentes nestes meios mediterrâneo-atlânticos.

* Instituto de Estudos Geográficos, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra

Antes de mais, as características climáticas mais significativas têm de ser entendidas a diferentes escalas de tempo e de espaço. As chuvas, por exemplo, são predominantes em grande parte do ano, e revelam-se, por vezes, abundantes e intensas, principalmente, no outono ou na primavera, quando as temperaturas podem atingir valores próximos das do verão. Com a excepção das mais altas montanhas, a quase ausência de neve ou de muitos dias seguidos de frio, mesmo no inverno, é habitual durante longas séries de anos. No entanto, há anos muito chuvosos e anos pouco chuvosos, há invernos com sequências de dias de chuva muito prolongadas e invernos com sequências de dias sem chuva também muito prolongadas; a variedade das situações de tempo ao longo do ano leva a uma grande diversidade dos registos dos elementos climáticos, tanto no respeitante a chuvas como a temperaturas. Embora hoje se fale muito em mudanças climáticas, a verdade é que, desde que há registos, sempre o nosso clima se apresentou com elevado grau de variabilidade; invernos cinco ou seis vezes mais pluviosos do que outros registados na mesma estação climatológica, tal como verões cem ou (quase) duzentas vezes mais pluviosos do que outros registados igualmente nas mesmas estações, foram há já muito tempo por nós apresentados como exemplos na região Centro do país para o período 1940-1969 (F. Rebelo, 1981a, p. 207).

Mas também se verificam diferenças notáveis entre locais próximos, e não só em função das altitudes, no respeitante a temperaturas ou a precipitações. Em termos absolutos, no mesmo dia, em função de situações de forte instabilidade, pode haver diferenças enormes de quantidade de chuva entre locais, às vezes, muito próximos. E uma grande chuvada num local pode acarretar cheias rápidas (ou até a chegada de fluxos de detritos) em locais onde não choveu...

Do mesmo modo, o material rochoso é muito importante para o estudo das dinâmicas de vertentes pela diversidade que apresenta em termos litológicos, mas também, frequentemente, devido à sua maior ou menor afectação pela tectónica; na verdade, são grandes as diferenças de comportamento entre os vários tipos de material rochoso perante iguais condições erosivas. E não são apenas as diferenças entre calcários, granitos ou xistos que importa ter presentes; são as diferenças de comportamento entre a rocha, seja ela qual for, *in situ*, sã ou alterada, ou, uma vez alterada, movimentada e posteriormente depositada (depósito de vertente); são as diferenças entre as variedades sempre existentes do mesmo tipo de rocha, seja pelas suas características litológicas de pormenor, seja pelo modo como foram afectadas pela tectónica.

Os granitos são sempre um bom exemplo disso – lado a lado podemos encontrar a rocha sã, a rocha pouco alterada e a rocha profundamente alterada, às vezes, todas elas cobertas por um mesmo material de vertente constituído por calhaus e areias graníticas (A. B. Ferreira, 1979; F. Rebelo, 1991).

Finalmente, os declives oferecidos pelas vertentes têm valores diversificados e isso conduz, muitas vezes, à ideia de uma relação aproximada com tipos de processos morfogenéticos, falando-se em declives favoráveis a ravinamentos, a deslizamentos ou a desabamentos. Na mesma vertente, isso pode acontecer ao longo do perfil, como também pode acontecer por passagem lateral. É o caso habitual dos vales de rios com histórias complexas de encaixe, quando passam por rochas de características diferentes; lembremos aqui alguns canhões quartzíticos, como os dos rios Sousa e Ferreira (F. Rebelo, 1975), onde predominam os desabamentos, ao contrário do que se passa a montante e a jusante nos seus vales talhados em xistos.

Alguns declives, mais suaves, parecem mais favoráveis à formação de ravinamentos, outros, menos suaves, parecem mais favoráveis ao desencadear de deslizamentos, outros, ainda, abruptos são claramente mais favoráveis à ocorrência de desabamentos; esta, todavia, será sempre uma relação aproximada com os tipos de processos morfogenéticos, pois só a conjugação com as características do material rochoso e com as características climáticas pode permitir uma explicação.

3. FACTORES ANTRÓPICOS

Os incêndios florestais, sejam eles antigos ou recentes são sempre factores importantes a considerar. Conhecemos casos de incêndios florestais muito antigos, datados, através dos seus vestígios, pelo C14, de há dezenas de milhares de anos, que podem ter sido responsáveis por movimentações de materiais nas vertentes (A. S. Pedrosa, 1993). Há casos históricos de desaparecimento de florestas, muito provavelmente devido a incêndios, que estiveram na origem de ravinamentos, certamente pouco tempo depois (F. Rebelo, 1982). Na actualidade, no nosso país, perto

de Coimbra, incêndios florestais de verão, que pudemos observar e até acompanhar durante vários dias, permitiram a formação de ravinas no outono seguinte.

A ausência, às vezes, total, da vegetação, que se segue aos incêndios, deixa a vertente disponível para a concentração da drenagem e a escorrência, que, anteriormente, era dispersa (difusa ou laminar), passa rapidamente a concentrada, arrastando areias e pequenos calhaus, que vão desgastar o material rochoso posto a nu.

Também os socalcos se apresentam como factores antrópicos de grande importância para o estudo das dinâmicas de vertente, tanto no momento da sua construção, como na sua evolução, como, ainda e principalmente, quando do seu abandono. Na realidade, ao vermos construir socalcos no vale do Douro com pedra e cimento, quase sem possibilidade de escoamento de águas da chuva, logo concluímos que será fácil a sua queda dentro de pouco tempo devido à pressão da água aí retida; mas no próprio momento da construção, mesmo quando ela se processa segundo esquemas tradicionais, a ocorrência de chuvas intensas pode destruir o trabalho do homem e provocar movimentações bem mais fortes do que aconteceria se as obras não estivessem em curso. Em muitas vertentes das Serras do Centro e Norte de Portugal, alguns socalcos antigos, apesar de aproveitados, não têm suportado a pressão da água de chuvas prolongadas – o facto de se encontrarem completamente cheios de materiais de acumulação, com grandes quantidades de argila, leva-os ao colapso, em regra, parcial, originando movimentações de materiais. Quando abandonados pelas populações, os socalcos sofrerão este processo, que se irá repetir até ao desaparecimento dos que tiverem sido afectados, podendo isso acarretar a destruição de outros a jusante. Os materiais deslocados não serão apenas os constituintes das vertentes, mas também os constituintes dos socalcos que o homem para lá transportou e que, por vezes, nem sequer existiam no local.

Temos referenciado numerosos casos de destruição de socalcos em vertentes de toda a região litoral do Centro e do Norte na sequência da diminuição progressiva da população nas áreas rurais, com o consequente abandono dos campos e particularmente desses espaços de produção agrícola.

A construção de infra-estruturas como caminhos de ferro ou estradas, com o aparecimento de barreiras nos materiais rochosos das vertentes ou de taludes nos aterros, conduz, frequentemente, ao desencadear de processos localizados com problemas para a circulação. Às vezes, os movimentos ocorridos, de tipo deslizamento ou desabamento, partindo da barreira criada pelo homem, remontam para a vertente e alargam grandemente a área afectada; a repetição do processo, cada vez com mais intensidade, pode acontecer quando o homem se limita a limpar o material deslocado para cima da via de circulação; essa limpeza corresponde à criação de novo desequilíbrio favorável ao reaparecimento do processo desde que se repita o fenómeno de origem climática que lhe deu origem. Há muitos anos atrás, acompanhámos um caso deste tipo em Coimbra, nas barreiras da Rua de Aveiro (F. Rebelo, 1981b). Mas continuam a acontecer movimentações deste tipo na mesma rua, em pontos diferentes, agora com menos importância dadas as obras já realizadas. No entanto, na região, novas barreiras vão surgindo para abertura ou alargamento de estradas sem se atender ao desequilíbrio brutal que se cria; alguns anos depois, em função de chuvas mais intensas em época pluviosa prolongada, verificam-se as movimentações, pelo que cada vez são mais frequentes, nos invernos chuvosos, as interrupções de trânsito. Os trabalhos de consolidação que se seguem nem sempre resultam. Novos métodos experimentados não têm sido acompanhados por uma acção sobre a secção a montante da vertente, o que, em geral, leva, poucos anos depois, ao reaparecimento do problema.

Outros exemplos de factores antrópicos se poderão acrescentar aos acima referidos. Desbaste de vegetação, movimentações de terrenos, criação de regos, etc. têm sido referenciados (F. Rebelo, 1994) como causas próximas do desencadeamento de deslizamentos ou da formação de ravinações. As acções humanas são, portanto, factores de grande importância para as dinâmicas de vertentes.

4. DINÂMICAS ACTUAIS – CASOS CONCRETOS

Os ravinações são, talvez, os exemplos de processos geomorfológicos considerados mais típicos entre os que se verificam em meios mediterrâneo-atlânticos. O clima apresenta características frequentemente favoráveis; será necessária a conjugação com o desaparecimento da vegetação e com um material rochoso pouco coerente, de preferência argilo-arenoso ou cascalhento.

Foi em condições deste tipo que, em tempos, os estudámos na área de Coimbra (F. Rebelo, 1982), tanto sobre materiais gresoconglomeráticos do Triásico, como em materiais calcomargosos do Liásico. Observações frequentes das áreas estudadas, mostraram que muitas ravinas se terão instalado sobre materiais de fraca ou nenhuma coesão do tipo depósito de vertente ou, mesmo, em aterros.

O exemplo mais espectacular de formação de ravinas então analisado ocorreu no interior da própria cidade de Coimbra (Solum), sobre materiais gresoconglomeráticos provenientes do Triásico em função de trabalho humano – tratava-se de um aterro e o material estava particularmente solto; foi possível ver o aparecimento de uma ravina a partir de um pequeno sulco e acompanhar o seu desenvolvimento ao longo de uma sequência de dias de chuva intensa.

No caso concreto das colinas calcárias próximas de Condeixa, sobre as quais documentos históricos asseguram a existência de florestas onde se acoitavam ursos (S.D.Arnaut, cit. por F. Rebelo, 1982), há hoje profundas ravinas. No entanto, os ravinamentos mais densos só existem em parte das vertentes voltadas a sueste, como que atestando também a importância de características microclimáticas como a exposição aos ventos frios de inverno e quentes de verão, mas sempre secos, de sueste.

Tanto na área de Coimbra (vale do Ceira), como na Lousã (vale do Arouce, perto do Castelo) observámos, também, os momentos iniciais da formação de ravinas, mas após incêndios florestais importantes. No primeiro caso, em função de buracos originados pela combustão das raízes de pinheiros em materiais xistosos, no segundo, em função de uma cobertura de materiais de cobertura argilo-arenosos em declives considerados médios, em sectores rectilíneos de vertente.

A. Pedrosa (1994, p. 30-31) encontrou pelo menos um caso semelhante a este último numa vertente da Serra do Marão (Paradela do Monte, Santa Marta de Penaguião), mas desencadeado pela abertura de um caminho, um ano depois de grande parte da vegetação ter sido consumida por um incêndio. L. Lourenço (1996, p.236-237) mostrou toda uma vertente nas Serras de Xisto da Cordilheira Central em que várias ravinas se formaram após incêndios florestais.

Desabamentos mais ou menos importantes têm sido referidos em jornais diários, quando acontecem e originam prejuízos, às vezes, mesmo, mortes. Na bibliografia geomorfológica também têm sido estudados ou simplesmente apresentados. Já tivemos a oportunidade de os ver desencadear-se à nossa frente e a não muitos metros de distância, numa duna em trabalhos de exploração de areias, na área de S. Pedro de Moel-Marinha Grande e na banqueta litoral de uma duna atacada directamente pelo mar na área da Gala-Figueira da Foz. Num e noutro caso o material rochoso era semelhante e naturalmente de muito fraca coesão – areia – e estava seco. Num caso, o agente desencadeador foi o homem, no outro, foi a água do mar em dia de ondas violentas. Mas, em ambos os casos, nada aconteceu directamente. Houve um curto lapso de tempo desde a última acção directa (da escavadora e da água do mar) e a ocorrência. Digamos que o clima aqui não teve grande influência. Tratou-se de um processo perfeitamenteazonal, que poderia ter acontecido noutro lugar de uma outra latitude. Mesmo assim, convirá insistir no facto de a secura do material rochoso ser visível e provavelmente ter sido responsável pela maior quantidade de areia posta em movimento. No nosso país, a secura pode, às vezes, ser aguda; há anos em que não chove durante meses seguidos, como há dias de vento do quadrante de leste que origina pontas de secura mesmo em áreas do litoral.

Outro exemplo que temos referido várias vezes é o das vertentes graníticas do Douro na própria cidade do Porto. A frequência com que se verificavam desabamentos ou desprendimentos de blocos na barreira da Rua da Restauração levou a que tivessem de ser construídas protecções em cimento de grande dimensão e resistência (F. Rebelo, 2001a), porque o tratamento da vertente a montante nunca se revelou seguro. Aí, o material rochoso em presença, o granito, pela sua fracturação, conduz facilmente ao aparecimento de pequenas plantas que, com o crescimento das suas raízes, pressionam, por acção mecânica, os blocos já definidos; se eles se encontram junto à barreira, a sua queda torna-se, por vezes, inevitável. Por esse motivo, ou também pela infiltração de água das chuvas pelas mesmas fracturas, ocorreram, no local, alguns desabamentos e frequentes quedas de pedras. Também aqui os problemas não parecem ter começado logo a seguir à abertura da rua; só alguns anos depois a evolução da vertente artificial criada pelo homem atingiu o ponto de ruptura.

Em barreiras de estrada talhadas em xisto um pouco por toda a área do Maciço Marginal de Coimbra têm sido frequentes situações semelhantes. Recentemente, o alargamento da Estrada da Beira e a abertura do IP 5 foram causa de muitos. Nem sempre, porém se trata de verdadeiros desabamentos, apesar de a rocha em causa os proporcionar com facilidade quando é colocada em desequilíbrio pela acção humana; às vezes, quando a água está envolvida como agente desencadeador,

o processo geomorfológico que corresponde à movimentação pode ser outro – o deslizamento rotacional, em ligação com alguma falha ou com algum plano de xistosidade que funcionem à maneira das “camadas sabão”.

Muitos exemplos de deslizamentos ocorridos na região litoral do Norte e do Centro podem ser referenciados noutros materiais rochosos, geralmente, argilosos ou argilo-arenosos. Quase sempre a vegetação está presente. Às vezes, acontecem em barreiras ou em taludes de estrada e afectam o trânsito; a sua dimensão é variável, podendo atingir apenas as bermas da estrada ou cortá-la completamente por vários meses, como aconteceu em duas estradas da área de Coimbra (junto às povoações de Castelo Viegas e Zouparria) em princípios de 2001, durante um dos mais chuvosos invernos para a região desde que há registos.

Caso curioso foi o que aconteceu também no início desse ano, na vertente da margem esquerda do Mondego, a Sul de Santa Clara, junto à estrada nacional Lisboa-Porto. Um inverno particularmente chuvoso, como foi o de 2000-2001, e um desequilíbrio criado pelo homem com a abertura de uma estrada de ligação entre a estrada e um hotel, associados a um declive médio com abundante depósito de vertente sobre calcários do Liásico, mesmo com vegetação rasteira, na sua quase totalidade relva e flores plantadas quando daquela obra, estiveram na origem de um deslizamento rotacional em escadaria com uma série de cicatrizes de arranque e de pequenos lobos, um dos quais, o mais avançado e maior, um razoável lobo de solifluxão subsuperficial, levantou o asfalto de metade da faixa de rodagem do referido acesso (F. Rebelo, 2001a).

Exemplos, igualmente, de dinâmicas de vertente, talvez até mais frequentes nessa época fortemente pluviosa, são os movimentos em massa complexos. Por vezes, um deslizamento rotacional apresenta, mais do que um simples lobo, uma frente de solifluxão, quando não dá mesmo passagem a uma escoada de lama ou a um fluxo de detritos. Outras vezes, quando as rochas não aceitam tanta água, um desabamento pode seguir-se a um momento inicial de deslizamento. Outras vezes, ainda, um deslizamento rotacional é seguido por acções de escorrência difusa e até concentrada, que, para montante, põem em desequilíbrio blocos de solo que depois passam a deslizar sob o processo de deslizamento translacional e, para jusante, levam ao aparecimento de pequenos cones de dejectão. O caso já referido das barreiras da Rua de Aveiro permitiram-nos compreender como todas estas dinâmicas podem estar presentes em sincronia, mas quase sempre em sequência ao longo de vários meses (F. Rebelo, 1981b).

A uma escala diferente, os casos do vale do Douro, no inverno de 2000/2001, foram exemplos dramáticos porque provocaram mortes (J. G. Santos, 2002), mas foram também ensinamento para os responsáveis pela gestão de vertentes com socalcos. Perderam-se quilómetros de muros de socalcos, por motivos diversificados, em termos de acções antrópicas criadoras de desequilíbrios, mas também por razões comuns, como a abundância das chuvas em longas sequências de dias chuvosos e, ao que parece, a falta de manutenção dos mecanismos de escoamento de águas. Não é fácil definir os processos que estiveram na origem de tantos prejuízos, por isso, falamos de movimentos em massa complexos.

5. CONCLUSÃO

O peso relativo dos factores naturais e dos factores antrópicos é variável, como se depreende do que ficou dito. É, porém, claro que o factor de base se encontra ao nível das características climáticas. Algumas das acções antrópicas apresentadas não teriam qualquer efeito noutros meios, com outros climas. Mas, de igual modo, algumas delas não teriam efeito com outros materiais rochosos presentes ou com outros declives ou com outras exposições.

O estudo casuístico dos processos geomorfológicos teve a sua época de ouro ao longo de grande parte do século XX. Em Portugal, tirando algumas excepções importantes, como o trabalho já considerado clássico de I. Amaral (1968) sobre as cheias rápidas da região de Lisboa em 1967, só nos anos 70, 80 e 90 a perspectiva do estudo dos processos passou a ser mais aplicada; o estudo das crises impôs-se para retirar lições tendo em vista a gestão dos riscos (F. Rebelo, 2001b).

A presença cada vez mais intensa do homem na região litoral do Norte e do Centro, leva a que o risco seja aí quase omnipresente. Quanto maiores forem as listas de casos concretos estudados, mais

hipóteses temos de prever situações e dar elementos para que outros especialistas tudo façam para as evitar. O estudo das características das dinâmicas de vertente no contexto destes nossos meios mediterrâneo-atlânticos, para além da sua componente teórica, tem sempre ligação com o estudo dos riscos geomorfológicos.

BIBLIOGRAFIA

- Amaral, Ilídio (1968) – “As inundações de 25/26 de Novembro de 1967 na região de Lisboa”. *Finisterra*, Lisboa, 3 (5), p. 79-84.
- Daveau, Suzanne - *Répartition et rythme des précipitations au Portugal*. Lisboa, CEG, 1977.
- Ferreira, A. de Brum (1979) – “Os mantos de alteração e o modelado das regiões graníticas: ideias recentes e orientações de pesquisa”. *Finisterra*, Lisboa, 14 (28), p. 218-244.
- Girão, Amorim (1941) – *Atlas de Portugal*, Coimbra, IEG.
- Lourenço, Luciano (1996) – *Serras de Xisto do Centro de Portugal. Contribuição para o seu conhecimento geomorfológico e geo-ecológico*. Coimbra, Dissertação de Doutoramento, Ed. Autor, 757 p.
- Pedrosa, António de Sousa (1993) – *Serra do Marão. Estudo de Geomorfologia*. Porto, Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 3 vols.
- Pedrosa, António de Sousa (1994) – “As actividades humanas e os processos morfogenéticos. O exemplo da Serra do Marão”. *Territorium*, Coimbra, 1, p. 23-34.
- Rebelo, Fernando (1975) – *Serras de Valongo. Estudo de Geomorfologia*. Coimbra, Suplementos de Biblos, 9, 194 p.
- Rebelo, Fernando (1981 a) – “Introdução ao estudo dos processos erosivos actuais na região litoral do Norte e Centro de Portugal”. *Revista da Universidade de Coimbra*, 29, p. 195-248.
- Rebelo, Fernando (1981 b) – “A acção humana como causa de desabamentos e deslizamentos – análise de um caso concreto”. *Biblos*, Coimbra, 57, p. 629-644.
- Rebelo, Fernando (1982) – “Considerações metodológicas sobre o estudo dos ravinamentos”, *Comunicações, II Colóquio Ibérico de Geografia, Lisboa, 1980*. Volume I, p. 339-350.
- Rebelo, Fernando (1991) – “Considerações gerais sobre relevo granítico em Portugal”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 10, p. 521-535.
- Rebelo, Fernando (1994) – “Do ordenamento do território à gestão dos riscos naturais. A importância da Geografia Física salientada através de casos de estudo seleccionados em Portugal”. *Territorium*, Coimbra, 1, p. 7-15.
- Rebelo, Fernando (2001a) – “Os movimentos em massa na perspectiva da teoria do risco”. *Revista Técnica e Formativa ENB*, Sintra, Escola Nacional de Bombeiros, 5 (17), p. 7-15.
- Rebelo, Fernando (2001b) – *Riscos Naturais e Acção Antrópica*. Coimbra, Imprensa da Universidade, 274 p.
- Santos, J.G. (2002) – “Movimentos de vertente na área de Peso da Régua; análise e avaliação multicritério para o zonamento de hazards em ambiente SIG”. *Territorium*, Coimbra, 9 (em publicação).

Dinâmica Litoral

Fernando Veloso Gomes*

Faculdade Engenharia, Universidade do Porto

Resumo: As manifestações fisiográficas de dinâmica costeira e litoral estão associadas a acções de agentes naturais. Por sua vez, as actividades e a presença humana aproveitam e tentam controlar ou contrariar essa dinâmica. Evoluções, instabilidades e roturas estiveram e estarão sempre presentes nas zonas costeiras. A variabilidade das referidas acções costeiras naturais muito previsivelmente está a ser intensificada pelas acções humanas potenciadoras de alterações climáticas globais e pelas grandes transformações a nível de bacias hidrográficas. As capacidades de previsão de evoluções e comportamentos dos sistemas físicos costeiros, a médio e longo prazo, são muito limitadas. Os sistemas económicos e sociais, associados geograficamente às regiões costeiras, estão em grande evolução. Nos estudos podem e devem utilizar-se diversas “ferramentas”, para a compreensão dos sistemas e para a formulação de previsões de evolução dos mesmos. O ordenamento das zonas costeiras não pode ignorar toda uma dinâmica física, frequentemente imprevisível e dificilmente quantificável.

Palavras-chave: Zonas costeiras, dinâmica, litoral, vulnerabilidade, previsões.

Abstract: *Coastal dynamics.* The morphological changes of coastal systems are related to natural agents. Man enjoy this dynamic, but usually he try to control or even to counteract it. Evolution, instability and ruptures are and will be always present in the coastal zone. The natural changes are being probably intensified by human actions, which are accelerating global climatic changes and are creating major changes in the drainage basins. The medium to long-term predicting capacity of the evolution and response to such actions by the coastal physic systems are quite limited. Nevertheless, the economic and social systems are changing very fast. Several tools must be use in order to evaluate coastal systems dynamics and to predict their evolution. The coastal zone management can't ignore such physical evolution, which is very often unpredictable and very difficult to quantify.

Keywords: Coastal zone, dynamic, littoral, vulnerability, predictions.

1. AGENTES NATURAIS DE DINÂMICA COSTEIRA

A dinâmica costeira e litoral pode ser abordada não só numa perspectiva geomorfológica mas também através de perspectivas socio-económicas e urbanísticas: fluxos populacionais, ocupação, uso e transformação de solos, de margens e de planos de água, acessibilidades, actividades económicas com exploração de recursos, alteração das paisagens, ecossistemas, hábitos e valores sociais... São dinâmicas muito relevantes em termos socio-económicos, técnicos e ambientais.

No âmbito de um seminário de geomorfologia, as discussões centram-se em praias, dunas, estuários, sapais, lagunas, deltas, lagoas, restingas, ilhas-barreira, falésias, canhões, plataforma continental, erosões, variações do nível do mar, movimentos de neotectónica.

As manifestações fisiográficas de dinâmica costeira e litoral estão associadas a acções de agentes naturais, de que se destacam:

os ventos, as marés astronómicas, as marés meteorológicas, as ondas de longo período (seichas, tsunamis), as ondas, as vagas, as correntes (associadas às ondas, ventos, marés, aos cursos fluviais, ao efeito de Coriolis, às grandes circulações oceânicas, às variações térmicas e de salinidade, ...).

Estes agentes apresentam uma grande variabilidade de intensidades, frequências e rumos. A diferentes escalas de tempo os agentes interactuam entre si e com as fronteiras sólidas naturais e artificiais, dotadas de maior ou menor mobilidade (rochas, sedimentos grosseiros, sedimentos finos, estruturas rígidas, estruturas flexíveis).

* Faculdade Engenharia, Universidade do Porto. Rua Dr. Roberto Frias, 4200-465 Porto. PORTUGAL.
E-mail: vgomes@fe.up.pt

Nestas interações estão presentes fenômenos de oscilações de nível, empolamentos, refrações, difracções, rebentações, reflexões, espriamentos, refluxos, galgamentos, regolfos, deslizamentos, recirculações, fluxos líquidos, fluxos multifásicos, erosões, acreções.

Por sua vez, as actividades e a presença humana (sempre e cada vez com maior intensidade) aproveitam e tentam controlar ou contrariar essa dinâmica.

2. ESCALAS DE TEMPOS

As escalas de tempos a considerar podem ser da ordem de segundos (períodos das vagas e das ondas), minutos (ondas de longo período, rajadas de vento), horas (marés, temporais, cheias), dias (temporais, cheias), meses e anos (ocorrências sazonais), decénios, séculos, milénios, ...

São escalas muito diversificadas face às actividades humanas que se regem pelas horas, pelos dias de trabalho e de descanso, pelos períodos de algumas semanas de férias, pelas durações dos mandatos dos decisores (alguns anos) e pela memória dos acontecimentos que em geral não ultrapassa alguns decénios.

Nas sociedades com graves problemas sociais e económicos, as necessidades de sobrevivência diária das populações limitam drasticamente os horizontes temporais dos cidadãos, originando situações de exposição aos riscos naturais e disfunções ambientais de proporções não controláveis.

Evoluções, instabilidades e roturas estiveram e estarão sempre presentes nas zonas costeiras. Geofomas, hidroformas, microformas estão em movimento. A variabilidade natural das acções e das interações é indiscutível mas nem sempre é assumida pelas sociedades, interventores e decisores.

As restingas e as ilhas-barreira crescem, engordam, emagrecem, migram. Frequentemente são galgadas, fragmentadas. As praias evidenciam perfis muito variáveis no espaço e no tempo. As dunas evoluem, os sapais são sistemas vivos, os estuários comportam-se como interfaces entre sistemas fluviais e sistemas marítimos.

3. ACÇÕES HUMANAS E PREVISÕES

A variabilidade das referidas acções costeiras naturais muito previsivelmente está a ser intensificada pelas acções humanas potenciadoras de alterações climáticas globais e pelas grandes transformações a nível de bacias hidrográficas (uso dos solos, cobertura vegetal, aproveitamentos hidráulicos, canais de navegação, extracção de sedimentos).

A frequência e persistência dos extremos dessas acções sobre as zonas costeiras, os rumos e os níveis médios estarão a modificar-se.

E quando o Homem edifica (frentes urbanas, empreendimentos turísticos e de lazer, portos) sobre ou na proximidade de sistemas naturalmente dinâmicos (restingas, dunas, praias, ilhas-barreira, sapais, lagunas)? Quais as evoluções e as consequências a longo termo, a médio termo e a curto termo? Que escala de tempo preocupa as sociedades actuais?

A quantificação da vulnerabilidade de sistemas naturais ou artificiais às acções e a quantificação dos riscos a que estão ou ficarão submetidos (acções, consequências, probabilidades) é essencial no planeamento e ordenamento das faixas costeiras e, portanto, no apoio à decisão.

Sistemas muito vulneráveis poderão não ter populações ou bens patrimoniais em risco pela inexistência de ocupações. Populações e bens em elevado risco de exposição poderão não ter a percepção desse grau de risco ou poderão não ter alternativas preventivas ou curativas para evitar ou reduzir esses riscos.

As marés astronómicas são previsíveis. As marés meteorológicas são menos previsíveis. Os estados médios das marés, agitação, ventos e caudais, são previsíveis. Já os extremos desses estados e a ocorrência conjunta de situações desfavoráveis desses estados têm um reduzido grau de previsibilidade. Os grandes e persistentes temporais e os tsunamis poderão ter efeitos devastadores mas a sua ocorrência poderá não ser prevista com a antecedência necessária para evacuar populações.

As capacidades de previsão de evoluções e de comportamentos dos sistemas físicos costeiros, a médio e longo prazo, são muito limitadas. São insuficiências a nível internacional, de natureza

científica e técnica, apesar do grande progresso científico verificado nos anos mais recentes. Então, a capacidade de quantificação das vulnerabilidades e dos riscos fica também muito limitada.

Sistemas costeiros que no passado evidenciaram uma determinada evolução morfológica, registada a uma determinada escala geológica ou humana, poderão continuar a evoluir de uma forma completamente diferente pelo que uma extrapolação com base no histórico poderá ser questionável.

Esses sistemas poderão entrar numa instabilidade que culmine rapidamente com uma rotura irreversível (a curto ou a médio prazo), poderão ter atingido uma configuração de maior equilíbrio, poderão "responder" com uma morfologia incompatível com o uso que entretanto a actividade humana pretendeu atribuir-lhe.

Aos seculares usos das zonas costeiras associados às actividades de exploração de recursos naturais e às acessibilidades terrestres e aquáticas, seguiram-se fortes pressões urbanísticas, comerciais, industriais e turísticas, agudizando ocupações incompatíveis com as dinâmicas naturais presentes e gerando assinaláveis disfunções ambientais.

Zonas costeiras que no passado evidenciaram grandes dinâmicas morfológicas não eram notícia porque não estavam ocupadas ou porque as populações conheciam e "aceitavam" essas dinâmicas.

A evolução dos sistemas costeiros poderá ser temporariamente "contrariada" ou "travada" por intervenções de artificialização, mas não a uma escala geológica.

A construção de diques, esporões, obras longitudinais aderentes, obras longitudinais destacadas, alimentação artificial com areias, reforço de cordões dunares, estabilização de arribas são intervenções com eficácias, custos e impactos muito variáveis de local para local. Terão horizontes entre alguns anos e uma ou duas centenas de anos.

Opções de "não intervenção" e de "acomodação" a novas morfologias costeiras são alternativas a ponderar quando não existem ocupações humanas de grande dimensão e/ ou quando existem recursos financeiros para realocizações de actividades e de aglomerados populacionais.

Os sistemas económicos e sociais, associados geograficamente às regiões costeiras, estão em grande evolução. Também a capacidade de previsão da evolução desses sistemas é muito limitada. Fluxos migratórios, por razões de emprego, de guerras e de turismo, originam impactes locais e regionais de grande amplitude. No passado não foram previstos.

Muitas incertezas continuarão a existir quanto à ocorrência de situações potenciadoras de novos fluxos populacionais e de actividades económicas direccionados para as zonas costeiras. Não são presentemente conhecidos fluxos assinaláveis das zonas costeiras para territórios interiores.

4. TÉCNICAS E FERRAMENTAS DE ESTUDO

Nos estudos de geomorfologia, hidromorfologia e hidrodinâmica marítima, costeira, estuarina e fluvial podem e devem utilizar-se diversas "ferramentas", para a compreensão dos sistemas e para a formulação de previsões de evolução dos mesmos, considerando diversos cenários naturais e de intervenções humanas, bem como horizontes de tempo diferenciados.

As principais "ferramentas" utilizáveis nos estudos científicos e nos projectos são:

- a comparação de evoluções e registos históricos (cartas topo-hidrográficas, imagens, relatos...);
- a recolha e tratamento de dados de campo regionais e locais (geologia, topografia, batimetria, agitação, sedimentos, correntes, cobertura vegetal, qualidade das águas);
- a realização de simulações recorrendo a modelos conceptuais;
- a utilização de simulações recorrendo a modelos semi-empíricos;
- a utilização de simulações com modelos numéricos (diferenças finitas, elementos finitos, elementos de fronteira) validados e calibrados;
- o recurso a simulações com modelos físicos (a escalas reduzidas em laboratórios) validados e calibrados;
- a recolha e tratamento de dados de campo através de técnicas de detecção remota (satélites, radares, aeronaves, sensores);
- a análise do comportamento de protótipos que apresentem alguma semelhança com o protótipo em estudo.

As ferramentas “analíticas”, em geral, não são aplicáveis face à diversidade, complexidade e interação dos fenómenos físicos presentes nas zonas costeiras.

A mobilização e utilização dessas ferramentas tem restrições de diversa natureza como: as financeiras, de tempo disponível para a realização dos estudos, do conhecimento dos fenómenos envolvidos, de disponibilidade e existência de dados para a calibração dos modelos, da validação e de capacidade de simulação dos modelos, dos cenários de intervenção, das escalas de tempos dos fenómenos em presença, da experiência anterior e da formação de base das equipas envolvidas.

As “ferramentas” de simulação e os seus resultados, apesar de serem indispensáveis, não são facilmente comparáveis entre si porque: correspondem a modelos com origem em instituições diferentes, formulações científicas distintas e com diversas hipóteses de base e hipóteses simplificativas, não são validadas nem calibradas com dados e metodologias idênticos, não são alimentadas com os mesmos dados de acções nem nas mesmas condições, a barlar e sotamar, a montante e a jusante.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Do exposto conclui-se ser necessária a utilização, sempre que possível de uma forma complementar, de diversas “ferramentas”, sendo imprescindível desenvolver um sentido crítico muito apurado, alicerçado na experiência, no bom senso e no reconhecimento da insuficiência do estado actual dos conhecimentos científicos apesar dos grandes progressos verificados nos últimos decénios.

O ordenamento das zonas costeiras não pode ser confundido com “desenho urbano” que ignora toda uma dinâmica física, frequentemente imprevisível e dificilmente quantificável.

Se a opção continuar a ser a ocupação e densificação de faixas costeiras naturalmente dinâmicas, as intervenções de artificialização terão de ser politicamente e juridicamente assumidas com todas as consequências, nomeadamente com a consideração de cenários de roturas de que poderão resultar consequências graves em perdas de vidas e de património e na responsabilização de urbanistas, projectistas e decisores.

BIBLIOGRAFIA

- Taveira Pinto, F. & Veloso Gomes, F. (1997) – Portuguese urban waterfront expansion near coastal areas. *Environmental challenges in an expanding urban world and the role of emerging information technologies*, 189-198. National Centre for Geographical Information. Lisbon, Portugal.
- Vasco Costa, F., Veloso Gomes, F. *et al.* (1996) – History of coastal engineering in Portugal. *History and Heritage of Coastal Engineering*, 413-428. Ed. American Society of Civil Engineers, USA.
- Veloso Gomes, F. & Taveira Pinto, F. (2001) – Portuguese coastal zones and the new coastal management plans. *Proceedings of the 5th International Conference MEDCOAST 01*. Ed. Ozhan. Tunisia.
- Veloso Gomes, F. & Taveira Pinto, F. (1999) – *Reconstruction and repair of Portuguese coastal defence structures*. Ed. Inigo Losada. Balkema, Rotterdam.
- Veloso Gomes, F. (1998) – Coastal Zones. *EXPO'98 Pavilhão do Futuro Official Book*, 122-131. Lisbon, Portugal (English, French, Spanish, Portuguese).
- Veloso Gomes, F. & Papadatos, M. (1995) – Metodologia para a quantificação da vulnerabilidades e risco de exposição das orlas costeiras às acções energéticas do mar. *Actas II Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa*. ABRH Recife, Brasil.
- Veloso Gomes, F. & Taveira Pinto, F. (1994). – Urban expansion in high risk north-west coastal areas in Portugal. *Littoral'94 Proceedings*, 981-996. Eurocoast-Portugal. Lisbon, Portugal.
- Veloso Gomes, F. & Taveira Pinto, F. (1997) – A opção protecção para a costa oeste portuguesa. *Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal*, 163-190. Eurocoast-Portugal. Lisbon, Portugal.

Modelos de evolución del relieve en el postglaciar: los circos de Dos Hermanas y de La Laguna Grande en el Macizo de Peñalara (Sierra de Guadarrama, España)

E. Acaso Deltell*, M. E. Moya Palomares**

Departamento de Geología. Universidad de Alcalá de Henares.

J. Centeno Carrillo***

Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

Resumen: El macizo de Peñalara, con dirección NNE-SSW, constituye la cumbre de la Sierra de Guadarrama (2.430 m) situada en el centro de la Península Ibérica. En el presente trabajo se analiza la evolución del relieve en dos circos de origen glaciar situados en dicho macizo que, durante la última glaciación constituyeron la cuenca de alimentación del llamado glaciar de Peñalara. Se describen dos modelos: "de transición brusca" definido por la producción de derrubios de gelifracción heterométricos y grandes despredimientos y "de transición gradual" definido por la presencia de lóbulos gelifluidales y derrubios de gelifracción homométricos.
Palabras clave: Glaciar, circo, Peñalara, derrubios de gelifracción y lóbulos gelifluidales.

Abstract: *Models of Postglacial landform evolution: the cirques of Dos Hermanas and La Laguna Grande, Peña Lara Massif (Sierra de Guadarrama, Spain).* The massif of Peñalara, with NNE-SSW direction, is the summit of the mountain range of Guadarrama (2430 m ASL). It is located in the centre of the Iberian Peninsula. In the present work, it is analysed the evolution of the relief in two glacial cirques located in this massif. During the last glaciación, these cirques constituted the feeding basin of the so-called "glacier of Peñalara". Two models are described: "abrupt transition" defined by the production of heterometric gelifraction material and large landslides, and "gradual transition" defined by the presence of gelifluction lobes and homometric gelifraction deposits.

Keywords: Glacier, cirque, Peñalara, deposits of gelifraction, gelifluction lobes.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como objetivo el estudio de la evolución del relieve en dos circos de origen glaciar que, durante la última glaciación, constituyeron la cuenca de alimentación del llamado glaciar de Peñalara, en el sector oriental del Sistema Central Ibérico.

El macizo de Peñalara constituye la cumbre de la Sierra de Guadarrama (2430 m) y se sitúa entre las comunidades autónomas de Madrid y de Castilla-León (España) (Fig. 1). Se generó durante el ciclo alpino a favor de fracturas hercínicas reactivadas. Con dirección NNE-SSW, está formado por gneis glandular de la formación "ollo de sapo" y pequeños afloramientos de mármoles, pegmatitas y aplitas. Todos estos materiales son de edad hercínica en sentido amplio.

El macizo ha interesado a numerosos investigadores desde principios del siglo pasado, especialmente aquellos temas centrados en el fenómeno glaciar y procesos asociados. Los trabajos más destacados son los siguientes: Obermaier y Carandell (1917), Fränzle (1959), Sanz Herraiz (1977), Centeno *et al.* (1983) y Acaso *et al.* (1998).

* Departamento de Geología. Universidad de Alcalá de Henares. 28871 (Madrid), Espanha.
Tel: + 34 918855070, Email: eduardo.acaso@uah.es

** eugenia.moya@uah.es

*** Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, 28040 Madrid, Espanha. Tel: + 34 913944858.

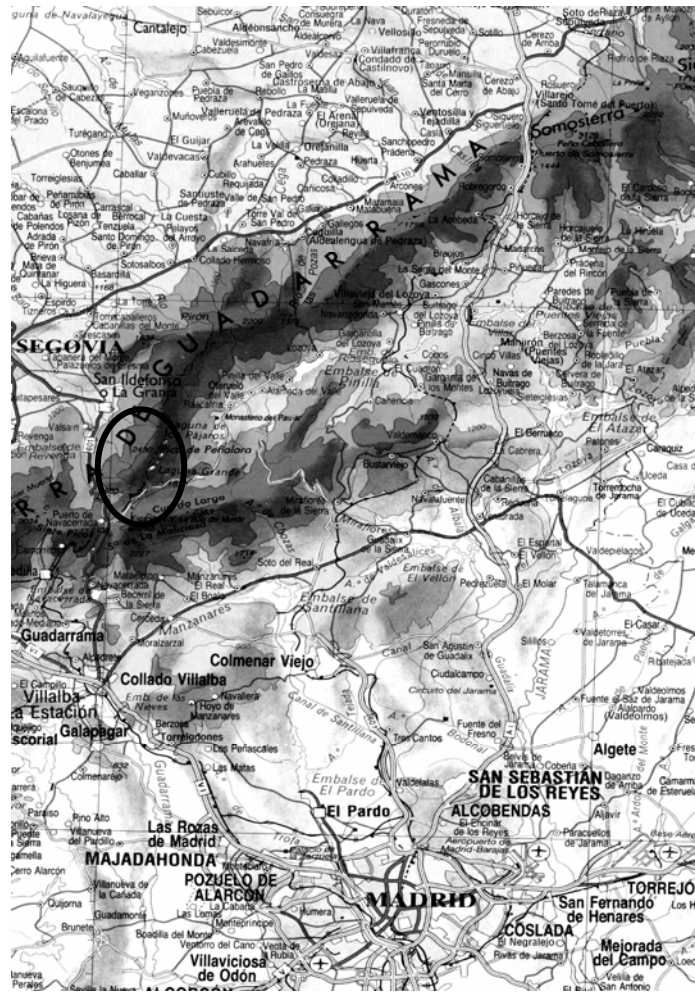


Fig. 1 – Localización del Macizo de Peñalara.
 Fig. 1 – Location of the Peñalara Massif.

2. EL GLACIAR DE PEÑALARA

Durante el Pleistoceno Superior se desarrollaron en el macizo aparatos glaciares de “ladera”, de circo y formas mixtas, preferentemente localizadas en la vertiente SE. El denominado de Peñalara, de orientación SE, es el más grande y el que cuenta con mayor registro sedimentario. Posee una zona de alimentación definida por dos subcircos de desigual excavación (cuyo análisis constituye el objeto de este trabajo) y una corta lengua que llegó a 1860 m de altitud. En su máxima expansión, alcanzó una longitud de 2,5 km.

El modelo de evolución de este glaciar queda definido por cuatro episodios pertenecientes todos ellos a la última fase glaciaria, sin poder hacer mayores precisiones a falta de dataciones absolutas (Acaso *et al.*, 1998). Los complejos morrénicos más bajos y desarrollados (I, II, de la figura 2) definen los dos primeros episodios (máximo glaciar y de los arcos de avance) caracterizados por el funcionamiento de una única masa glaciaria por confluencia de los hielos provenientes de los circos de Dos Hermanas y de la Laguna Grande. El siguiente episodio (de los arcos de retroceso) marca ya la escisión de este único glaciar en dos de muy distinto volumen. Solo el de mayor tamaño, el de la Laguna Grande, posee registro sedimentario en forma de arcos que definen cortas estabilizaciones en el marco de un retroceso generalizado (III). Por último, el cuarto episodio (de los glaciares rocosos) queda definido por pequeños arcos morrénicos (IV) confinados en los circos bajo un clima frío y seco que propició la formación de glaciares rocosos.

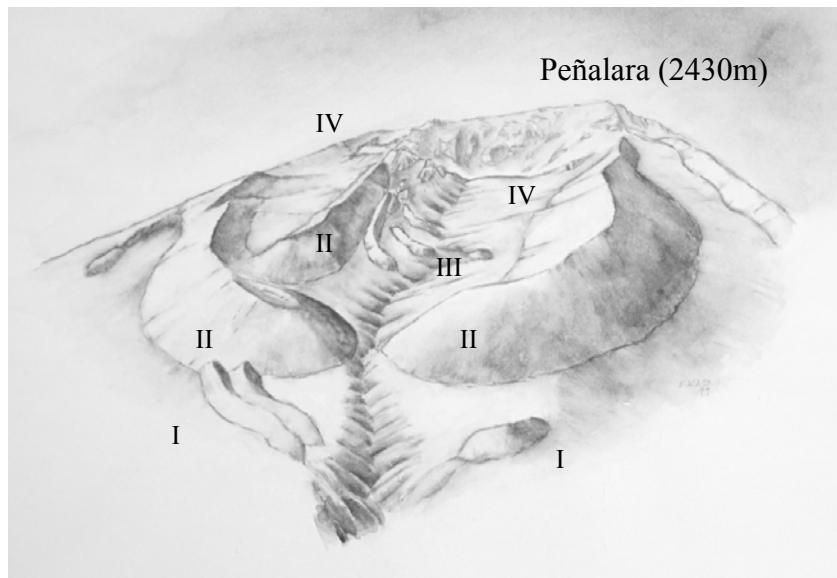


Figura 2 - Glaciar de Peñalara. Vista al Norte.
Figure 2 – Peñalara Glacier from the north.

3. EL CIRCO DE LA LAGUNA GRANDE

En el marco de la historia evolutiva del glaciar, esbozada en el apartado anterior, su cabecera se fue labrando a partir de cuencas de recepción torrenciales, entallándose en el sector superior de la vertiente Sureste y afectando a la superficie de cumbres que enrasa la zona culminante de la montaña. Como ya se ha dicho, la cabecera consta de dos subcircos separados por un espolón rocoso perpendicular, grosso modo, a la dirección general del macizo.

El circo de la Laguna Grande es el más septentrional con un diámetro máximo de 800 m y un desnivel de 280 m. La figura 3 constituye una idealización del relieve del circo a modo de esquema morfotectónico y en él puede observarse una excavación desigual. En efecto, ésta es mínima en la parte de solana, la más próxima a la cumbre del macizo y máxima en la zona de umbría donde la erosión glaciar ha dejado expuestos enormes bloques de roca compacta separados por corredores que denuncian la existencia de fracturas. A su pie, en el fondo del circo, se sitúan dos cubetas de sobreexcavación glaciar: la más grande y honda, hoy día ocupada por la laguna y detrás, otra más pequeña en casi permanente umbría.

La figura 4, de intención más realista, muestra los sectores central y meridional del circo, la zona de umbría, donde la excavación del antiguo glaciar fue más intensa. En primer plano, puede observarse la laguna que cubre el fondo del circo a una altitud de 2018 m llegando a alcanzar una profundidad máxima de 4,7 m aunque el glaciar le dotó de mayor hondura, hoy perdida por la continua llegada de sedimentos a su fondo. Las vertientes que le rodean son una alternancia de paredones, contrafuertes, corredores y depósitos de origen diverso que forman un paisaje alpino y verticalizado, abrupto, único en la Sierra de Guadarrama.

Al pie de la Peña Zabala nace la morrena central (I de la figura 4), del episodio de los arcos de avance. Cerrando la laguna y a modo de dique, una barra morrénica (II de la figura 4) impide su desagüe y denuncia la existencia de un pequeño glaciar de circo. En tercer lugar, cabe citar el acúmulo de bloques situado al pie de la Peña Zabala (III de la figura 4) que define el glaciar rocoso embrionario del mismo nombre (Acaso et al, 1998). Estos dos últimos depósitos caracterizan, para el circo que nos ocupa, el episodio de los glaciares rocosos citado en el apartado anterior.

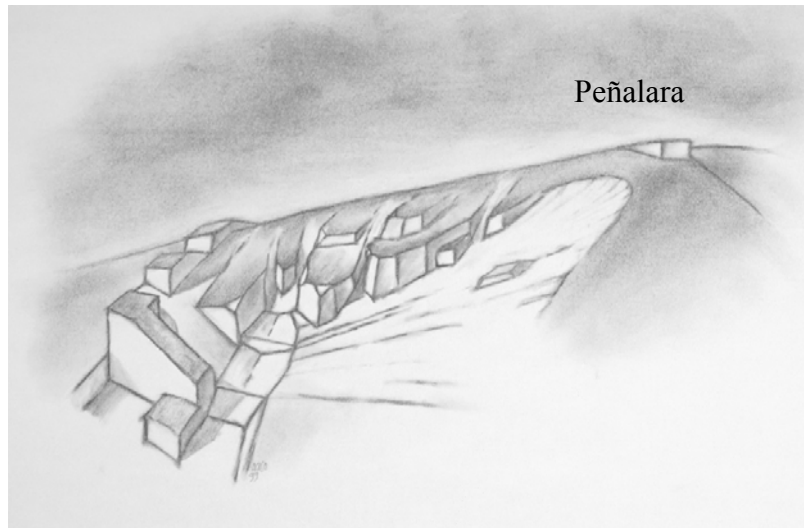


Fig. 3 – Esquema morfotectónico del circo de la Laguna Grande. Vista al Norte.
Fig. 3 – Morphotectonic sketch of the Laguna Grande cirque. View from the north.

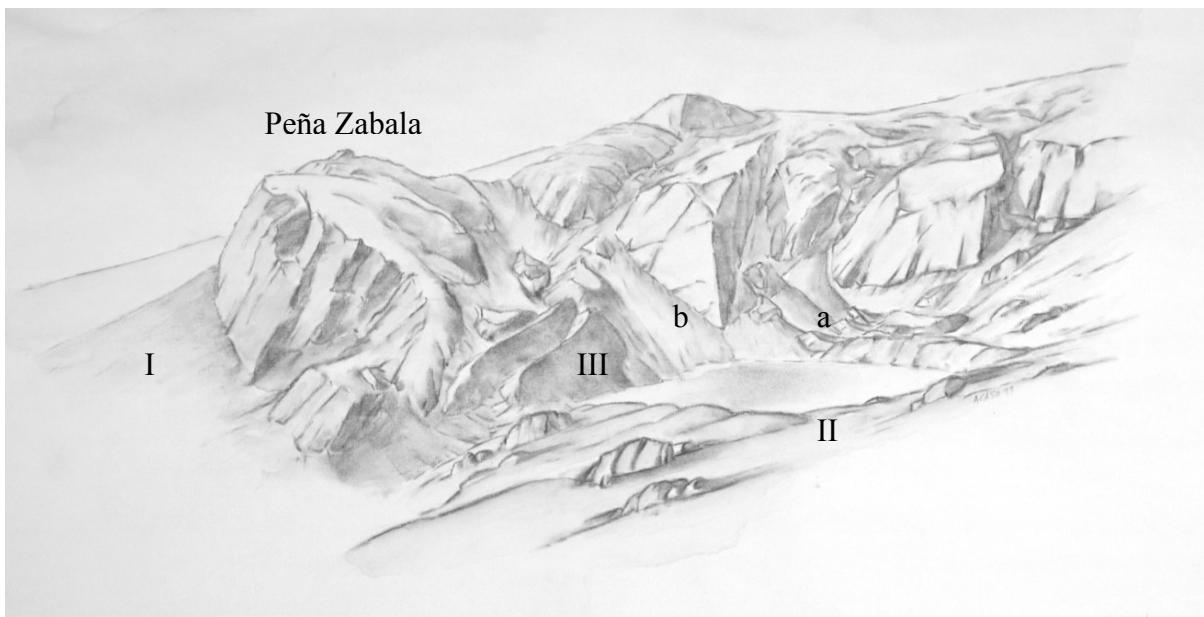


Fig. 4 – Circo de la Laguna Grande. Vista al Oeste.
Fig. 4 – Laguna Grande cirque. View from the West.

Canalizados a través de los corredores, al pie de los distintos afloramientos, se concentran diversos depósitos de origen periglacial que tienden progresivamente a ocupar el recueno excavado por los hielos. Se trata de derrubios de gelifracción muy heterométricos adaptados a la morfología previa. Así, pueden citarse conos y corredores como en la umbría del circo (a de la figura 4) y taludes como por ejemplo en el recueno de Zabala (b de la figura 4). En todos los casos, estos depósitos se mezclan con grandes bloques desprendidos de las inestables paredes debido a la retirada de los hielos y la consecuente descompresión de los escarpes. Destaca el enorme acúmulo de fragmentos rocosos (con bloques de hasta 2 m de diámetro) que sepulta parcialmente las barras morrénicas del glaciar de Zabala.

4. EL CIRCO DE DOS HERMANAS

Separado del circo de la Laguna Grande por el espolón llamado de Zabala, se abre otro recueno de menor entidad y excavación. Se trata de un circo en embudo cuyo diámetro no sobrepasa los 450 m presentando un desnivel máximo de 110 m sin cubetas de sobreexcavación. La figura 5, un esquema morfotectónico idealizado, representa tal circo destacándose la casi total ausencia de escarpes y contrafuertes. Se estructura verticalmente en dos hoyas. Una inferior, la más grande, cuyo fondo se sitúa a 2060 m de altitud y otra superior de muy escasa entidad, con forma casi perfecta en embudo.

La figura 6, de intención más realista, muestra el circo en una vista hacia el Norte. El horizonte final perfila la superficie de cumbres inclinada hacia la cima del macizo que, en la figura, no alcanza a divisarse. El circo queda cerrado, aguas abajo, por el glaciar rocoso (I de la figura 6) que define el último episodio glaciar en la zona. Cabe destacar igualmente, la morrena central (II de la figura 6) que nace de la Peña Zabala y que pertenece al episodio de los arcos de avance.

Los depósitos más característicos del paraje son de origen periglacial. Destacan los lóbulos gelifluidales (a de la figura 6) (Sanz Herraiz, 1997) que en posición de umbría, se derraman sobre el fondo del recueno. Pueden distinguirse seis lóbulos de hasta 25 m de eje mayor. Los derrubios de gelifracción (b de la figura 11) tapizan por entero el circo. Estos derrubios en manto son muy homométricos en contraste con los descritos para la Laguna Grande. El tamaño de grano disminuye con la altura hasta formar un manto continuo de arena muy gruesa en las cercanías de la superficie de cumbres, donde son frecuentes las terrazas de crioplanación y los rellanos en guirnalda.

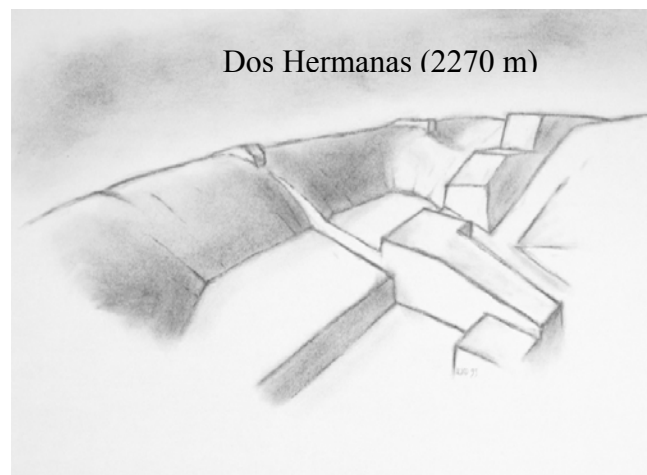


Fig. 5 - Esquema morfotectónico del Circo de Dos Hermanas.
Vista al SW.

Fig. 5 – Morphotectonic sketch of the Dos Hermanas cirque.
View from SW.

5. MODELOS DE EVOLUCIÓN

A la vista de lo descrito, el tránsito desde las condiciones glaciares a las actuales provocó respuestas distintas en ambos circos. El clima frío y seco que imperó en la región durante el tardiglaciar, hecho que parecen avalar los datos suministrados por el contenido polínico en algunas turberas en el Sistema central (Ruiz y Acaso., 1984), tuvo como consecuencia la producción masiva de gelifractos debido a la ausencia de capa nival protectora. Esta producción propició la formación de glaciares rocosos constituyéndose así, la última manifestación glaciar en la zona. En el post-glaciar, la formación de derrubios de gelifracción tienden a sepultar los circos ahora vacíos de hielo.

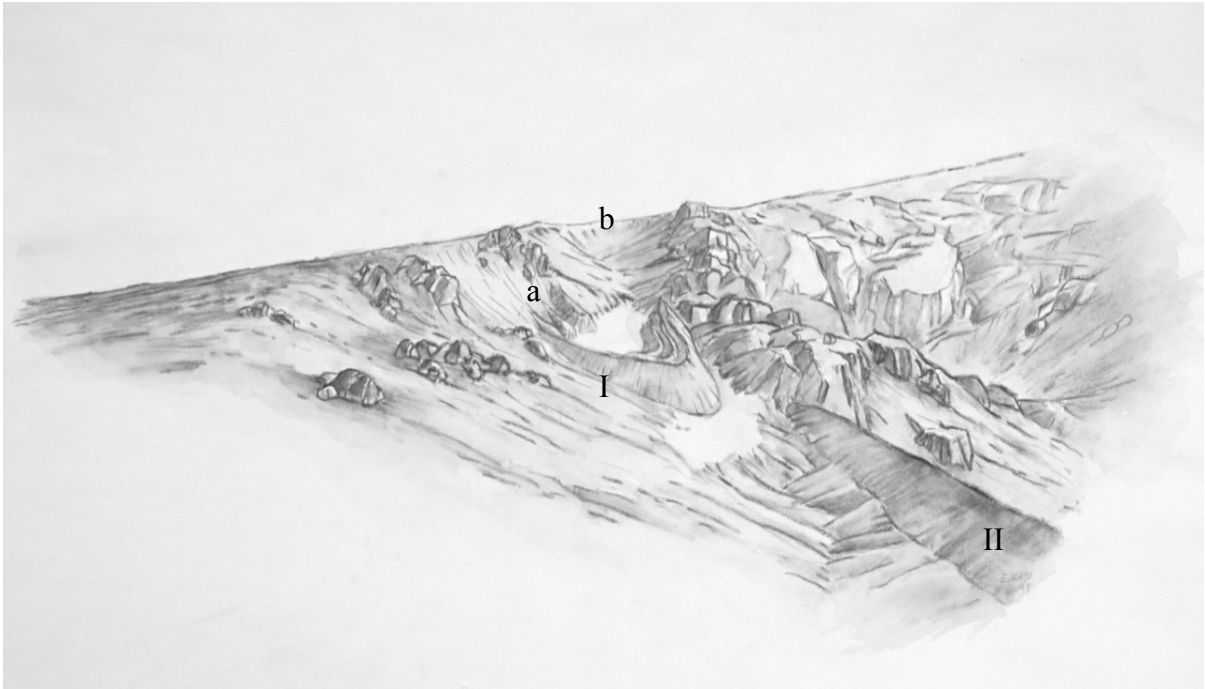


Figura 6 - Circo de Dos Hermanas. Vista al Noroeste.
Figure 6 – Dos Hermanas cirque. View from NW.

El circo de la Laguna Grande define un **modelo de transición brusca** (figura 7) caracterizado por la formación de derrubios de gelifracción heterométricos y frecuentes desprendimientos generados por el abrupto relieve y la descompresión glacial de los escarpes.

Por el contrario, el circo de Dos Hermanas define un **modelo de transición gradual** (figura 8) caracterizado por la formación de depósitos mixtos (los lóbulos gelifluidales) y derrubios de gelifracción homométricos. Se establece así, una secuencia de depósitos que se sucede en el tiempo y, espacialmente, hacia sectores más altos del circo.

6. CONCLUSIONES

Ambos modelos constituyen un buen ejemplo de herencia morfológica para condiciones climáticas similares. Son el resultado de la desigual excavación glacial en los circos -teniendo en cuenta los obligados condicionamientos litológicos y estructurales presentes en cada zona- y, en última instancia, de la diferencia de tamaño de las cuencas torrenciales pre-glaciares a partir de las cuales se modelarían los circos durante el episodio glacial.

En el circo de la Laguna Grande el fuerte relieve generado por la acción del hielo propicia la inestabilidad de sus vertientes, afectadas además por la descompresión glacial. Por tanto, son frecuentes los desprendimientos y desplomes que se mezclan con los gelifractos generando derrubios gruesos y heterométricos. Por el contrario, la débil excavación glacial en el circo de Dos Hermanas permite la formación de lóbulos gelifluidales que son depósitos de transición entre los glaciares rocosos y un mero canchal. Además de la producción de un manto de derrubios cuya homometría inicial -en ausencia de desprendimientos ya que no hay escarpes destacables- se ve acentuada por el ataque de la gelifracción sobre el propio depósito. De manera que el manto de derrubios evoluciona de forma similar pudiéndose detectar el retroceso de las condiciones periglaciares hacia cotas más altas – y modernas- de modo que el depósito muestra una clara disminución de tamaño de grano con la altura.

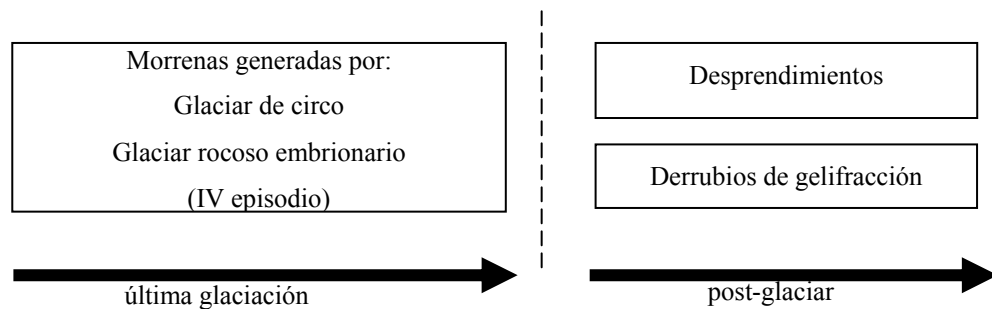


Fig. 7 – Modelo de transición brusca. Circo de la Laguna Grande.
 Fig. 7 – Model of abrupt transition. Laguna Grande cirque.

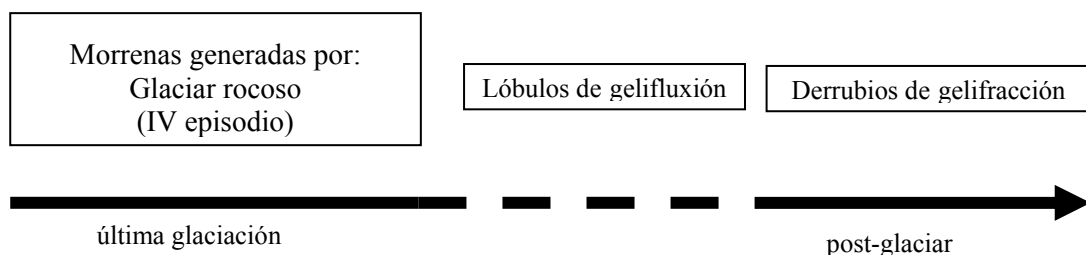


Fig. 8 - Modelo de transición gradual. Circo de Dos Hermanas.
 Fig. 8 – Model of transition. Dos Hermanas cirque.

Creemos que ambos modelos de evolución proporcionan una serie de pautas que definen modelos exportables a otras áreas glaciadas del Sistema Central. No siempre la excavación glaciar y la forma del circo resultante permite, como en Dos Hermanas, la formación de glaciares rocosos y posteriores lóbulos gelifluidales. Ello se debe a un delicado equilibrio entre la producción de fragmentos rocosos y su “ordenación” por el fondo y vertientes del circo. Así, en algunas áreas glaciadas de la cadena, en circos de escasa entidad, no se encuentran depósitos de esta naturaleza aunque sí derrubios de gelifracción homométricos muy evolucionados al estilo de Dos Hermanas. Por lo que respecta al modelo de transición brusca, en los circos en donde la erosión glaciar ha dado lugar a una cierta amplitud con formación de cubetas de sobreexcavación, la presencia de derrubios heterométricos y desprendimientos es constante.

BIBLIOGRAFIA

- Acaso Deltell, E., Centeno Carrillo, J.D., Pedraza, J. De (1998) - Nuevas aportaciones al modelo evolutivo del glaciar de Peñalara, Sistema Central Español, *Aportaciones a la V reunión Nacional de Geomorfología*, Granada, p. 691-695.
- Centeno, J.D., Pedraza, J., De y Ortega, L.I. (1983) - Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su geomorfología glaciar, *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.)*, 81 (3-4), p. 153-171.
- Fränze, O. (1959) - Glaziale und periglaziale Formbildung im ostlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien), *Bonner Geographische Abhandlungen*, Bonn, 80 pp.
- Obermaier, H. Y., Carandell, J. (1917) - Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama, *Trab. Del Mus. Nac. De Cienc. Nat. Serie Geol.*, 19, Madrid, 95 pp.
- Ruiz, M.B., Acaso, E. (1984) - Clima y vegetación durante el Cuaternario reciente en el Macizo Central de Gredos, *I Congreso Español de Geología*, 1, Ávila, p. 723-740.
- Sanz Herraiz, C (1977) - Morfología glaciar en la sierra de Guadarrama. El modelado de las áreas glaciares y periglaciares (Peñalara-Los Pelados), *V Coloquio de Geografía*, Granada, p.49-55.

The Lagar Velho rock-shelter (Lapedo, Leiria, Portugal): stratigraphic record and palaeoenvironment during the Oxygen Isotope Stage 2

D. E. Angelucci*

Centro de Investigação em Paleoecologia Humana e Arqueociências, Instituto Português de Arqueologia

Abstract: The Palaeolithic site of the Lagar Velho rock-shelter is located in central Portugal and contains a several meters thick filling dating to the Upper Pleistocene. The succession, only analysed in the field so far, is articulated in a thick slope-waste sedimentary succession covering alluvial deposits. The availability of abundant radiocarbon measures on samples obtained from 1998 to 2001 permits to date the slope-waste accumulation to the Oxygen Isotope Stage (OIS) 2. The calibration of radiocarbon dating and the comparison of the pedo-sedimentary sequence at Lagar Velho to proxy-data curves, show a striking phasing between the site system and climatic fluctuations, allowing us to reconstruct the diachronic modifications of the land during the OIS2

Palavras-chave: Geoarqueologia, Estádio Isotópico do Oxigénio 2, Paleolítico superior, radiocarbono, reconstituição paleoambiental.

Resumo: *O Abrigo do Lagar Velho (Lapedo, Leiria): registo estratigráfico e paleoambiente durante o Estádio Isotópico do Oxigénio 2.* O Abrigo do Lagar Velho, situado no vale do Lapedo, é principalmente conhecido pelo achado, em 1998, da sepultura infantil paleolítica. O sítio conserva uma espessa sucessão estratigráfica do Plistocénico Superior. A estratificação, até agora analisada apenas pelo levantamento de campo, é composta por uma espessa sucessão de sedimentos de vertente que cobrem depósitos aluviais. A datação pelo método do radiocarbono de numerosas amostras recolhidas durante as escavações entre 1998 e 2001 indica que a acumulação de vertente teve lugar durante o Estádio Isotópico do Oxigénio (OIS) 2. A calibração das datas e a comparação da sequência de eventos pedo-sedimentares do Lagar Velho com as curvas paleoclimáticas disponíveis, evidencia o faseamento entre o sistema sedimentar do sítio e as oscilações climáticas, permitindo reconstituir as modificações ambientais durante o OIS2.

Keywords: Geoarchaeology, Oxygen Isotope Stage 2, Upper Palaeolithic, radiocarbon dating, palaeoenvironmental reconstruction.

The Lagar Velho (LV) rock-shelter is filled with a several meters thick, Upper Pleistocene succession. The site was discovered in December 1998 and features abundant Palaeolithic finds, layers and features, among which the well-known Lagar Velho1 child's burial (Duarte et al., 1999; Zilhão & Trinkaus, 2002).

This paper summarizes the site stratigraphy, and, starting from the calibration of the available radiocarbon dates, proposes a correlation between the sequence of events registered at Lagar Velho and the palaeoclimatic record inferred from proxy-data. The aim is to reconstruct the modifications of the site environmental context and of the morphodynamic processes of the land.

1. METHODOLOGICAL REMARKS

The work was undertaken from a geoarchaeological perspective, i.e. by applying Earth sciences concepts and methods to archaeological research. The study of Lagar Velho focused, so far, on the stratigraphic analysis of the succession. The geomorphological study of the surroundings is at a preliminary stage, as well as the laboratory analyses and the micromorphological observation of the samples collected during the 2001 fieldwork.

* Centro de Investigação em Paleoecologia Humana e Arqueociências (CIPA), Instituto Português de Arqueologia (IPA), Av. da Índia 136, P-1300-300 Lisboa, PORTUGAL.
E-mail: diego@ipa.min-cultura.pt

The archaeological deposit was described according to a system based on standard sedimentological and pedological descriptions (e.g. Ricci Lucchi, 1980; Keeley & Macphail, 1981; FAO, 1990) modified to incorporate human components and features. All the excavated surfaces and sections, as well as profiles external to the explored area, were described. The basic entity used during fieldwork is the “geoarchaeological field unit” (GFU), an operative and informal unit of field description defined on the basis of sedimentological, pedological, stratigraphic or archaeological criteria. Geoarchaeological field units were later grouped into “geoarchaeological complexes” (GCs), which are grounded on the criteria of stratigraphic correlation and form the framework for the reconstruction of the pedo-sedimentary sequence proposed in this paper (see also Angelucci, 2002).

The chronological framework rests on the set of ^{14}C dates obtained from specimens collected between 1998 and 2001 (Duarte et al., 1999; Zilhão & Trinkaus, 2002), calibrated using the CALPAL (2001) software.

2. SITE CONTEXT

Lagar Velho is located along the left side of the Lapedo valley (Leiria), at the base of a limestone cliff. The site altitude is c. 85 m a.s.l. and its coordinates are: 39° 45' 25" N; 08° 43' 58" W. Lapedo is a part of the valley of the Ribeira de Caranguejeira, a right tributary of the river Lis. The term Lapedo indicates a short (c. 2 km), incised gorge, bordered by calcareous cliffs, a morphology much different from the rest of the Caranguejeira valley, which exhibits wide valley bottoms flanked by gentle slopes.

The present climate of the area is characterized by a mean annual average temperature of c. 15 °C and a mean rainfall of c. 1000 mm/a. Frost is active during 30 days per year and distributed over three months (Atlas do Ambiente, 1974). Nonetheless, the physiography of the valley and the N facing of the Lagar Velho wall determine, in the rock-shelter, lower temperatures and higher moisture than those of the surroundings.

The Lapedo area is located in the Iberian Meso-Cenozoic western borderland (fig. 1). It is formed of sedimentary rocks, mainly marine and littoral sediments - often carbonates, which were laid down in the Lusitanian basin, as a result of the opening and spreading of the Atlantic Ocean (Ribeiro et al., 1979; Manuppella et al., 1985).

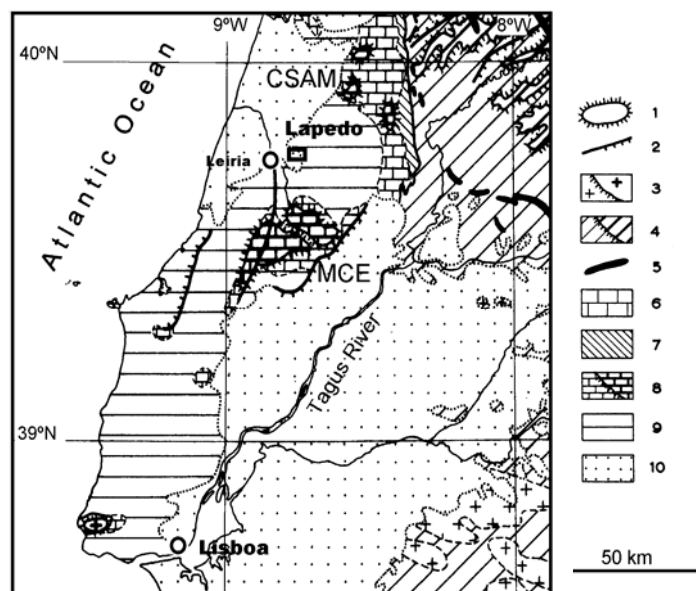


Fig. 1 – Position of the Lapedo valley in the morphostructural context of central Portugal (modified from Ribeiro, 1970). Key: 1 - mountain massifs or plateaux; 2 - faults and fractures; 3 - granite; 4 - slate; 5 - quartzite ridges; 6 - Palaeozoic limestone; 7 - foreland depressions; 8 - Jurassic limestone; 9 - other Mesozoic sedimentary rocks. 10 - Tertiary sedimentary basins and rocks; MCE - Estremadura Limestone Massif; CSAM - Condeixa-Sicó-Alvaiázere Massifs. The rectangle indicates the area mapped in fig. 2.

Fig. 1 – Localização do vale do Lapedo no contexto morfo-estrutural de Portugal central (Ribeiro, 1970, modificado). Legenda: 1 - maciços montanhosos e planaltos elevados; 2 - falhas / fracturas; 3 - granito; 4 - xisto; 5 - crestas de quartzito; 6 - calcário paleozóico; 7 - depressão periférica; 8 - calcário jurássico; 9 - outras rochas sedimentares mesozóicas. 10 - bacias e rochas sedimentares terciárias; MCE - Maciço Calcário Estremenho; CSAM - Maciço Condeixa-Sicó-Alvaiázere. O rectângulo indica a posição da área cartografada na fig. 2.

The structural configuration of the western borderland derives from Cenozoic and Quaternary tectonic activity, which caused the rising of moderately folded or tabular mountain chains (Ribeiro et al., 1979; Cabral, 1995). Lapedo is found at the edge of the raised Mesozoic belt representing the prolongation of the Central Iberian system, between the Jurassic mountain massifs of the Maciço Calcário Estremenho (MCE – Martins, 1949; Ferreira et al., 1988) and the Condeixa-Sicó-Alvaiázere system (Cunha, 1990). The valley location may represent the northern margin of the Maciço Calcário Estremenho, where the Cretaceous limestone folds towards the Leiria depression and sinks under Tertiary sediments. The carbonate lithology and structural layout of this sector of the borderland enhanced the action of dissolution processes, leading to the development of karstic morphologies.

The drainage basin upstream from Lapedo is modelled in lower Cretaceous clastic materials and in Jurassic - Oxfordian to lower Kimmeridgian - carbonate and clastic units (fig. 2). Lapedo is incised in Turonian units composed of well-stratified limestone and marly limestone, often fossiliferous, with beds from one to several meters thick gently dipping W (Teixeira & Zbyszewski, 1968). The Turonian limestone, intercalated in softer rocks, often originates morphostructural relief (Cunha, 1990), and its outcropping is the main reason for the origin of the Lapedo canyon. Cenozoic units (sand, sandstone, clay, conglomerate, and subordinate marl and limestone), overlapping in unconformity the Mesozoic formations, outcrop around Lapedo (Serviços Geológicos de Portugal, 1966).

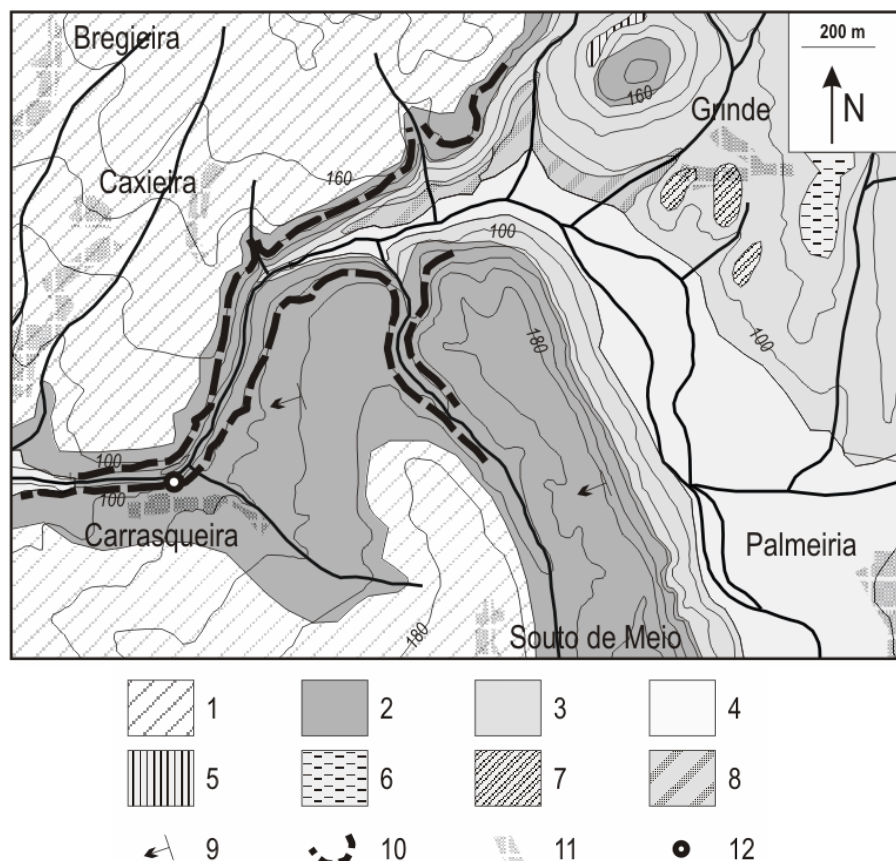


Fig. 2 – Preliminary geomorphological sketch of the Lapedo valley. Key: 1 - Tertiary units; 2 - Turonian formation; 3 - Oxfordian and Kimmeridgian units; 4 - Quaternary alluvial sediment (corresponding to the extension of the Ponte morphological unit); 5, 6 and 7 - upper orders of terraces and corresponding Quaternary sediment; 8 - slope waste deposits of the Ponte morphological unit; 9 - dipping; 10 - calcareous cliffs; 11 - villages; 12 - position of the Lagar Velho rock-shelter.

Fig. 2 – Esboço geomorfológico preliminar do vale do Lapedo. Legenda: 1 - rochas terciárias; 2 - formação turoniana; 3 - unidades do Oxfordiano e do Kimeridgiano; 4 - sedimento aluvial quaternário e extensão da unidade morfológica Ponte; 5, 6 e 7 - terraços superiores e sedimentos quaternários correspondentes; 8 - sedimento de vertente da unidade morfológica Ponte; 9 - pendor dos estratos; 10 - paredes calcárias; 11 - aldeias; 12 - posição do abrigo do Lagar Velho.

3. BRIEF REMARKS ON THE GEOMORPHOLOGY OF LAPEDO

The Caranguejeira stream forms a double meander while crossing Lapedo. The entrance of the river into the gorge, at an altitude of c. 85 m a.s.l., is marked by a sudden change of direction from NNW to W. At Lapedo, the river, constrained by rock walls reaching 90 m height, turns SSW and then W, exiting the canyon at c. 80 m altitude. The Lagar Velho rock-shelter is located on the outer side of the last meander (fig. 2).

The morphology of Lapedo is clearly geologically controlled. The hydrographic pattern and the morphostratigraphic record reveal that the activity of the Caranguejeira stream during the Quaternary mainly consisted in the deepening of the riverbed. The valley incision started from a surface found beyond the upper edge of the cliffs, at a height lower than the top of the Miocene formation. The surface dips W and its elevation above the present riverbed reaches 90-100 m, in agreement with the estimated lowering of the hydrographic network during the Quaternary in the Maçico Calcário Estremenho (Martins, 1949; Ferreira et al., 1988).

Some accumulation forms related to alluvial activity are present in the valley. The stream is cut, with a depth of 1-2 m, in an alluvial drift - preliminary called "Ponte morphological unit" - formed of rounded poligenic gravel, devoid of carbonate lithologies. The top of the terrace related to this drift is laterally continuous to foot slope waste sediments. The age of this unit is unknown, and it is clearly younger than the erosion surface cutting the Lagar Velho fluvial sequence (c. 30.0 - 27.5 ka BC, see below). Upper orders of alluvial drifts and corresponding terraces were identified in the valley at the heights of c. 25, 45 and 60 meters above the riverbed (fig. 2).

Slope waste deposits are found at the foot of the cliffs and, as remnants, along them. They are mostly formed of soil-sediment or limestone breccia deposited in successive phases of the Quaternary.

4. THE LAGAR VELHO ROCK-SHELTER MORPHOLOGY

The morphology of the rock walls delimiting the Lapedo gorge is fairly homogeneous. They often exhibit an alternation between overhanging portions modelled in massively-stratified, harder limestone beds, and elongated shallow cavities developed in well-stratified, sometimes nodular, marl or marly limestone strata. Both the features show smoothed and rounded shape, and probably result from the concomitant action of selective wall degradation, lateral river erosion and frost action, with karstic processes playing a minor role.

The Lagar Velho wall runs c. E-W. To the east, the rock-shelter is opened to the outlet of a small valley draining the surface beyond the cliff, while its western end is not visible at present. The wall features the above-mentioned alternating overhangs and cavities (fig. 3), horizontal or slightly dipping west. The lithological alternation is responsible for the projection of three drip-lines on the shelter floor, one from each of the overhangs, which influenced the site stratigraphic architecture, the distribution of sedimentary facies and the surface microrelief (fig. 4).

5. THE LAGAR VELHO STRATIGRAPHY

The Lagar Velho succession, partly lost because of bulldozing prior to site discovery, shows considerable vertical and lateral variations, attesting the complexity of the site environment. The variability observed is controlled by: the morphology of the rock-shelter, shallow and opened to external agents, and also well-lit, favouring vegetation growth and soil formation; the position of the drip-lines, influencing the transversal depositional system through time; the topography of the bedrock

and of the boulders detached from the wall and roofs. An example of the complexity of the site's surface is given by the depression existing between c. 26 - 24 ka BC in the mid-western part of the site (fig. 4).

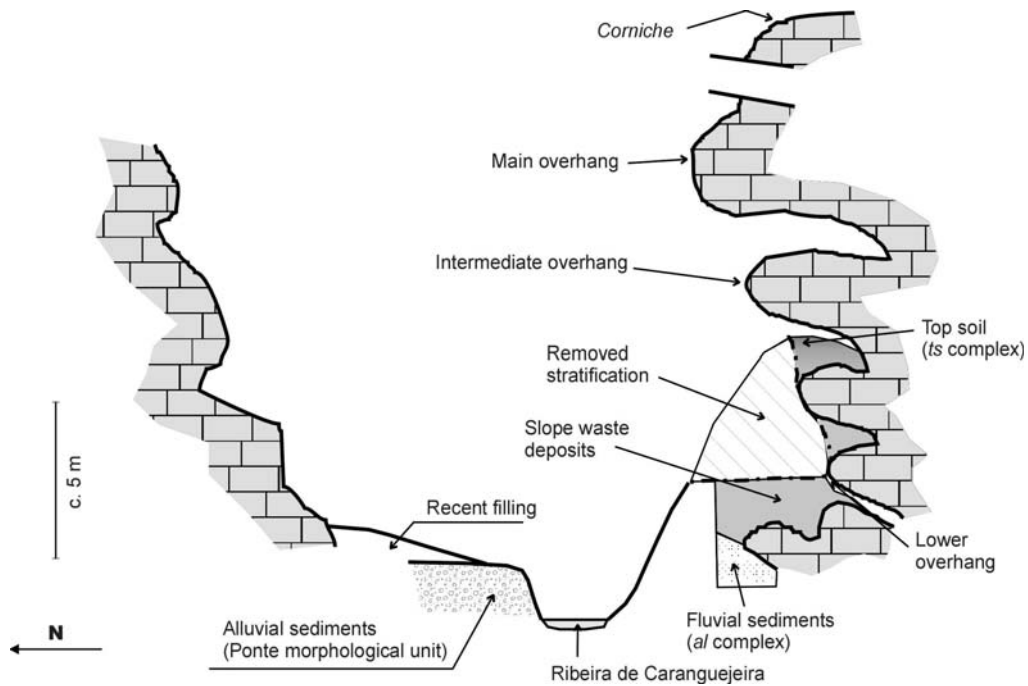


Fig. 3 – Transversal schematic profile of the Lapedo valley at Lagar Velho.

Fig. 3 – Perfil transversal esquemático do vale do Lapedo no Lagar Velho.

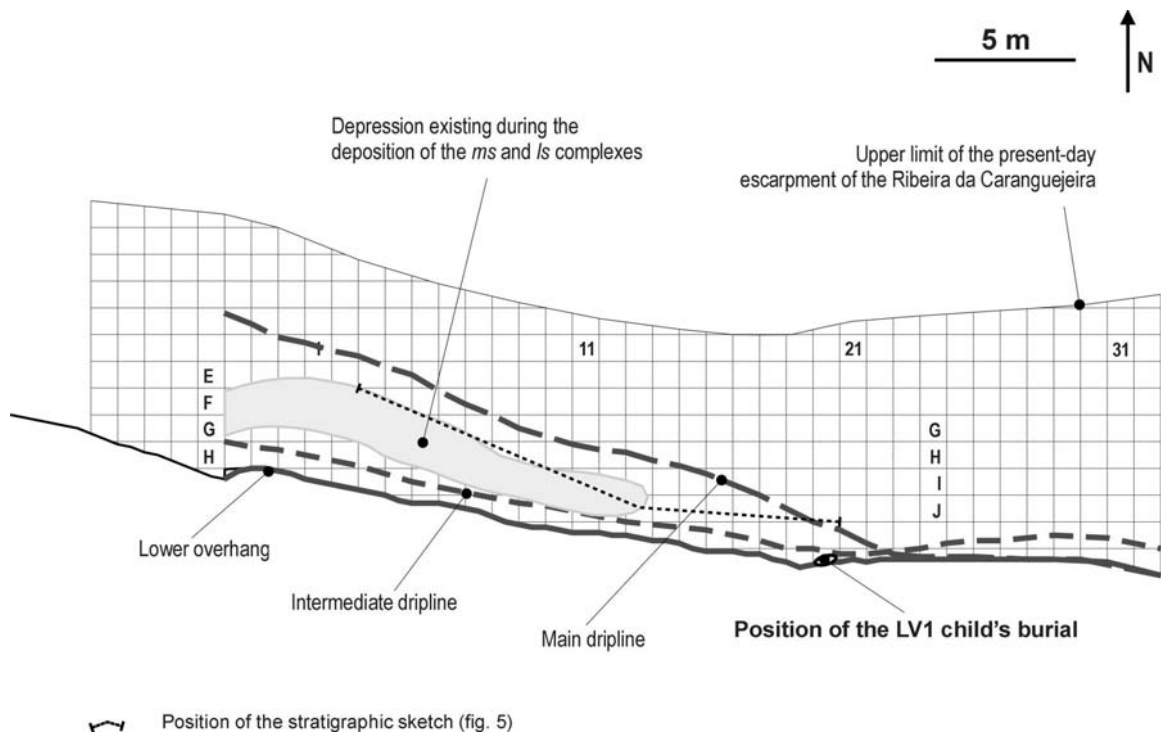


Fig. 4 – Sketch of the Lagar Velho rock-shelter surface at c. 26-24 ka BC, indicating the drip-lines and the position of the depression (the squares, numbers and letters represent the square-meter excavation grid).

Fig. 4 – Esboço da superfície do abrigo do Lagar Velho a c. 26-24 ka BC, com indicação das linhas de pingo da chuva e da posição da depressão (quadrículas, letras e números afiguram a malha em sectores métricos usada na escavação).

The succession was divided into nine Geoarchaeological Complexes, according to stratigraphic position, pedo-sedimentary components and features, and the presence of archaeological layers and features (tab. 1 and fig. 5; details in Angelucci 2002).

GCs	Physical relations		Stratigraphy			Components		Human inputs	Remarks
	below	above	bedding	dip to	thick (cm)	coarse (> 2 mm)	fine (< 2 mm)		
<i>Ts</i>	-	(all)	tabular	N	100	-	-	?	soil profile
<i>Us</i>	-	-	irregular	S	200	platy ang clc	y-b to d-b SiL - SaL	abundant	filling cut-and-fill features
<i>Ms</i>	<i>us</i>	<i>gs</i> <i>tc</i>	lenticular (cc-?)	-	100	platy ang & rnd weathered clc	b L-SiL Sa laminae	abundant	filling E-W depression
<i>Ls</i>	<i>ms</i>	<i>gs</i> <i>tc</i>	lenticular (cc-cc)	-	40	platy ang & rnd weathered clc	b L-SiL Sa laminae	common	filling E-W depression soil profile at top
<i>Gs</i>	<i>ms</i> <i>ls</i>	<i>tc</i>	lenticular (cc-cx)	W	70	coarse Sa & fine ang G		common	strongly carbonated
<i>Tc</i>	<i>ls</i> <i>gs</i>	<i>bs</i>	lenticular (cc-cx)	W	100	clc (varied)	y-g SaL y-b SiL	scarce	
<i>Bs</i>	<i>tc</i>	-	lenticular (?)	NW c. 30°	100	platy ang clc	b L	-	
<i>Al</i>	<i>ls</i> <i>tc</i>	-	tabular	sub-hor.	140	occasional fine gravel	g to y-g Sa b to y-b Si	?	poligenic decarbonated Sa moderately carbonated Si
<i>Ka</i>	(all)	-	irregular	-	-	-	y Si & Sa	-	strongly carbonated

Table 1 – Main features of the geoarchaeological complexes defined at Lagar Velho. Key: cc - concave, cx - convex; ang - angular, clc - calcareous, rnd - rounded; G - gravel, L - loam, Sa - sand, Si - silt; b - brown(ish), d - dark, g - grey(ish), y - yellow(ish).

Quadro 1 – Caracteres principais dos conjuntos geoarqueológicos definidos no Lagar Velho. Legenda: cc - côncavo, cx - convexo; ang - angular, clc - calcário, rnd - rolado; G - balastro, L - franco, Sa - areia, Si - silte; b - castanho / acastanhado, d - escuro, g - cinza / acinzentando, y - amarelo / amarelado.

The *top soil (ts)* complex is preserved along the cliff, some 4 m above the present surface. The soil show an Ah-2Ah-2AB-2Bt-2BC profile, with a brown, clayey loam Bt horizon including discontinuous thin coating. The profile corresponds to a brown soil and attests to a relatively long development evolution in stable conditions.

The *upper slope deposits (us)* complex includes slope waste sediments preserved in a fissure of the wall and was at least 2 m thick before bulldozing. Human inputs are common and its lower part is formed of sediment containing reworked organic material, charcoal fragments, lithics, bones, etc., and filling erosional channels perpendicular to the wall.

The *intermediate slope deposits (ms)* complex is composed of slope waste deposits and outcrops in the mid-western portions of the site, filling an elongated depression (fig. 4). The sediments are articulated into a succession comprising discontinuous layers of limestone breccias and stone-lines, alternating with loam sediment and interfingering, outwards, with deposits falling from the main overhang. Almost all the units of the complex contain archaeological materials and many stone-lines correspond to occupation surfaces, indicating the periodical interruption of accumulation processes. The deposition is related to gravity-driven processes with the concurrent action of water, with components coming from three main sources: the wall (frost slabs and rock fragments), pre-existing soil-cover (fine material), and the top surface outside the gorge (weathered rock fragments). The sedimentary facies indicates that the deposits are probably related to debris-flow or overland flow (Bertran & Texier, 1997), attesting to the erosion of surrounding soil cover and bedrock, in a cold and humid environmental context.

The *lower slope deposits (ls)* complex forms a relatively homogeneous, thin succession showing characteristics similar to the *intermediate slope deposits* complex and filling the same depression (figs. 4 and 5). The upper unit of the *lower slope deposits* complex is a buried A horizon showing weakly developed structure, accumulation of organic matter and ancient bioturbation. Human inputs are present in all the units. Again, gravity-driven processes are responsible for the accumulation of the complex, in a cold and humid context, while the phase of biostasy recorded by the palaeosol indicates an interruption of sedimentation. It probably results from a short-term shift to environmental conditions favourable to vegetation growth, with consequent decrease of erosion in the surrounding landscape.

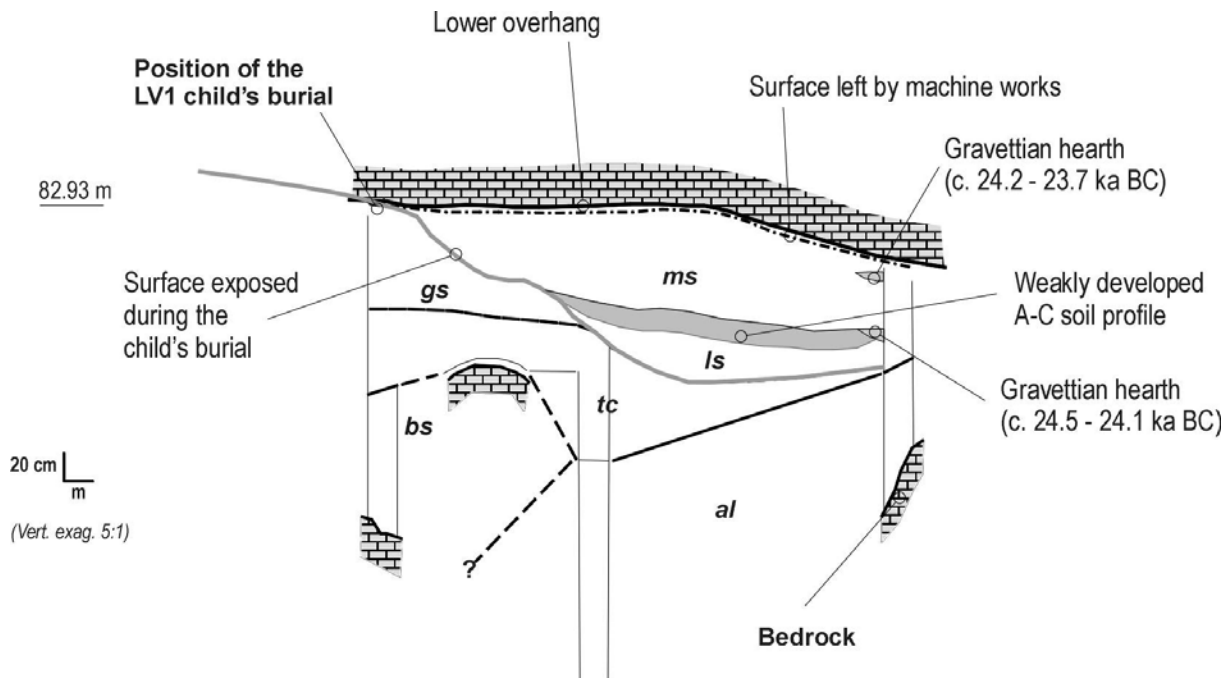


Fig. 5 – Sketch of the lower part of the stratigraphic infilling of the Lagar Velho rock-shelter.
Fig. 5 – Esboço da parte inferior da estratigrafia preenchendo o Abrigo do Lagar Velho.

The *gravel and sand (gs)* complex is made up of an irregular alternation of fine gravel and sand units, sometimes weakly cemented, outcropping along the wall. The origin of the complex may be related to the accumulation of slope material coming from E, successively reworked by surface waters along the shelter wall. The complex was probably formed during a time lapse when abundant water was available in the system. The Lagar Velho 1 child was buried at its top (fig. 5).

The *transitional (tc)* complex, probably partly heteropic to the *gravel and sand* complex, represents the transition between the gravity-controlled and the fluvial sedimentary environments. It consists of an alternation of breccia/loam deposits and sand layers, laying in unconformity over the *alluvial* complex. Weak granular structure and bioturbation were observed in the uppermost unit, while mottling, slight bleaching, decarbonation and deformation features are randomly present. Only few scattered archaeological finds were found in the complex.

The *lowest slope deposits (bs)* complex outcrops in the E part of the site as the lowest complex, passing directly to the bedrock. The complex is made up of breccias, mostly cryoclastic, clast-supported or embedded in loamy matrix.

The *alluvial (al)* complex is formed of a fairly regular alternation of laminated (flat to low angle lamination, and current ripples) silty sand, and compact silt layers, sometimes with flat or weakly deformed lamination. The sand layers show mottling and enrichment of iron oxide, and carbonate nodules occur at the boundary between sandy and silty units. Lenses of gravel and coarse sand are found in the alluvial sequence, one of them with faunal remains. The fluvial succession is truncated by an erosion surface dipping towards the shelter wall. The complex was originated by fluvial low-

medium energy deposition, related to a lateral bar of the Caranguejeira stream, with rhythmic variation of river energy and load charge.

The *carbonate silt and residual sand (ka)* complex groups the massive, carbonated silty sand, found at the contact with the rock.

6. DATING

The radiocarbon dating available for Lagar Velho is listed in tab. 2 (Zilhão & Trinkaus, 2002).

stratigraphic position	geoarchaeol. complex	material	laboratory ref. nr.	result (a bp)	2σ interval (a cal BC)	event
LV1 burial	gs, top	human bone	GrA-10972	17 380 ± 160	19 052 - 18 042	
LV1 burial	gs, top	human bone	GrA-12194	17 660 ± 160	19 358 - 18 426	
TP09	us	charcoal	OxA-8419	20 220 ± 180	22 045 - 21 453	#9
TP07a	us	charcoal	OxA-8426	20 570 ± 130	22 394 - 21 784	
TP06	us	charcoal	OxA-8420	21 180 ± 240	23 052 - 22 362	#8
TP06	us	charcoal	Sac-1561	21 380 ± 810	23 610 - 21 998	#8
LV1 burial	gs, top	human bone	OxA-8417	21 420 ± 220	23 258 - 22 654	
LV1 burial	gs, top	human bone	GrA-13360	21 980 ± 100	23 704 - 23 268	
TP06	us	charcoal	OxA-8418	22 180 ± 180	23 928 - 23 406	
TP08	us	charcoal	OxA-8424	22 300 ± 300	24 087 - 23 435	
TP01	ms	charcoal (<i>Pinus sylvestris</i>)	OxA-10303	22 390 ± 280	24 140 - 23 522	#7
SW02B	ms	charcoal (<i>Pinus sylvestris</i>)	Wk-9256	22 493 ± 107	24 156 - 23 696	#6
TP07	us	charcoal	OxA-8425	22 670 ± 160	24 276 - 23 812	
SC03	ms	bone (<i>Equus</i> sp.)	OxA-9571	23 130 ± 130	24 541 - 24 199	#5
SW02D	ls/ms boundary	bone	Wk-9571	23 042 ± 142	24 492 - 24 114	#4
SC05	ls/ms boundary	charred bone	Beta-139361	> 22 720 ± 90	-	
SC04-05	ls/ms boundary	charred bone	OxA-9572	23 170 ± 140	24 565 - 24 229	#4
LV1 burial	gs, top	bone (<i>Oryctolagus</i> sp.)	OxA-8422	23 920 ± 220	26 636 - 24 696	#3
LV1 burial	gs, top	bone (<i>Cervus</i> sp.)	OxA-8423	24 520 ± 240	26 755 - 25 161	#3
LV1 burial	gs, top	bone (<i>Cervus</i> sp.)	OxA-8421	24 660 ± 260	26 786 - 25 250	#3
LV1 burial	gs, top	charcoal (<i>Pinus sylvestris</i>)	GrA-13310	24 860 ± 200	26 884 - 25 386	#3
X1H21	tc	charred bone (<i>Equus</i> sp.)	OxA-10674	24 950 ± 230	26 991 - 25 435	#2
SE02	bs/tc boundary	bone (<i>Equus</i> sp. or <i>Cervus</i> sp.)	OxA-10849	27 100 ± 900	29 944 - 27 592	#1

Table 2 – Lagar Velho. Radiocarbon dates (updated at April 2002). All dates obtained through AMS method, except Sac-1561 (conventional method). Data from: Duarte et al., 1999; Zilhão & Trinkaus, 2002.

Quadro 2 – Lagar Velho. Datações radiocarbónicas, actualizadas até Abril 2002. Todas as datas foram obtidas pelo método AMS, excepto Sac-1561 (convencional). Dados desde: Duarte et al. 1999; Zilhão & Trinkaus, 2002.

The available measures may be employed to date the events recorded in the stratigraphy (tabs. 2 and 3). The dates showing contamination of the specimens (Pettitt et al., 2002) and with no stratigraphic meaning were omitted. The calibration of the dates was done by means of the CALPAL (2001) software, allowing us to plot them on proxy-data curves (fig. 6).

7. DISCUSSION

The rock-shelter is found at a particularly sensitive location for the preservation of Quaternary record, as a result of its geological and geomorphological setting. The preservation of the record at Lagar Velho was guaranteed thanks to the sedimentary dynamics of the site, which worked as a

sedimentary trap due to its morphology, position and the isolation from active fluvial processes that occurred after the river down-cutting.

The stratigraphic succession of Lagar Velho may be synthesized by a sequence of pedo-sedimentary events that are indicative of the diachronic modifications affecting the land around the site (tab. 3).

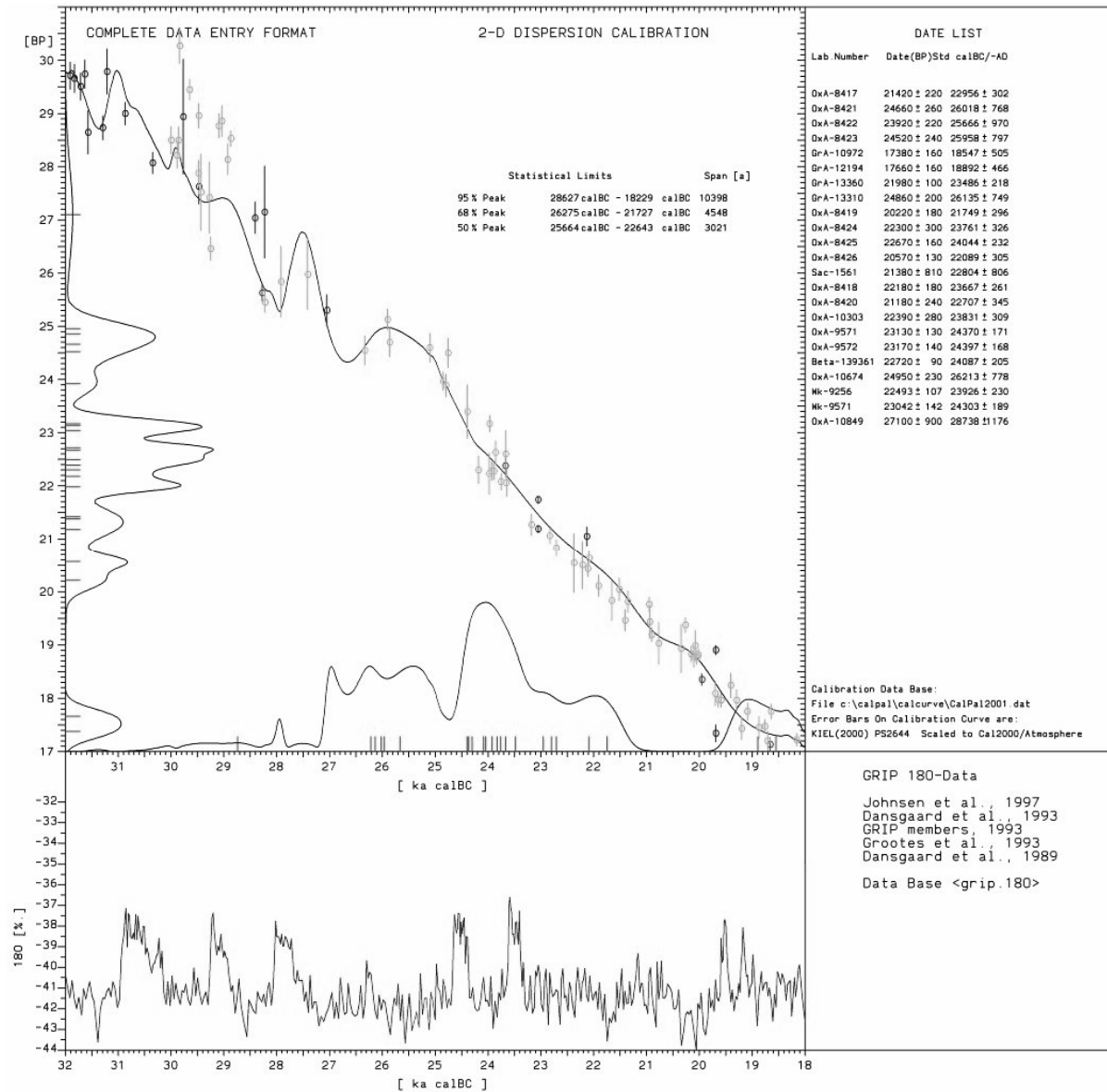


Fig. 6 – Calibration of the Lagar Velho radiocarbon dates (CALPAL, 2001, and references cited in the text).

Fig. 6 – Calibração das datações radiocarbônicas do Lagar Velho (CALPAL, 2001 e bibliografia mencionada no texto).

There are no data, so far, on the age of the rock-shelter opening, which may have happened in the late Middle Pleistocene or early Upper Pleistocene, and on the most ancient phases of deposition in the site, which show a clear differentiation between two sectors: eastward, the gravity-driven sediments of the *lowest slope deposits* complex; westward, the alluvial material accumulated by the ancient Caranguejeira stream, in an almost continuous and rhythmic manner. Even the stratigraphic and chronological relations between the two systems are not clear yet.

The first dated event at the site is the erosion truncating both the *lowest slope deposits* and *alluvial* complexes (#1 in tabs. 2 and 3, and in fig. 7), whose 2σ age interval is 29 944 - 27 952 a BC. The

erosion represents a sudden change in the environmental scenario, with a modification of local dynamics probably deriving from the lowering of the base level of erosion, the consequent river down-cutting and slope reactivation. At a larger scale, these processes may relate to the lowering of sea level and the associated regression of the coastline, as also revealed by geochemical analyses on cave sediments of the same region, as at Gruta do Caldeirão (Cruz, 1990).

From this moment onwards, and until the sealing of the succession, the Lagar Velho sedimentary system was dominated by gravity-driven processes, which worked through pulses and with periodic interruptions of the accumulation. The sedimentary sources of the slope deposits were varied and the sedimentary facies indicate that debris-flow and overland flow were the main sedimentary mechanisms, with the energy of inwash being attenuated inside the rock-shelter. This kind of sedimentary facies denotes intense erosion, as a result of a more or less severe devegetation of the land surface (Goldberg & Macphail, 2000).

Concerning the timing of deposition, the onset of slope denudation processes is recorded by the *transitional* complex, which partly reworked the underlying fluvial sediments and whose deposition started before c. 27.0 - 25.4 ka BC (#2). The complex was laid down in a depression along the wall, with restricted inputs from soil covers, showing that the erosional processes were still not so intense, as also suggested by the analysis of the faunal assemblage (Moreno & Pimenta, 2002). The erosional processes, associated to syndepositional reworking by surface water, continued during the formation of the *gravel and sand* complex, while a partial interruption of sedimentation is registered at the time of the burial, even if too short to leave significant traces in the stratification.

	Brief description		2 σ interval (a cal BC)
#1	erosion at the base of <i>tc</i> complex		29 944 - 27 592
#2	beginning of sedimentation of <i>tc</i> complex	>	26 991 - 25 435
#3	LV1 child's burial and upper interface of <i>gs</i> complex		26 636 - 25 386
#4	end of soil formation in <i>ls</i> complex	>	24 492 - 24 229
#5	beginning of the sedimentation of <i>ms</i> complex	>	24 541 - 24 199
#6	weak soil formation in <i>ms</i> complex		24 156 - 23 696
#7	top of <i>ms</i> complex		24 140 - 23 522
#8	beginning of sedimentation of <i>us</i> complex	>	23 052 - 22 362
#9	cut-and-fill feature inside <i>us</i> complex	<	22 054 - 21 453

Table 3 – Lagar Velho. Dated events in the stratigraphic record. The age of events #3, #4 and #8 is obtained by crossing the age intervals reported in tab. 2.

Quadro 3 – Lagar Velho. Eventos datados no registo estratigráfico. A idade dos eventos #3, #4 e #8 foi obtida por cruzamento dos intervalos indicados no quadro 2.

The sediments of the *lower slope deposits* complex, as well as others in the Lagar Velho successions, are correlative deposits, documenting the massive inwash of soil-sediment and, from a paleoenvironmental point of view, the beginning of extensive land outwash after 26 636 - 25 386 a BC (#3). An interruption of slope waste accumulation occurred before 24 492 - 24 229 a BC (#4), leading to the formation of a shallow soil profile. Soil-sediment accumulation (*intermediate slope deposits* complex, #5) started again, soon after, though often interrupted, as indicated by the presence of stone-lines and human features. The hiatuses probably correspond to short time lapses, as denoted by the absence of soil formation, except for the one observed at c. 24 156 - 23 696 a BC (#6).

A change in slope dynamics is recorded by the *upper slope deposits* complex, whose accumulation started between c. 23.0 - 22.4 ka BC (#8). The lower interface of the complex is characterised by channels eroding the underlying sediments, with an overall N-S axis, indicating the deepening of erosional surfaces, which were now truncating the sedimentary infilling of the rock-shelter. The same process occurred again some time later, with the formation of cut-and-fill features infilled by reworked anthropogenic sediment, at c. 22.0 - 21.5 ka BC (#9), the most recent date available at the site so far. This process is well recorded by the inversion of dating observed in the *upper slope deposits* complex (Zilhão & Trinkaus, 2002) and may be linked to a shift towards colder and moister conditions, or even to a hydrological change or to the reactivation of karstic processes. The age of the event correspond to the beginning of the Last Glacial Maximum interval as identified on the basis of magnetic susceptibility at Gruta do Caldeirão (Ellwood et al., 1998).

The upper stratification is poorly preserved and an almost three meters-thick succession is missing. The soil sealing the succession records various processes (decarbonation, brunification, clay translocation) and is still undated. Taking into account its development, it can be argued that soil formation took place throughout the Holocene and that sedimentation may have come to an end in the lateglacial.

The Lagar Velho succession covers a significant portion of OIS 2, may extend to part of OIS 3, and records a transition towards harsher environmental conditions (beginning and increase of erosion, removal of soil cover, frost action, etc.), with an unstable / rhesistasy mode all over the observed succession.

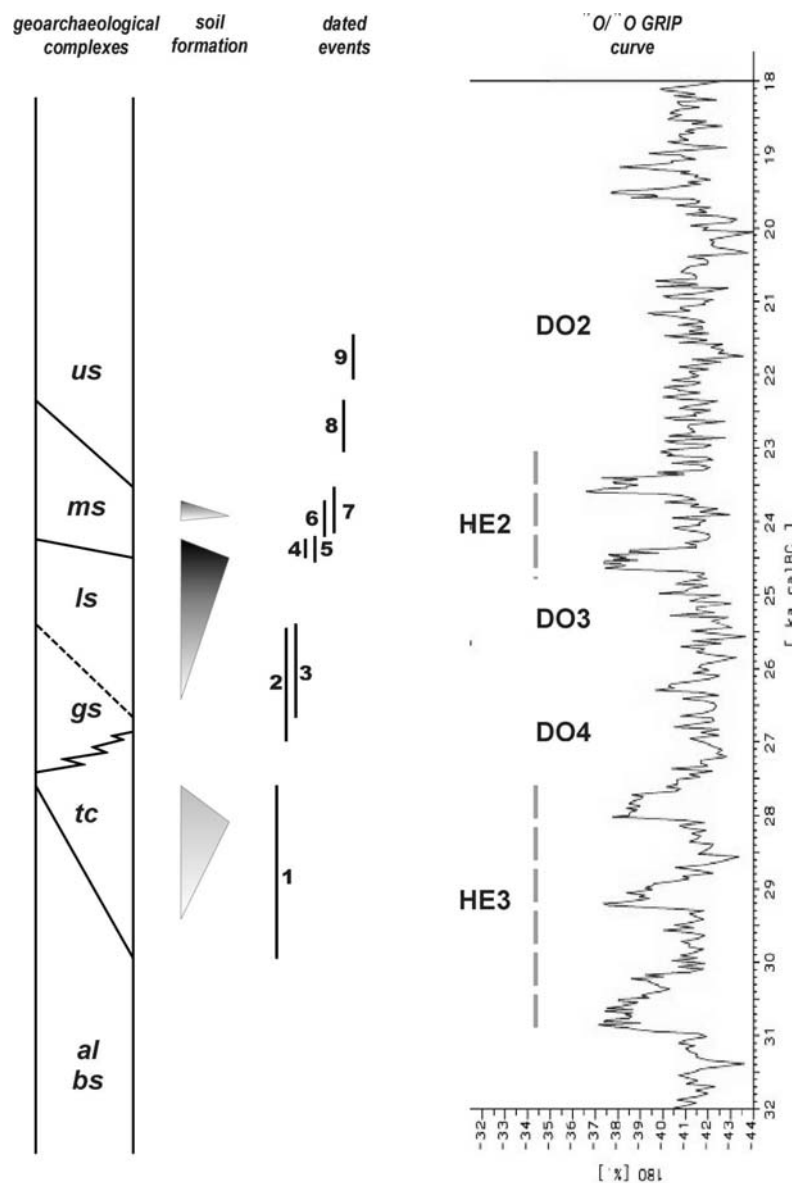


Fig. 7 – Synopsis of the stratigraphic succession of Lagar Velho and proposal of correlation with the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ curve from the GRIP core (see text for explanation and references).

Fig. 7 – Sinopse da sucessão estratigráfica do Lagar Velho e proposta de correlação com a curva $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ do GRIP (ver texto para explicação e bibliografia).

The climatic fluctuations of OIS 2 are known in detail and various events of abrupt climatic change are recorded. The most relevant are the Heinrich (HE) events, corresponding to peaks of concentration of ice-rafted debris in the North Atlantic (Heinrich layers) and related to fluctuations affecting, at

least, all the northern hemisphere, and the Dansgaard-Oeschger (DO) events, representing rapid fluctuations towards more temperate conditions (Dansgaard et al., 1993; Bond & Lotti, 1995; see also Alvenson et al., 2000). Both events may be plotted against proxy-data curves, as, for instance, that for the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio recorded in the GRIP core (Dansgaard et al., 1989 & 1993; GRIP members, 1993; Grootes et al., 1993; Johnsen et al., 1997; figs. 6 and 7).

The comparison between the events recorded by the Lagar Velho stratification and the proxy-data, made possible thanks to the calibration of the dates by means of CALPAL 2001 (fig. 6), show a clear positive correlation between the Lagar Velho record and the palaeoclimatic signatures. The two main erosional phases at Lagar Velho (#1 and #8) match, respectively, the Heinrich 2 and Heinrich 3 events and may be therefore related to a shifting towards colder and moister conditions. Between these two erosional episodes, the succession records a short phase of biostasy marked by soil formation before c. 24.5 - 24.2 ka BC, which might fit to the Dansgaard-Oeschger 3 or Dansgaard-Oeschger 4 event. It is remarkable the clustering of radiocarbon dates around c. 24 ka BC, an age marked by climatic instability and by a shift towards colder conditions, represented, sedimentologically, by the inwash of reworked material in the rock-shelter, enabling thus the burial and preservation of the organic matter used for the dating.

The chronological phasing between the pedo-sedimentary evidence at Lagar Velho and the climatic record of the northern hemisphere is striking. Although based on preliminary data and with no clear explanation for the mechanisms responsible for it, this positive correlation expresses the sensibility of the site's record and the close correlation between climate and environmental dynamics, a fact that may also be linked to the geographic location of central Portugal, whose climate is strongly influenced by water masses and air circulation on the Atlantic Ocean.

At a regional scale, similar data are reported from other sites of central Portugal. The record at the open-air sites of Rio Maior shows that the land stability characterising the 28-25 ka bp time span was interrupted by degradation of the vegetation cover, incision of water-courses and erosion between 25-22 ka bp, with removal of slope cover and accumulation of slope waste deposits that continued during the 22-18 ka bp interval (Zilhão, 1997). The regression of the Atlantic shoreline related to the lowering of sea level is documented at Gruta do Caldeirão, where the N/K ratio decreased at c. 26 ka bp and reached a minimum at c. 18 ka bp (Cruz, 1990; Zilhão, 1997). Magnetic susceptibility measurements at the same site indicate that the Last Glacial Maximum occurred between 21 and 18.5 ka bp (Ellwood et al., 1998).

Thus, the time span starting from c. 30-28 ka BC and preceding the Last Glacial Maximum was marked by a generalised environmental "crisis" in central Portugal, well documented at Lagar Velho. Geomorphologically, this phase mainly included intense erosional processes and an important reconfiguration of the hydrographic basins and of the hill-slopes systems, with extensive removal of the soil cover and concomitant accumulation of slope waste deposits in "sedimentary traps" such as caves, rock-shelters, valley-bottoms, etc. On the other hand and from an archaeological point of view, these dynamics were responsible for the preservation of the late Gravettian to proto-Solutrean sites, buried by sediment aggradation (Zilhão, 1997).

The Last Glacial Maximum record registers a further intensification of erosion, as a result, probably, of sea level lowering, coastline regression and generalised river down-cutting and slope instability.

More research is needed to compare the data collected at Lagar Velho and to understand the mechanisms of morphodynamics and sedimentary processes during OIS2 in the western Iberian Peninsula.

Acknowledgements

The Lagar Velho rock-shelter and the Lapedo valley are the focus of a project coordinated by the CIPA, involving an international team of students, researchers and operators. I would like to thank to all the people who took part to the project, for their help and for the useful discussions. The project is directed by Francisco Almeida and João Zilhão, who read a draft of this paper and gave useful suggestions. Any mistake, however, rests on me.

REFERENCES

- Angelucci, D. (2002) - The Geoarcheological Context, in Trinkaus, E. & Zilhão, J. (eds.), *Portrait of the Artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and its Archeological Context*, Trabalhos de Arqueologia, 22, IPA, Lisboa, in press.
- Atlas do Ambiente de Portugal* (1974) - Comissão Nacional do Ambiente, Lisboa.
- Alverson, K.D., Oldfield, F. & Bradley, R.S. (eds.) (2000) - *Past global changes and their significance for the future*, Quaternary Science Reviews, 19 (1-5), 479 pp.
- Bertran, P. & Texier, J.-P. (1997) - Géoarchéologie des versants. Les dépôts de pente, in Bravard, J.-P. & Prestreau, M. (eds.), *Dynamique du paysage. Entretiens de géoarchéologie*, Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes, 15, p. 59-86.
- Bond, G.C. & Lotti, R. (1995) - Icebergs discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation, *Science*, 267, p. 1005-1009.
- Cabral, J. (1995) - *Neotectónica em Portugal Continental*. Instituto Geológico e Minero, Lisboa, 265 pp.
- CALPAL (2001) - *Cologne Radiocarbon Calibration & Paleoclimatic Research Package*, Weninger, B., Jöris, O. & Danzeglocke, U. (eds.), Universität zu Köln, Ghost of Edinburgh Edition (02.Sept.2001), URL: www.calpal.de.
- Cruz, A.J. (1990) - A influência atlântica no clima da Estremadura portuguesa durante o Paleolítico Superior: os resultados geoquímicos da Gruta do Caldeirão, *Finisterra*, 25, p. 156-168.
- Cunha, L. (1990) - *As Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia*, Instituto Nacional de Investigação Científica, Coimbra.
- Dansgaard, W., White, J.W. & Johnsen, S.J. (1989) - The abrupt termination of the Younger Dryas climatic event, *Nature* 339, p. 532-534.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G.C. (1993) - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, p. 218-220.
- Duarte, C., Maurício, J., Pettitt, P.B., Souto, P., Trinkaus, E., van der Plicht, H. & Zilhão, J. (1999) - The early Upper Palaeolithic human skeleton from Lagar Velho (Portugal) and modern human emergence in Iberia. *Proceedings Natural Academy of Science USA*, 96, p. 7604-7609.
- Ellwood, B.B., Zilhão, J., Harrold, F.B., Balsam, W., Burkart, B., Long, G.J., Debénath, A. & Bouzouggar, A. (1998) - Identification of the Last Glacial Maximum in the Upper Paleolithic of Portugal by using magnetic susceptibility. Measurements of Caldeirão cave sediments, *Geoarchaeology*, 13, p. 55-71.
- FAO (1990) - *Guidelines for soil description*, FAO & ISRIC, Rome, 3rd ed.
- Ferreira, A., Rodrigues, M.L. & Zêzere J.L. (1988) - Problemas da Evolução do Maciço Calcário Estremenho, *Finisterra*, 23, p. 5-28.
- Goldberg, P. & Macphail, R.I. (2000) - Micromorphology of sediments from the Gibraltar caves: Some preliminary results from Gorham's cave and Vanguard cave, in Finlayson, C. (ed.) - *Gibraltar during the Quaternary: The southernmost part of Europe in the last two millennium years*, Gibraltar Government Heritage Publications, Gibraltar, p. 93-108.
- GRIP (Greenland Ice-Core Project) Members (1993) - Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature* 364, p. 203-207.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. & Jouzel, J. (1993) - Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice core, *Nature* 366, p. 552-554.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Andersen, U., Andersen, K.K., Hvidberg, C.S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J.P., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J.W.C., Jouzel, J. & Fisher, D. (1997) - The $\delta^{18}O$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability, *Journal of Geophysical Research*, 102, p. 26471-26487.
- Keeley, H.C.M. & Macphail, R.I. (1981) - A Soil Handbook for Archaeologists, *Institute of Archaeology Bulletin*, 18, p. 225-243.
- Manuppella, G., Balaço Moreira, J.C., Graça e Costa, J.R. & Crispim, J.A. (1985) - Calcários e dolomitos no Maciço Calcário Estremenho. *Estudos Notas e Trabalhos*, 27, p. 3-48.
- Martins, A. (1949) - *Maciço calcário estremenho. Contribuição para um estudo de geografia física*. Universidade de Coimbra, Coimbra, 248 pp.
- Moreno M. & Pimenta, C. (2002) - The Paleofaunal Context, in Zilhão, J. & Trinkaus, E. (eds.), *Portrait of the Artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and its Archeological Context*, Trabalhos de Arqueologia, 22, IPA, Lisboa, in press.
- Pettitt, P.B., van der Plicht, H., Bronk Ramsey, C., Monge Soares, A.M & Zilhão, J. (2002) - The Radiocarbon Chronology, in Zilhão, J. & Trinkaus, E. (eds.), *Portrait of the Artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and its Archeological Context*, Trabalhos de Arqueologia, 22, IPA, Lisboa, in press.

- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979) - *Introduction à la géologie générale du Portugal*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, O. (1970) - Génèse et diversité des montagnes portugaises. *Argumenta Geographica*, 12, p. 214-224.
- Ricci Lucchi, F. (1980) - *Sedimentologia*, CLUEB, Bologna, 3 voll.
- Serviços Geológicos de Portugal (1966) - *Carta Geológica de Portugal 1/50.000. Folha 23-C. Leiria*, Serviços Geológicos de Portugal, Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Lisboa.
- Teixeira, C. & Zbyszewski, G. (1968) - *Carta geológica de Portugal 1/50.000. Notícia explicativa da folha 23-C, Leiria*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zilhão, J. (1997) - *O Paleolítico superior da Estremadura portuguesa*. Colibri, Lisboa, 2 vols.
- Zilhão, J. & Trinkaus, E. (eds.) (2002) - *Portrait of the Artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and its Archeological Context*, *Trabalhos de Arqueologia*, 22, IPA, Lisboa, in press.

Dinâmica Geomorfológica como Metodologia Básica na Avaliação da Sensibilidade da Paisagem. Aplicação ao Ilhéu de Vila Franca do Campo, S. Miguel, Açores

M. M. Abreu*

Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia

L. Ribeiro**, P. Arsénio***, L. Bulcão****

Secção Autónoma de Arquitectura Paisagista, Instituto Superior de Agronomia

Resumo: O Ilhéu de Vila Franca do Campo localiza-se na costa Sul da ilha de S. Miguel, Açores. A conjugação de uma qualidade paisagística excepcional com características culturais peculiares conferem-lhe uma elevada sensibilidade paisagística (SP). Este trabalho visa a apresentação de uma metodologia paramétrica de avaliação da SP através da análise da dinâmica geomorfológica actuante e das comunidades vegetais. A determinação da SP, realizada em ambiente SIG, baseia-se na ponderação com valores relativos das classes dos parâmetros da paisagem analisados (geomorfologia, pedologia, vegetação, declives e exposições) e consequente cruzamento da informação dando origem a uma carta de SP. No geral, o Ilhéu apresenta elevada SP decorrente das características fisiográficas, geomorfológico-pedológicas e biológicas.

Palavras-chave: Balanço Morfogénese/Pedogénese, Comunidades Vegetais, Sensibilidade Paisagística, Solos de Características Ándicas, Tufos Palagoníticos.

Abstract: *Geomorphic dynamics as a basic methodology for the assessment of landscape sensitivity. Application to the islet of Vila Franca do Campo, S. Miguel, Azores.* The Islet of Vila Franca do Campo, (S. Miguel Island, Azores) with 6,2 ha, is located 500 m from the south coast. The geology, ecology, and cultural character, makes it a place with high landscape quality, very attractive for recreation, originating a highly sensitive landscape to recreation impacts. Landscape sensitivity assessment becomes therefore a crucial step in the development of a landscape and management plan, aiming to reconcile conservation with public recreation. The main objective of this work is to show the importance of geomorphology-pedology, together with other parameters (topographic features, plant communities and cultural resources) in assessing Islet landscape sensitivity. The methodology used was based in a parametric approach. Relative values were given to the different classes of geomorphology-pedology, vegetation and topography based on natural value and resistance to recreation use. The overlaying of these values enabled de assessment of the landscape sensitivity.

The Islet is a volcanic cone of stratified palagonitic tuffs from the Holocene age. Besides, in the Northwest and South-Southwest summit zones pumiceous deposits with a trachyte composition occur. The exterior hillsides of the volcanic cone (mainly NW and W cliffs) are under intensive wind and marine erosion. The geomorphic dynamics evaluated by means of the morphogenesis/pedogenesis rate allowed to consider the following areas: (a) area on Morphogenesis processes (M). This area is submitted to relative intense ablation processes by creeping and rill erosion. The area correspond mainly to outcrops of palagonitic tuffs or pumice with different weathering stages and a zone with incipient soils; (b) area on *Intergrade* processes to Morphogenesis (IM) which is associated to steep slopes (>25%) incipient soils or Andosols where mass movements are observed; (c) area on *Intergrade* processes to Pedogenesis (IP), located on the summit zone, correspond to Andosols which can attain 200 cm depth. The Islet's vegetation was classified according to its structure, dominant plants and natural significance, with special attention given to the communities holding endemic plants.

In general, the Islet reveals an high landscape sensitivity, given by its biological, geomorphic, pedological and topographic significant features.

Keywords: Andosols, Morphogenesis/Pedogenesis Rate, Palagonitic tuff, Landscape sensitivity, Vegetation communities.

* Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia. Tapada da Ajuda, 1349-017 Lisboa. PORTUGAL. Telefone: 213 653432. Fax: 213 3635031. E-mail: manuelaabreu@isa.utl.pt

** E-mail: lpribeiro@oninet.pt

*** E-mail: arseniop@isa.utl.pt

**** E-mail: lbulcao@netcabo.pt

1. INTRODUÇÃO

O Ilhéu de Vila Franca do Campo, com uma área aproximada de 6,2 hectares, localiza-se a cerca de 500 m da costa, a sul da povoação com o mesmo nome na ilha de S. Miguel, Açores. A evolução da paisagem do Ilhéu resulta da co-existência de recursos com valor geológico, pedológico, biológico, cultural e visual que, no seu conjunto, determinam uma qualidade paisagística de excepção, assim como uma elevada atracção sobre o público para actividades de recreio (Ribeiro *et al.*, 2002). Além disso, constitui uma importante zona de nidificação e de passagem de aves migratórias, sendo *habitat* para outras espécies animais, algumas em perigo, outras endémicas dos Açores (Bulcão, 2000). Possui ainda uma área marítima de grande interesse para o mergulho científico ou recreativo (Morton *et al.*, 1998). A nível florístico, o Ilhéu encontra-se profundamente alterado relativamente à vegetação natural, verificando-se a coexistência de espécies endémicas e introduzidas por acção humana para fins ornamentais e produção (Ribeiro *et al.*, 2002).

No entanto, as características biofísicas e culturais do Ilhéu são também responsáveis pela sua elevada sensibilidade relativamente a actividades humanas, a qual é já evidente através da identificação de alguns sintomas de degradação na paisagem. O acesso fácil e indiscriminado tornam o Ilhéu extremamente vulnerável, colocando em risco as suas características próprias e o seu equilíbrio ecológico. O reconhecimento do valor intrínseco e dos problemas que decorrem da sua utilização pelo público, resultou na classificação do Ilhéu como Reserva Natural em 1983 (Decreto Regulamentar Regional nº3/83/A de 3 de Março, ao abrigo do Decreto Lei nº613/76 de 27 de Julho). Torna-se porém indispensável a implementação de estratégias que permitam gerir o Ilhéu de Vila Franca do Campo no sentido de garantir a protecção dos valores que encerra e a conciliação com actividades humanas que visam um uso para recreio.

Este trabalho inclui-se num conjunto de estudos básicos realizados para o desenvolvimento do Plano de Ordenamento e Gestão do Ilhéu de Vila Franca do Campo e tem por objectivo a apresentação de uma metodologia paramétrica de avaliação da sensibilidade paisagística do Ilhéu, através da análise da dinâmica geomorfológica actuante, e das comunidades vegetais existentes.

2. CONCEITO E METODOLOGIA DE AVALIAÇÃO DA SENSIBILIDADE PAISAGÍSTICA

No âmbito deste trabalho, defende-se o conceito de sensibilidade paisagística como o grau de vulnerabilidade que a qualidade duma paisagem apresenta relativamente a impactes negativos originados pela utilização para recreio.

A identificação de recursos naturais e culturais que caracterizam a paisagem de determinado território, tem sido defendida em arquitectura paisagista e planeamento da paisagem como uma forma de avaliar a sua qualidade baseando-se na co-ocorrência de situações de maior interesse ecológico/natural, histórico/cultural e recreativo como forma de fundamentar a delimitação de áreas com especial valor para conservação da paisagem (Lewis, 1964; Dawson, 1995; Fabos, 1996). Além disso, a utilização de abordagens paramétricas como forma de avaliar as diferentes aptidões do território e conseqüentemente como medida da sua fragilidade são defendidas por McHarg (1969).

A avaliação da qualidade da paisagem surge desta forma fortemente ligada à avaliação das componentes naturais e culturais da mesma, podendo apresentar-se como a co-ocorrência de situações visualmente atractivas e com valor ecológico e natural (Ribeiro, 1997). A existência de elevada qualidade paisagística pode determinar uma maior sensibilidade da paisagem relativamente à introdução de actividades humanas (Câmara, 1983). A avaliação da sensibilidade da paisagem constitui assim uma etapa crucial no desenvolvimento de planos de ordenamento e gestão para paisagens consideradas de especial valor (Lyle, 1985), nomeadamente de paisagens cujo valor é reconhecido no âmbito da legislação existente, como é o caso do Ilhéu de Vila Franca do Campo.

Neste trabalho foram considerados como básicos para a avaliação da sensibilidade paisagística os seguintes parâmetros: Fisiografia (declives e exposições); Geomorfologia-Pedologia, e conseqüente avaliação da dinâmica geomorfológica através do balanço morfogénese/pedogénese; Comunidades vegetais e respectivo valor em termos de biodiversidade.

A avaliação da sensibilidade da paisagem foi inserida numa metodologia global para o desenvolvimento do plano de Ordenamento e Gestão do Ilhéu, essencialmente do tipo paramétrico, a

qual se sintetiza na figura 1, dando-se ênfase às fases que conduziram à avaliação da sensibilidade paisagística.

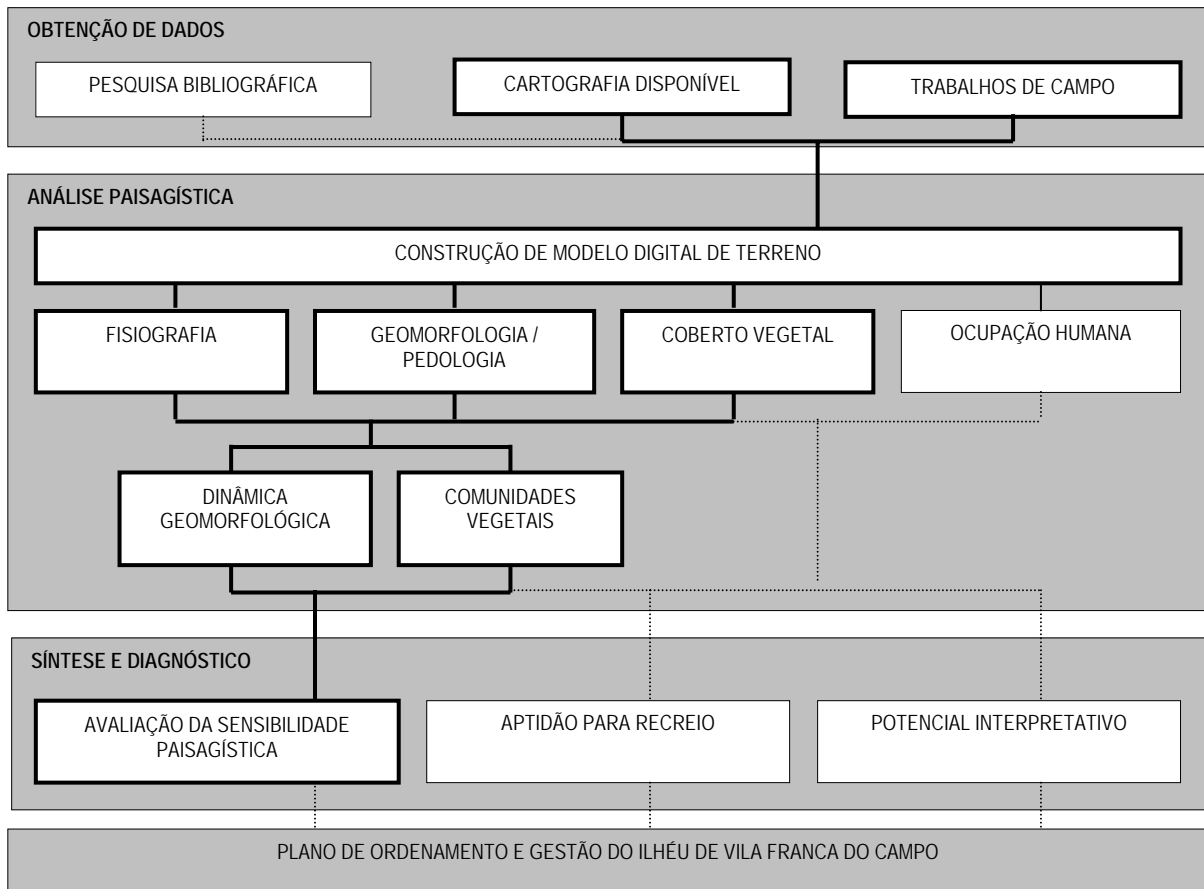


Fig. 1 – Avaliação da sensibilidade paisagística incluída na metodologia geral de desenvolvimento do Plano de Ordenamento e Gestão do Ilhéu de Vila Franca do Campo.

Fig. 1 – Landscape sensitivity assessment, included in the general methodology for the Landscape and Management Plan development.

Toda a informação recolhida, quer a que respeita à informação cartográfica de base – a qual permitiu a elaboração de um modelo digital de terreno e subsequentes cartas de análise fisiográfica, nomeadamente classes hipsométricas, declives e orientação de encostas – quer a que respeita à cartografia temática elaborada (esboço geomorfológico-pedológico, formações vegetais) foi integrada num sistema de informação geográfica (SIG) por forma a possibilitar o seu processamento em tempo real, com grande rigor e eficiência. A utilização deste tipo de tecnologia foi essencial para o sucesso da aplicação do modelo paramétrico entretanto desenvolvido.

O modelo de avaliação paramétrica pressupõe a decomposição da paisagem em parâmetros com definição de classes delimitadas em cartogramas de análise, às quais é atribuído um valor relativo de sensibilidade. A utilização do SIG desenvolvido permite o posterior cruzamento destes valores relativos para avaliação da sensibilidade paisagística e respectivo cartograma síntese.

3. GEOMORFOLOGIA – PEDOLOGIA

O Ilhéu de Vila Franca do Campo deve a sua origem recente (Holocénico) a erupções vulcânicas submarinas de pequena profundidade. Os materiais lávicos, de natureza básica, libertados deram origem, em contacto com a água, a vidro vulcânico do tipo sideromelana. Este sofreu posteriormente alteração originando materiais de natureza palagonítica (N. Walenstein, Universidade dos Açores, 2001, comunicação verbal). Os tufos palagoníticos de tom amarelado e que envolvem por vezes

fragmentos líticos de natureza basáltica, apresentam-se estratificados e bastante coesos constituindo um cone vulcânico cuja cratera tem forma circular quase perfeita. Nas áreas que envolvem a linha de fecho, cujas cotas estão compreendidas entre 62,4 e 42,1m, respectivamente nas zonas NW e S-SW do Ilhéu ocorrem ainda depósitos de cobertura de natureza traquítica, do tipo pedra pomes e, provavelmente, também cinzas.

O abatimento da cratera foi responsável por uma série de fracturas sintéticas as quais foram sendo alargadas ao longo do tempo pela erosão hídrica (devido ao escoamento superficial) e marinha, dando origem às golas que se dispõem de forma aproximadamente radial. O parcial arrasamento do cone vulcânico no seu flanco NNE levou à invasão da cratera pelo mar e permite na actualidade o fácil acesso à baía do Ilhéu.

Os flancos NW e W do cone vulcânico são em arriba e estão sujeitos a fortes acções erosivas eólica e marinha que também se fazem sentir, embora com menor intensidade, nos flancos SE e E do Ilhéu.

No esboço geomorfológico-pedológico do Ilhéu elaborado inicialmente para a escala de 1:2000 (Figura 2) distinguem-se onze áreas em função da litologia e respectivo grau de meteorização, da natureza, espessura e material originário dos solos aflorantes e ainda dos processos erosivos actuaes. Além disso, sendo a estabilidade morfodinâmica das áreas anteriormente definidas decisiva na avaliação da sensibilidade da paisagem, elaborou-se uma carta (Figura 3) onde estão delimitadas manchas correspondentes à respectiva dinâmica geomorfológica. Esta foi avaliada através do balanço morfogénese/pedogénese (Tricart, 1978).

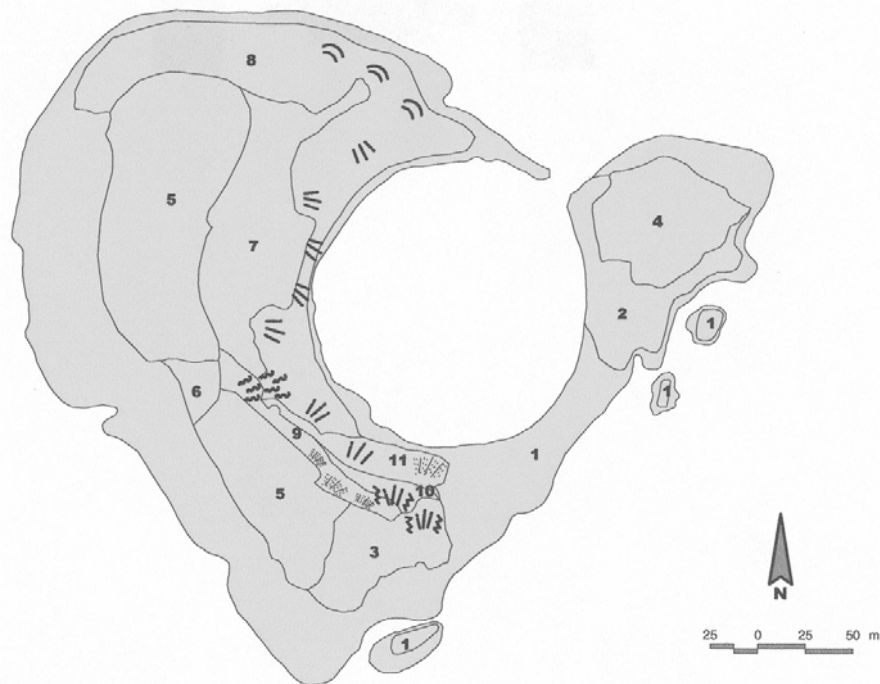


Fig. 2 –Esboço Geomorfológico-Pedológico.

(1) TP estratificados com fragmentos líticos finos de fácies basáltica; (2) TP estratificados com fragmentos líticos grosseiros de fácies basáltica; (3) SA bem desenvolvidos formados a partir de TP (4) SI desenvolvidos sobre TP; (5) SA bem desenvolvidos com espessura de 1,5 a 2,5 m, sobre material de cobertura pomítico, desde muito fino até à dimensão do seixo; (6) SA menos espesso que o anterior e com material pomítico com baixo grau de meteorização; (7) Solos semelhantes aos anteriores com espessura entre 15 e 20 cm; (8) Material pomítico mais ou menos alterado com bochechos de SI; (9) Pomitos com grau variável de meteorização e desenvolvimento de SI; (10) Espessura considerável de TP meteorizados encimados por solo pouco espesso e cobertura de pedra pomes grosseira; (11) Solos desenvolvidos sobre depósitos de vertente.

TP – Tufo palagonítico; SA – Solo de características ândicas; SI – Solo incipiente

/// Movimentos de massa; ☞☞ Deslocação de material pomítico e solo incipiente por reptação;
 \\\ Depósitos de vertente; ☞☞ Deslocação de solo por reptação; ☞☞ Marmitas de erosão eólica.

Fig. 2 – Geomorphology-Pedology.

(1) Stratified TP in layers with fine lithic fragments of basaltic nature; (2) Stratified TP with coarse fragments of basaltic nature; (3) Deep SA developed on TP; (4) SI developed on TP; (5) SA with 150 to 250 cm thickness, developed on pumice material from very fine to the pebble dimension; (6) SA thicker than (5), and with pumice material weakly weathered; (7) Soils similar to (6) but with a thickness between 15 to 25 cm; (8) Pumice material more or less weathered with some pockets of SI; (9) Pumice material with different weathering degrees and development of SI; (10) Weathered TP with thin soil on the top and some covering of coarse pumice material; (11) Soils developed on colluvial deposits
TP – Palagonitic tuffs; SA – Andosoil; SI – Incipient soil .






 Mass movements;
  Erosion of pumice material and SI by creeping;
 Colluvial deposits;
  Soil creep;
  Wind corrosion.



Fig. 3 – Dinâmica Geomorfológica – Balanço Morfogénese-Pedogénese.

M - Morfogénese; IM - Intergrade Morfogénese; IP - Intergrade Pedogénese.

Fig. 3 – Geomorphologic dynamics. Morphogenesis/pedogenesis rate.

M - Morphogenesis; IM - *Intergrade* Morphogenesis; IP - *Intergrade* Pedogenesis.

As áreas consideradas em situação de morfogénese (M) correspondem a afloramentos de tufo palagonítico com baixo grau de meteorização e ausência de solo e vegetação ou então com presença de vegetação colonizadora (bracel) (Figura 2: áreas 1 e 2) e a uma mancha situada na vertente interior do cone vulcânico com cobertura de pedra pomes e onde se desenvolveram solos incipientes. Esta área (Figura 2: área 9), está sujeita a erosão relativamente intensa por reptação e escoamento superficial desorganizado.

A mancha com maior expressão é definida em situação de *intergrade* para morfogénese (IM), onde os declives são geralmente superiores a 25% e engloba as áreas (Figura 2: áreas 4; 8; 10 e 11) com solos incipientes desenvolvidos sobre tufos, pomitos ou depósitos de vertente, onde os movimentos de massa superficiais são frequentes e as áreas (Figura 2: áreas 3 e 7) onde ocorrem solos de características ândicas com espessuras variáveis (20-200 cm) mas onde se observam movimentos de

massa superficiais determinados em parte por acção antrópica em função dos declives muito acentuados (25-100%) ou onde a vegetação é menos abundante.

A mancha correspondente às áreas em situação *intergrade* para pedogénese (IP) e portanto com forte tendência para a estabilidade situa-se no sector cimeiro do Ilhéu (Figura 2: áreas 5 e 6), com declives relativamente menos acentuados, onde afloram solos de características ândicas, bem desenvolvidos e com espessuras entre 100-200 cm, com elevada capacidade de retenção de água, teor médio a elevado em matéria orgânica, onde não se observam processos erosivos e o coberto vegetal tem boas condições de desenvolvimento.

4. COMUNIDADES VEGETAIS

A flora e vegetação do Ilhéu constituem um dos parâmetros necessários e decisivos na avaliação da sensibilidade paisagística. Foi estudado o elenco florístico do ilhéu bem como o mosaico das comunidades vegetais que compõem a sua vegetação actual. A partir da informação recolhida foi produzida uma carta de formações vegetais, através da qual se representou a vegetação actual do Ilhéu (Figura 4), tendo esta sido sistematizada e interpretada com base em dois critérios: fisionomia e espécie dominante.



Fig. 4 – Formações vegetais.

1 Formação arbustiva de *A. donax* e *E. scoparia ssp. azorica*; 2 Formação arbustiva com dominância de *A. donax*; 3 Formação herbácea com *Festuca petraea*; 4 Formação herbáceo-arbustiva com dominância de *E. Scoparia ssp. azorica*; 5 Formação herbáceo-arbustiva com dominância de *A. donax*; 6 Formação herbáceo-arbustiva com plantas crassicaules; 7 Formação arbustiva de *Myrica faya* com *V. vinifera* e *V. labrusca*; 8 Formação de plantas halo-nitrófilas de arriba; 9 Inculto

Fig. 4 – Vegetation communities.

1 Shrub formation of *A. donax* and *E. scoparia* ssp. *Azorica*; 2 Shrub formation with dominance of *A. donax*; 7 Tree formation of *Metrosideros tomentosa*; 8 aérohalophilic plant formation of sea-cliffs; 3 Herbaceous formation with *Festuca petraea*; 4 Shrub-herbaceous formation with dominance of *Erica scoparia* ssp. *azorica*; 5 Shrub-herbaceous formation with dominance of *Arundo donax*; 6 Shrub-herbaceous formation with xerofit vegetation; Shrub formation of *Myrica faya* with *Vitis vinifera* and *V. labrusca*; Bare soil or rock

Relativamente à fisionomia, foram distinguidas as diferentes formações pela classe fisionómica dominante, designadamente formações arbóreas, arbustivas e herbáceas, tendo ainda sido considerada uma classe entre as duas últimas anteriormente referidas, a classe herbáceo-arbustiva e uma classe sem revestimento vegetal. Por outro lado, as manchas de vegetação foram também organizadas de acordo com a espécie dominante, sendo considerada dominante a espécie vegetal de uma formação aquela que fosse considerada como a mais abundante e/ou que contribuísse com maior biomassa para a referida formação.

As formações vegetais de fisionomia mais alta apresentam geralmente maior capacidade de resistir às pressões antrópicas no imediato, mas são geralmente mais lentas a recuperar o equilíbrio quando este é quebrado. Por tais motivos são geralmente descritas como mais resistentes e menos resilientes. Da mesma forma, as comunidades mais esparsas e de fisionomia menos elevada apresentam geralmente menor resistência à pressão antrópica mas são mais resilientes, ou seja, recuperam mais rapidamente o equilíbrio ecológico após estarem expostas a processos degradativos.

Quanto à composição florística das diversas formações inventariadas, considerou-se que uma forte presença de espécies da flora autóctone da faixa litoral do arquipélago reflectiria uma maior relevância ecológica da formação em causa, conferindo-lhe esta maior sensibilidade paisagística. A relevância ecológica dos táxones do elenco florístico do Ilhéu é atribuída de acordo com a seguinte classificação, apresentada por ordem decrescente de valor:

Plantas de ocorrência natural (autóctones) e endémicas (ex: brasel (*Festuca petraea* Guthn) e urze (*Erica scoparia* L. ssp. *azorica* (Hochst.) D. A. Webb)), plantas de ocorrência natural (ex: faia (*Myrica faya* Ait.), dragoeiro (*Dracaena drago* L.)), plantas introduzidas (alóctones) (ex: metrosidero (*Metrosideros tomentosa* A. Cunn) e videiras (*Vitis spp.*)) e plantas introduzidas com carácter infestante (ex: cana (*Arundo donax* L.), incenso (*Pitopsis undulatum* Vent.) e cambará (*Lantana camara* L.)).

A ponderação das três características acima referidas (resistência, resiliência e relevância) foi essencial para a atribuição de um valor relativo de sensibilidade paisagística a cada uma das formações descritas na carta de formações vegetais.

Refem-se, a título de exemplo, algumas situações que ilustram o modo como foi atribuído valor relativo às diferentes formações.

Consideraram-se de valor relativo elevado as formações herbáceas com *Festuca petraea*, pois estas são formações de carácter primocolonizador (de elevada resiliência mas pouco resistentes) e ainda por incluírem plantas endémicas do Arquipélago Açoriano, designadamente o já referido brasel.

As formações arbustivas com predomínio de cana (*Arundo donax* L.) foram consideradas de valor relativo médio. Estas formações revelam-se mais resistentes às perturbações de origem antrópica, mas com menor relevância ecológica, dada a presença de plantas alóctones de carácter infestante e a baixa biodiversidade das referidas formações.

5. AVALIAÇÃO DA SENSIBILIDADE PAISAGÍSTICA

A avaliação da sensibilidade paisagística resulta do cruzamento do valor relativo atribuído a cada uma das classes dos parâmetros que foram considerados (Quadro 1).

Parâmetro	Sensibilidade da paisagem	Classe (valor relativo)
Geomorfologia – Pedologia	1 – Depósitos de vertente	Elevada
	2 – Movimentos de massa	Elevada
	3 – Deslocações do solo por reptação	Elevada
	4 – Deslocação de material pomítico e solo incipiente por reptação	Elevada
	5 – Tufos palagoníticos estratificados com fragmentos líticos finos de fácies basáltica	Reduzida
	6 – Tufos palagoníticos estratificados com fragmentos líticos grosseiros de fácies basáltica	Reduzida
	7 – Marmitas de erosão eólica	Reduzida
	8 – Solos bem desenvolvidos de características ândicas formados a partir de tufos palagoníticos	Média
	9 – Solos incipientes desenvolvidos sobre tufos palagoníticos	Elevada
	10 – Solos bem desenvolvidos de características ândicas bem desenvolvidos com espessura desde 150 – 250 cm, sobre material de cobertura pomítico, desde muito fino até à dimensão do seixo	Média
	11 – Solos de características ândicas menos espessos que os anteriores com material pomítico com baixo grau de meteorização	Média
	12 – Solos semelhantes aos anteriores com espessuras entre 15 e 20 cm	Elevada
	13 – Material pomítico mais ou menos alterado com bochechos de solo incipiente e que servem de suporte a vegetação	Elevada
	14 – Pomitos com grau variável de meteorização e desenvolvimento de solo com forte erosão: reptação e escoamento superficial	Elevada
	15 – Espessura considerável de tufos meteorizados encimados por solo pouco espesso e cobertura de pedra pomes grosseira	Elevada
	16 – Solos desenvolvidos sobre depósitos de vertente	Elevada
Declives	0 – 8%	Reduzida
	8 – 12 %	Média
	12 – 16 %	Média
	16 – 25 %	Elevada
	25 – 100 %	Elevada
	> 100 %	Elevada
Exposições	Norte	Reduzida
	Sul	Elevada
	Este	Média
	Oeste	Média
	Sem exposição definida	Elevada
Formações vegetais	Formação arbórea de <i>Metrosideros tomentosa</i>	Média
	Formação arbustiva de <i>Arundo donax</i> e <i>Erica scoparia ssp azorica</i>	Elevada
	Formação arbustiva com dominância de <i>Arundo donax</i>	Média
	Formação arbustiva de <i>Myrica faya</i> com <i>Vitis vinifera</i> e <i>Vitis labrusca</i>	Média
	Formação herbáceo-arbustiva com dominância de <i>Erica scoparia ssp azorica</i>	Elevada
	Formação herbáceo-arbustiva com dominância de <i>Arundo donax</i>	Média
	Formação herbácea com <i>Festuca petraea</i>	Elevada
	Formação de plantas halo-nitrófilas de arriba	Elevada
	Ausência de revestimento vegetal	Reduzida
Formação herbáceo-arbustiva com plantas crassicaules	Elevada	

Quadro 1 – Avaliação das classes de cada parâmetro relativamente à sensibilidade da paisagem.

Table 1 – Assessment of each parameter class in terms of landscape sensitivity.

Relativamente ao parâmetro geomorfologia-pedologia foram consideradas mais susceptíveis à degradação as áreas em processo de morfogénese, as quais estão associadas, no geral, a declives acentuados e sujeitas a dinâmicas erosivas mais ou menos intensas ou ainda com existência de solos incipientes ou de solos de características ândicas e pouco espessos. No caso da vegetação foram consideradas mais sensíveis as comunidades com maior relevância florística e/ou situadas em

condições mais desfavoráveis relativamente ao desenvolvimento da vegetação, nomeadamente em condições mais quentes (exposição sul), solos incipientes e, conseqüentemente, de menor disponibilidade hídrica.

A atribuição de um valor relativo elevado a determinada classe de dado parâmetro significa que se trata de situação em que se verifica uma maior sensibilidade paisagística. A atribuição de um valor relativo reduzido, significa que se trata de uma característica que, contribui para uma maior capacidade da paisagem para suportar actividades humanas, sem diminuir a sua qualidade.

Na sua globalidade o Ilhéu apresenta elevada sensibilidade paisagística (Figura 5) decorrente das características fisiográficas, geomorfológicas, pedológicas e biológicas.

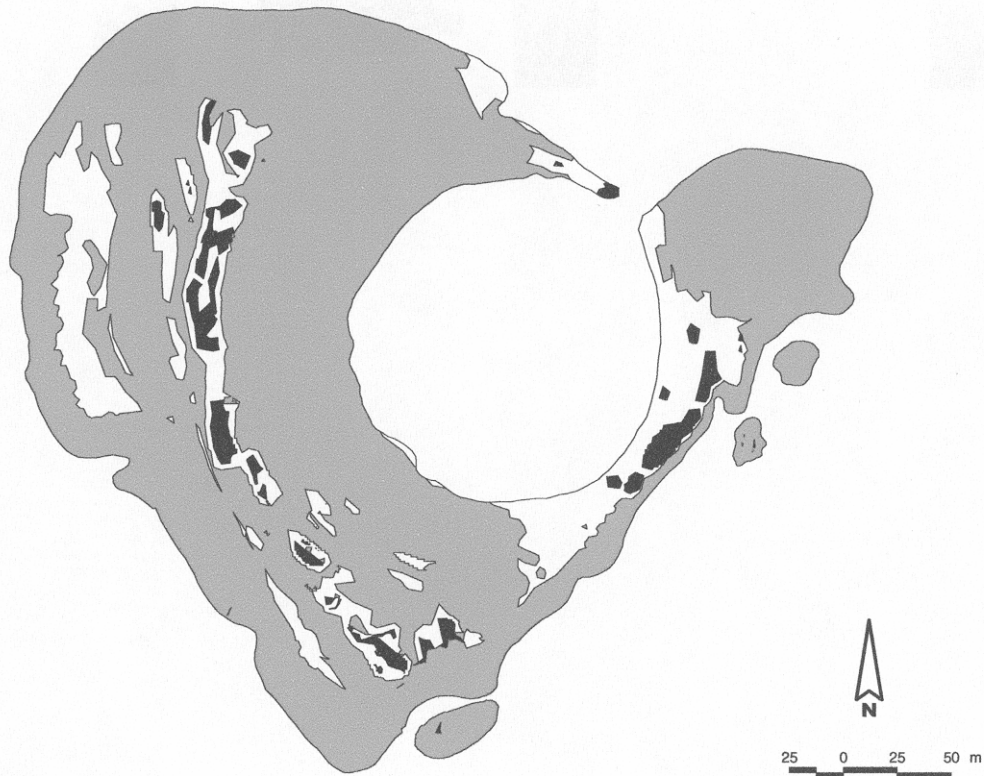


Fig. 5 – Sensibilidade paisagística

□ Sensibilidade baixa; ■ Sensibilidade média; ■ Sensibilidade elevada

Fig. 5 – Landscape sensitivity.

□ Low sensitivity; ■ Medium sensitivity; ■ High sensitivity.

As áreas de menor sensibilidade paisagística (classes reduzida e média) localizam-se no sector de declives menos acentuados, situado a leste e no sector superior do Ilhéu. No primeiro, a menor sensibilidade deve-se principalmente ao substrato litológico mais resistente (tufos palagoníticos fracamente meteorizados) e à ausência de formações vegetais com maior valor natural e ecológico. No sector superior do Ilhéu, a menor sensibilidade é devida aos declives menos acentuados, solos com maior capacidade de suporte de vegetação (solos de características ândicas bem desenvolvidos), e formações vegetais com menor interesse natural e ecológico. Constituem, na sua maioria, áreas que apresentam elevado grau de infestação com cana (*Arundo donax*).

As restantes áreas apresentam elevada sensibilidade paisagística devido aos seguintes factores: declives mais elevados (>25%); substrato litológico-pedológico susceptível a fenómenos de erosão; solos pouco desenvolvidos e conseqüentemente com reduzida capacidade de produção de biomassa; formações vegetais com interesse natural.

6. CONCLUSÕES

O trabalho desenvolvido demonstra a importância da análise geomorfológica-pedológica de uma região, conjuntamente com outros parâmetros biofísicos, na avaliação da sua sensibilidade paisagística. Este conceito apresenta-se como um instrumento de elevada utilidade na procura de soluções de ordenamento e gestão de áreas de paisagem de elevado valor natural no sentido da conciliação da salvaguarda de recursos com uma utilização para recreio e lazer.

A análise biofísica de uma região suportada por um trabalho de campo intensivo e integrado num sistema de informação geográfica revelou-se de elevada utilidade para os objectivos pretendidos, contribuindo para aumentar a objectividade da avaliação da sensibilidade de uma paisagem.

A avaliação da sensibilidade paisagística do Ilhéu, conjuntamente com a respectiva avaliação da aptidão para recreio e potencial interpretativo, permitirá fundamentar o desenvolvimento do plano de ordenamento e gestão e, conseqüentemente, suportar a delimitação de áreas para protecção, uso condicionado e recreio, no sentido de conciliar a salvaguarda dos recursos que determinam a qualidade da paisagem com o seu uso para recreio e conseqüente gestão.

BIBLIOGRAFIA

- Bulcão, L. (2000) - *Ordenamento e Gestão do Ilhéu de Vila Franca do Campo. Plano Preliminar*. Relatório do Trabalho de Fim de Curso de Arquitectura Paisagista, Secção Autónoma de Arquitectura Paisagista, Instituto Superior de Agronomia, Lisboa, 98 pp.
- Câmara, M. S. (1983) - *Implantação alternativa de uma Central de Carvão em Leirosa (Figueira da Foz) ou em Amorosa (Viana do Castelo), análise de impacte visual*, EGF, EDP, 22 pp.
- Dawson, K., (1995) - A Comprehensive Conservation Strategy for Georgia's Greenways, *Landscape and Urban Planning*. 33, pp 27-43.
- Fabos, J. G. (1996) - The Greenway Movement, Uses and Potentialities of Greenways, in Fabos J. e Ahern, J. (eds.), *Greenways. The Beginning of an International Movement*, Elsevier, Amsterdam, p. 1-13.
- Lewis P. H. (1964) – Quality Corridors for Wisconsin, *Landscape Architecture*, Jan., pp. 101-107
- Lyle, J. T. (1985) - *Design for Human Ecosystems*, Van Nostrand Reinhold Company, New York, 279 pp.
- McHarg, I. (1969) - *Design With Nature*, Natural History Press, New York, 198 pp.
- Morton, J. B., Britton, J. C., Martins, A. M. F., (1998) – *Ecologia Costeira dos Açores*, Sociedade Afonso Chaves, Associação de Estudos Açorianos, Ponta Delgada, 1249 pp.
- Ribeiro, L. P. F. (1997) - Historical and Cultural Resources: Strengthening a Greenway Network for Landscape Conservation in Metropolitan Areas, in Machado, J. R. E e Ahern, J. (eds.), *Environmental Challenges in an Expanding Urban World and the Role of Emerging Information Technologies*, National Centre for Geographic Information, Lisbon, Portugal p. 441-453.
- Ribeiro, L., Abreu, M.M., Bulcão, L. E Arsénio P. (2002) - *Plano de Ordenamento e Gestão do Ilhéu de Vila Franca do Campo*, Secção Autónoma de Arquitectura Paisagista, Instituto Superior de Agronomia, Lisboa, 61 pp., 10 cartas.
- Tricart, J. (1978) – *Géomorphologie Applicable*, Masson, Paris, 204 pp.

Avaliação da vulnerabilidade aos deslizamentos no Distrito de Santarém

J. Vasconcelos*, F. Benedito**, F. Gomes***, P. Ferreira****

Departamento de Geografia, Universidade de Lisboa

Resumo: Neste artigo apresenta-se uma metodologia de trabalho onde se expressa a vulnerabilidade aos deslizamentos, com base em áreas concelhias. É certo que os fenómenos naturais não se circunscrevem a unidades territoriais administrativas, contudo, assiste-se, actualmente, à falta de informação capaz de ser entendida pelos diversos agentes responsáveis pelo ordenamento do território, o que está associado a uma falta de compromisso entre a comunidade científica e a sociedade civil. Neste artigo, tenta-se ultrapassar esta dificuldade comunicativa e apresenta-se um zonamento da vulnerabilidade aos deslizamentos, numa escala concelhia. Para tal foram cruzados vários parâmetros e indicadores da perigosidade e dos elementos em risco, que permitem o cálculo do índice final, cuja espacialização concelhia deve ser considerada no ordenamento do território.

Palavra-chave: Deslizamentos, vulnerabilidade, perigosidade, unidades administrativas, factores condicionantes e desencadeantes.

Abstract: *Vulnerability assessment to landslides in the District of Santarém.* This article presents a methodology where the vulnerability to landslides is calculated for each municipality of the of Santarém district. It's known that the political borders do not delimit the events in the natural environment. However, there is a lack of information that can be easily understood by the land management authorities, that is linked with a lack of compromise between the scientists and the society itself.

Hazard was calculated with (i) lithology and the number of landslide occurrences, and (ii) altimetry. Elements at risk were determined with the population density and with the number of houses.

All parameters were classified in five classes, where 1 is the less vulnerable and 5 the highest level of vulnerability. With the calculation of several parameters, hazard and vulnerability indicators, it was possible to create a final vulnerability index and the zonation of the Santarém district.

Keywords: Landslides, vulnerability, hazard, political land units, conditioning and triggering factors.

1. INTRODUÇÃO

É conhecida a dificuldade de comunicação entre a comunidade científica e os responsáveis pelo ordenamento do território, em boa parte pela dificuldade da sociedade civil em descodificar o “código científico”. Por outro lado, cabe também ao cientista traduzir a informação de modo a que esta seja compreensível por aqueles.

Por este motivo, o trabalho que ora se apresenta, procura ser um contributo para ultrapassar esta situação, através de informação traduzida em mapas de zonamento, baseados na organização administrativa do território.

Foi escolhido o distrito de Santarém, desagregado à escala concelhia (fig.1), para aí ser avaliada a vulnerabilidade à ocorrência de deslizamentos.

2. CONCEITOS

Define-se *deslizamento* como sendo um *movimento de solo ou rocha que ocorre predominantemente ao longo de planos de ruptura ou de zonas relativamente estreitas, alvo de intensa deformação tangencial* (Zêzere, 2000).

* Departamento de Geografia. Faculdade de Letras. Alameda da Universidade. 1600-214 Lisboa. PORTUGAL E-mail: j.vasconcelos@netcabo.pt

** E-mail: nandoben@clix.pt

*** E-mail: fcg76@clix.pt

**** E-mail: paulof74@yahoo.com

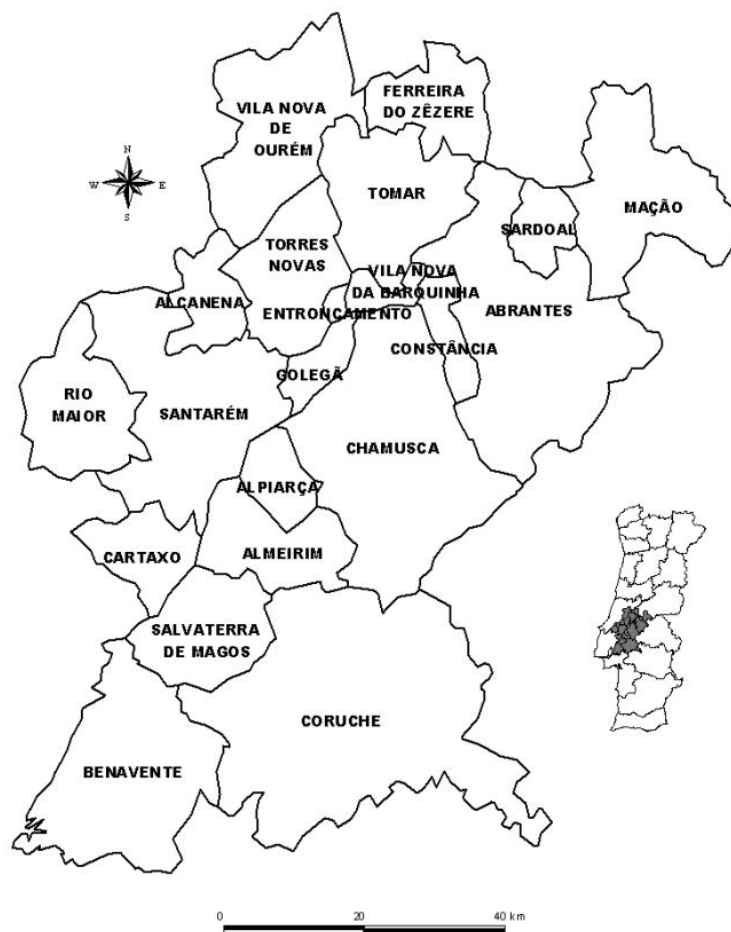


Fig. 1 – Área de estudo.
Fig. 1 – Study area.

Segundo Varnes (em Zêzere, 2000), *perigosidade natural* é a probabilidade de ocorrência, num determinado período de tempo e numa determinada área, de um fenómeno natural, potencialmente causador de prejuízos materiais e humanos. Neste trabalho, não foi analisada a dimensão temporal da perigosidade, por falta de dados.

Define-se *vulnerabilidade* como o grau de perda de um elemento ou de um conjunto de elementos, em consequência da ocorrência de um certo fenómeno natural de uma determinada magnitude. *Elementos em risco* são o conjunto de elementos sujeitos à vulnerabilidade. No presente trabalho, a vulnerabilidade resulta do cruzamento da perigosidade com os elementos.

3. VARIÁVEIS UTILIZADAS

Para determinar a perigosidade utilizaram-se três variáveis físicas: a litologia, o número de ocorrências de deslizamentos e a altitude. Para a determinação dos elementos em risco, considerou-se a densidade populacional e o número de fogos.

A litologia foi obtida a partir das cartas geológicas (1:50 000) correspondentes à área de estudo e da Carta Geológica de Portugal (1:500 000).

O número de deslizamentos foi obtido através da consulta de dados da Protecção Civil, referentes ao período de 1995-1999, assim como através de levantamento de informação no campo.

Utilizou-se a altitude, obtida através das Cartas Militares (1: 25 000) do distrito, para a introdução de um elemento que referisse, embora de modo pouco preciso, o maior ou menor desnível do terreno. Neste caso, calculou-se o indicador de rugosidade topográfica (razão entre a altitude máxima e a mínima), referido em Pereira *et al* (2000).

A densidade populacional e o número de fogos, foram obtidos através de fontes estatísticas do INE de 1998, nomeadamente de “Portugal em Números” CD-ROM. Com esta informação determinaram-se os elementos em risco.

4. METODOLOGIA

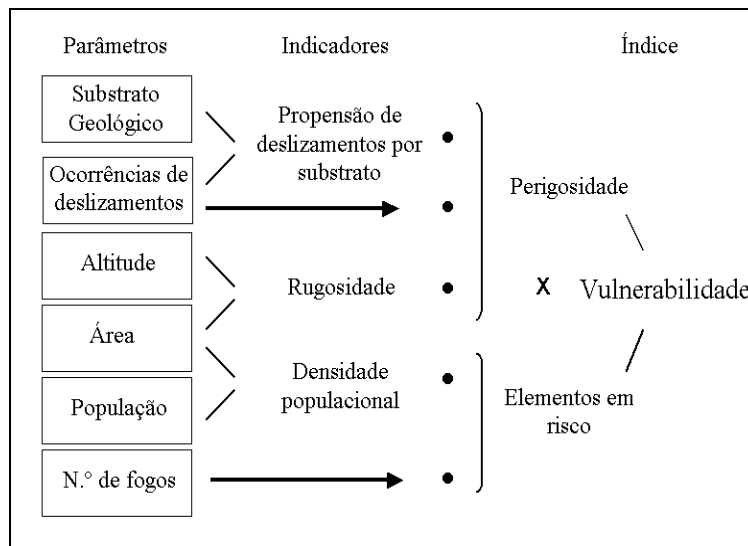
Todos os dados foram classificadas em 5 classes, determinadas com base na média e desvio padrão de cada série. Estas 5 classes definem graus de perigo da variável quanto à propensão/agravamento das consequências da ocorrência de deslizamentos, segundo as correspondências indicadas no Quadro 1.

1	Muito Reduzido
2	Reduzido
3	Médio
4	Elevado
5	Muito Elevado

Quadro 1 – Classes utilizadas.
Table 1 – Classification classes.

Desta forma, foi possível atribuir um valor comparável a variáveis com características e escalas completamente diferentes.

O desenvolvimento e estrutura do trabalho foram baseados na metodologia utilizada por Pereira *et al* (2000), na sua aplicação a Portugal Continental. Neste contexto, do cruzamento dos elementos em risco com a perigosidade, obteve-se uma classificação de vulnerabilidade que reflecte uma proporção de indivíduos e elementos patrimoniais potencialmente afectados pelo fenómeno (Quadro 2).



Quadro 2 – Esquema conceptual.
Table 2 – Conceptual scheme.

Atendendo à densidade de informação disponível, escolheu-se a escala 1: 40 000, para cartografar a espacialização dos indicadores e índice da vulnerabilidade.

5. ELABORAÇÃO DOS INDICADORES

Ocorrência de deslizamentos

Este dado foi obtido através da cartografia dos locais onde ocorreram deslizamentos (Quadro 3), com a informação recolhida previamente e complementada com alguns levantamentos de campo.

Concelhos	Deslizamentos	Classificação
ABRANTES	6	4
ALCANENA	2	2
ALMEIRIM	0	1
ALPIARÇA	0	1
BENAVENTE	0	1
CARTAXO	0	1
CHAMUSCA	1	2
CONSTÂNCIA	1	2
CORUCHE	4	3
ENTRONCAMENTO	0	1
FERREIRA DO ZÉZERE	0	1
GOLEGÃ	0	1
MAÇÃO	0	1
RIO MAIOR	5	4
SALVATERRA DE MAGOS	0	1
SANTARÉM	9	5
SARDOAL	0	1
TOMAR	3	3
TORRES NOVAS	3	3
VILA NOVA DA BARQUINHA	0	1
VILA NOVA DE OURÉM	3	3

Quadro 3 - Classificação dos concelhos quanto ao número de deslizamentos ocorridos.

Table 3 – Classification of the municipalities concerning the number of landslides.

Propensão a deslizamentos por substrato

Foi concebido um índice de propensão do concelho para a ocorrência de deslizamentos, construído com base no parâmetro número de deslizamentos em cada grupo litológico, por nós definido, e no indicador percentagem de área concelhia ocupada por cada um desses grupos.

Para o cálculo deste indicador, optou-se por agrupar a litologia, ou seja, tendo por base que os deslizamentos dependem directamente da permeabilidade do substrato, assim como do seu grau de consolidação classificou-se a litologia em seis grupos: o complexo detrítico; areias finas e lodos; rochas carbonatadas; arenitos e conglomerados; granitos alcalinos, quartzodioritos e ortognaisses graníticos e, finalmente, as rochas sedimentares xisto-grauváquicas e séries metamórficas derivadas.

Foram contabilizados os deslizamentos por grupo litológico, e classificaram-se os resultados com o mesmo método utilizado em todo o estudo (5 classes determinadas pela média e desvio padrão da série, neste caso, variando o factor entre 0 e 4, em que 0 corresponde à inexistência de deslizamentos), tendo sido denominado factor deslizamento (Quadro 4).

O Índice foi então calculado para cada concelho, multiplicando a percentagem de área ocupada por cada grupo litológico pelo factor correspondente a esse grupo litológico (Quadro 4). O cálculo do índice está expresso no Quadro 5.

Vejamos um exemplo: o concelho de Abrantes, tem 70% do seu território com afloramentos do grupo complexo detrítico (CD), ora verificando no Quadro 4, comprova-se que o factor deslizamento deste grupo litológico é de 4. Assim, multiplica-se a percentagem de todos os grupos litológicos existentes no concelho, pelo respectivo factor deslizamento. Os valores parciais são somados no final: no exemplo referido, a soma é de 325, valor este, que irá ser ponderado com os restantes concelhos, segundo a mesma metodologia atrás referida (5 classes).

Litologia	Número de deslizamentos	Factor deslizamentos
complexo detrítico (CD)	16	4
areias finas e lodos (AL)	9	3
rochas carbonatadas (CA)	6	3
arenitos e conglomerados (AC)	0	0
granitos alcalinos, quartzodioritos e ortognaisses graníticos (GT)	0	0
rochas sedimentares xisto-grauváquicas e séries metamórficas derivadas (XI)	5	3

Quadro 4 – Classificação do factor deslizamento.
Table 4 – Landslide factor classification.

[1] Concelhos	[2] CD %	[3] CDx4	[4] AL %	[5] ALx3	[6] CA %	[7] CAx3	[8] AC %	[9] ACx0	[10] QZ %	[11] QZx0	[12] XI %	[13] XIx3	[14] GT %	[15] GTx0	[16] Total	[17] Classe
ABRANTES	70	280	5	15	0	0	10	0	5	0	10	30	0	0	325	4
ALCANENA	45	180	0	0	55	165	0	0	0	0	0	0	0	0	345	4
ALMEIRIM	50	200	30	90	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	290	3
ALPIARÇA	50	200	40	120	1	3	9	0	0	0	0	0	0	0	323	4
BENAVENTE	50	200	40	120	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	320	4
CARTAXO	40	160	35	105	25	75	0	0	0	0	0	0	0	0	340	4
CHAMUSCA	75	300	15	45	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	345	4
CONSTÂNCIA	80	320	5	15	0	0	0	0	0	0	15	45	0	0	380	5
CORUCHE	70	280	15	45	0	0	10	0	0	0	0	0	5	0	325	3
ENTRONCAMENTO	30	120	0	0	70	210	0	0	0	0	0	0	0	0	330	4
FERREIRA DO ZÉZERE	20	80	0	0	40	120	0	0	10	0	30	90	0	0	290	3
GOLEGÃ	35	140	60	180	5	15	0	0	0	0	0	0	0	0	335	4
MAÇÃO	3	12	0	0	0	0	7	0	20	0	60	180	10	0	192	2
RIO MAIOR	50	200	10	30	40	120	0	0	0	0	0	0	0	0	350	4
SALVATERRA DE MAGOS	60	240	35	105	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	345	4
SANTARÉM	35	140	15	45	50	150	0	0	0	0	0	0	0	0	335	4
SARDOAL	5	20	0	0	0	0	10	0	65	0	20	60	0	0	80	1
TOMAR	10	40	10	30	45	135	0	0	35	0	0	0	0	0	205	2
TORRES NOVAS	5	20	15	45	80	240	0	0	0	0	0	0	0	0	305	3
VILA NOVA DA BARQUINHA	15	60	10	30	50	150	0	0	0	0	25	75	0	0	315	4
VILA NOVA DE OURÉM	70	280	0	0	30	90	0	0	0	0	0	0	0	0	370	4

Total [16] = [3]+[5]+[7]+[9]+[11]+[13]+[15]

Quadro 5 – Indicador de propensão à ocorrência de deslizamentos (por concelho).
Table 5 – Index of landslide event tendency (by municipality).

Deste modo, foi possível contabilizar o substrato litológico onde não ocorrem deslizamentos, contribuindo para que áreas com grande percentagem de afloramentos do mesmo grupo litológico, não sejam classificadas com grande perigosidade.

Indicador de Rugosidade topográfica

Sabendo-se que o declive é um dos factores condicionantes à ocorrência de deslizamentos e não tendo sido possível, no trabalho apresentado, dispor de um modelo digital de terreno, optou-se pelo cálculo de um indicador que expressasse as amplitudes altimétricas no distrito de Santarém. O indicador de rugosidade topográfica resultou da razão entre a diferença entre a maior e a menor

altitude de cada concelho pela sua área, segundo o índice modificado apresentado em Pereira *et al* (2000).

Densidade Populacional

A densidade populacional foi utilizada como elemento de vulnerabilidade. Este indicador serve para se perceber a proporção de indivíduos potencialmente afectados pelo fenómeno, que será tanto maior quanto maior for a sua concentração (maior densidade populacional).

Numa primeira fase do trabalho, verificou-se que o concelho do Entroncamento apresentava uma densidade populacional elevada. Na análise de conjunto, este valor relegava os restantes para as classes 2 e 1 (reduzida e muito reduzida). Assim, optou-se por criar uma classe 5, cujo único elemento é o concelho do Entroncamento, classificando-se os restantes concelhos pelas 4 classes seguintes, calculadas através da média e do desvio padrão e excluindo o Entroncamento.

Número de fogos

Considerou-se necessária a inclusão de informação adicional para o cálculo da vulnerabilidade, deste modo, utilizou-se o número de fogos, que acrescenta à análise de vulnerabilidade a componente de património edificado.

6. MAPAS FINAIS

A **Perigosidade** foi calculada a partir da soma das classes das variáveis: o número de ocorrências; a rugosidade e a propensão a deslizamentos por substrato (fig. 2).

Para o cálculo dos **elementos em risco**, calculou-se a soma das classes das variáveis, densidade populacional e número de fogos (fig. 3).

O mapa final de **vulnerabilidade** foi obtido através do cruzamento da perigosidade e dos elementos em risco (fig. 4).

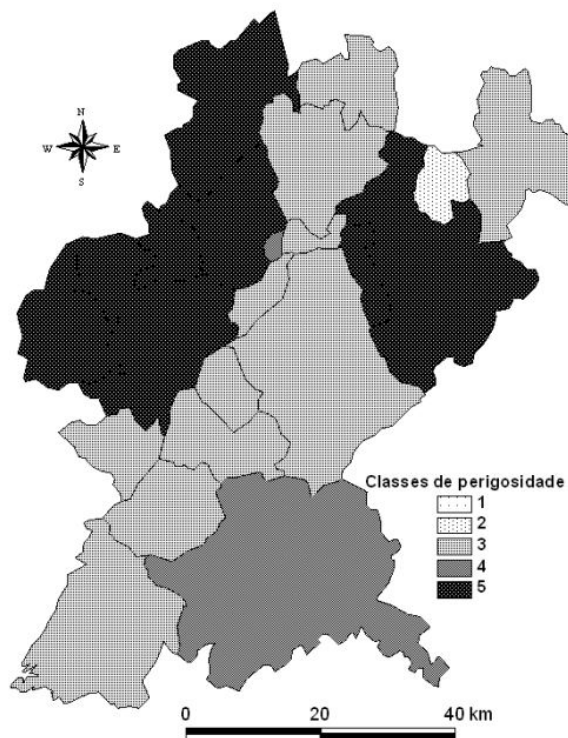


Fig. 2 – Perigosidade.
Fig. 2 – Hazard.

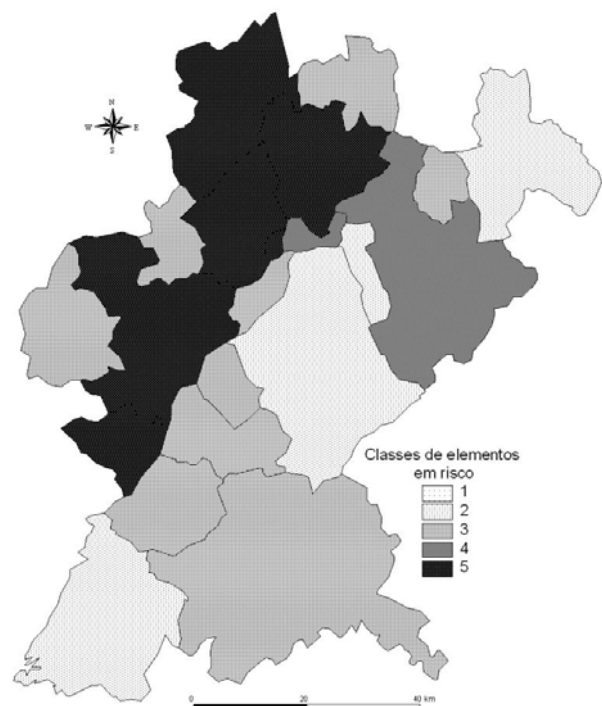


Fig. 3 – Elementos em risco.
Fig. 3 – Elements at risk.

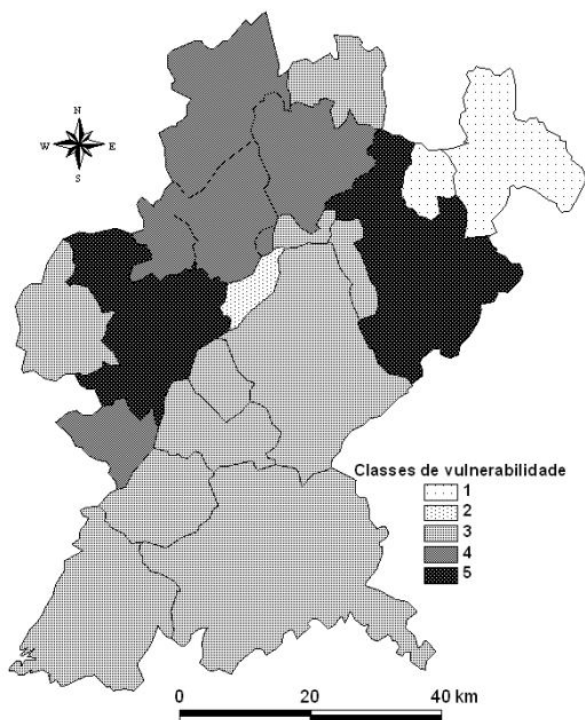


Fig. 4 –Vulnerabilidade.

Fig. 4 – Vulnerability.

O resultado do trabalho desenvolvido, permitiu o apuramento de áreas (concelhos) susceptíveis à ocorrência de deslizamentos, assim como áreas com maior, ou menor, vulnerabilidade ao mesmo fenómeno.

Concluiu-se que o mapa da perigosidade delimita, de um modo geral, as unidades morfo-estruturais existentes no distrito¹, e que existe uma diferença clara entre a perigosidade e a vulnerabilidade na área em estudo, assumindo particular importância os elementos em risco. Torna-se claro, na observação destes dois mapas, a sua influência, sendo possível identificar dois concelhos onde os elementos em risco (densidade populacional e património edificado) são determinantes, como é o caso dos concelhos de Tomar e Cartaxo.

Verifica-se também que existem concelhos onde a perigosidade é elevada ou muito elevada, mas onde a densidade populacional e o número de fogos é reduzido. Assim, apesar das características naturais possibilitarem a ocorrência de deslizamentos, estes concelhos estão pouco vulneráveis ao fenómeno, como é o caso dos concelhos de Rio Maior e Golegã.

Saliente-se, ainda, os concelhos onde existe uma probabilidade de deslizamentos elevada e com uma forte presença antrópica. Nestes há a conjugação de uma perigosidade elevada, com a presença de elementos em risco, estando inseridos na classe de vulnerabilidade final de Muito elevada (5), nomeadamente os concelhos de Santarém e Abrantes.

Desta análise conclui-se que o distrito de Santarém apresenta uma diferenciação espacial clara da vulnerabilidade. Sendo que a margem direita do Tejo é, de facto, a que apresenta uma maior perigosidade e vulnerabilidade, exceptuando os concelhos do nordeste onde a vulnerabilidade é muito reduzida.

Relativamente ao mapa da perigosidade verifica-se que dos vinte e um concelhos que compõem o distrito de Santarém, sete apresentam uma perigosidade muito elevada: Vila Nova de Ourém, Torres

¹ Separando o Maciço Antigo da Bacia Sedimentar estão os concelhos de Abrantes e Constância, ambos englobados na classe de maior perigosidade (5), e a delimitar a Bacia Sedimentar da Orla Mesocenozóica, os concelhos de Santarém, Torres Novas e Vila Nova de Ourém, também estes nesta Classe (5), sendo também estes que evidenciam maior rugosidade topográfica.

Novas, Alcanena, Constância, Rio Maior, Santarém e Abrantes. A influência do substrato geológico destes concelhos (complexos detríticos e rochas carbonatadas), promove uma maior propensão à ocorrência de deslizamentos. O número de ocorrências em cada concelho, bem como o índice de rugosidade, são determinantes para este nível de perigosidade.

A perigosidade nos concelhos de Coruche e Entroncamento é elevada, devido essencialmente à predominância de materiais propensos à ocorrência de deslizamentos.

Os concelhos de V. N. de Ourém, Entroncamento, Alcanena, Cartaxo, Tomar, Torres Novas e Abrantes apresentam uma elevada vulnerabilidade ao fenómeno estudado, valor este condicionado por um elevado número de fogos.

Neste distrito, os concelhos de Santarém e Abrantes são os mais vulneráveis à ocorrência de deslizamentos, porque neles se registaram, no período em análise (1995-1999) um maior número de ocorrências, um elevado índice de propensão aos deslizamentos e uma densidade populacional relativamente elevada.

Os concelhos de Sardoal e Mação são os únicos que apresentam uma vulnerabilidade reduzida, resultado da sua baixa perigosidade e baixa densidade populacional no caso de Mação e o número reduzido de fogos, no caso de Sardoal.

7. REMATE

A aplicação de um estudo desta natureza está limitado pelas suas restrições administrativas, mas poderá vir a ser uma forma importante de contacto entre as autoridades locais e a comunidade científica, nomeadamente pela compreensão dos factores condicionantes e desencadeantes do fenómeno, assim como pelo zonamento de áreas “sensíveis” que são directamente comparáveis com os instrumentos de gestão do território.

Nota: Este artigo sintetiza um trabalho realizado no âmbito da disciplina de Análise Biofísica do Território, no ano de 2001, na licenciatura de Geografia, da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, orientado pela Prof.^a Ana Ramos Pereira.

BIBLIOGRAFIA

- Costa, J. B. (1998) - *Estudo e Classificação das Rochas por Exame Macroscópico*, 9.^a Ed., Serviço de Educação - Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Partidário, M. R. e Jesus, J. (1999) - *Avaliação de Impacte Ambiental*, Centro de Estudos de Planeamento e Gestão do Ambiente, 1.^a Ed., 1.^a Reimpressão, Caparica, 1994.
- Pereira, A. R.; Ramos, C. e Colaboradores (2000) – *Contrastes espaciais concelhios de algumas componentes ambientais em Portugal Continental*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- Reis, E., (1998) - *Estatística Descritiva*, Edições Sílabo, 4.^a Ed., Lisboa, 1998.
- Zêzere, J. L. (2000) – *A Classificação dos Movimentos de Vertente: Tipologia, Actividade e Morfologia*, Apontamentos de Geografia – Série Investigação n.º 6, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 2000.
- Protecção Civil de Santarém, Plano Distrital de Emergência, Governo Civil de Santarém, <http://www.gov-civil-santarem.pt/projecto.htm>

A dinâmica da planície aluvial do Baixo Tejo no Holocénico recente: aplicação de métodos de análise geomorfológica e sedimentológica

A. Ramos Pereira*, C. Ramos**, E. Reis***

Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa

T. M. Azevedo****, E. Nunes****, M. C. Freitas****, C. Andrade*****

Centro de Geologia, Universidade de Lisboa

Resumo: A equipa do projecto IDAFRE centrou grande parte da sua investigação na maior planície aluvial em Portugal - a do Baixo Tejo - entre Alpiarça e Benfica do Ribatejo, tema que tem sido ultimamente desenvolvido no Projecto GEOTARIF¹.

Este artigo é uma contribuição para o conhecimento da dinâmica fluvial do Tejo no Holocénico recente, apresentando-se alguns dos resultados obtidos, através de uma abordagem interdisciplinar que compreendeu: a) análise geomorfológica detalhada da planície aluvial, com identificação e geometria dos diversos elementos que a compõem; b) a realização de duas sondagens, em posições geográficas distintas, uma no leito menor (3,70m de profundidade) e outra no leito de cheia, a cerca de 2,5km da margem do canal fluvial (7,40m de profundidade), utilizando um trado manual de meia-cana de 50 e 35mm; c) a análise sedimentológica de 86 amostras (38 na primeira sondagem e 48 na segunda), de que aqui se refere apenas a identificação textural; d) as datações de amostras por ¹⁴C, visando a definição das taxas de sedimentação.

A interpretação dos resultados obtidos permite estabelecer a relação entre a diversidade das formas de relevo da planície aluvial do Tejo e a mobilidade do canal fluvial nos últimos quatro milénios.

Palavras-chave: Morfologia fluvial, planície aluvial, canal fluvial, paleocanais, cheias.

Abstract: *A geomorphological and sedimentological approach to the Tagus alluvial plain dynamics during late Holocene.* The team working on the IDAFRE Project centred the major part of its research on the biggest alluvial plain in Portugal, more precisely in the Lower Tagus, in the area comprised between Alpiarça and Benfica do Ribatejo. This theme as been developed lately in the GEOTARIF Project.

The main purpose of this paper is to contribute to the knowledge of the fluvial dynamics of the Tagus in the late Holocene, by presenting some of the results obtained through an interdisciplinary approach that comprised: a) detailed geomorphological analysis of the alluvial plain, with the identification of several morphological elements which compose it, as well as its geometry; b) the realization of two sediment cores, in distinct geographical positions, one in the minor riverbed (reaching 3,70 m deep) and the other on the flood plain, about 2,5 km away from the margin of the fluvial channel (reaching a depth of 7,40 m), using 50 mm and 35 mm diameter steel gauge augers; c) sedimentological analysis of 86 samples (38 in the first core and 48 in the second) of which only here the textural identification is referred to; d) ¹⁴C dating of the samples in order to define the rates of sedimentation.

The interpretation of the results obtained allows: i) precise the relationship between the landforms diversity in the Tagus' alluvial plain and the mobility of the fluvial channel in the last 4 millenniums; ii) to define different sedimentation rates; iii) to identify the infilling of an abandoned channel; iv) to relate the natural levee high to the floods with different return periods.

Keywords: Fluvial morphology, alluvial plain, river channel, paleochannels, floods.

1. INTRODUÇÃO

* Centro de Estudos Geográficos, Fac. Letras da Universidade de Lisboa. Alameda da Universidade. 1600-214 Lisboa. PORTUGAL. E-mail: anarp@mail.doc.fl.ul.pt

** E-mail: camos@mail.doc.fl.ul.pt

*** E-mail: ejmreis@mail.telepac.pt

**** E-mail: terazev@fc.ul.pt

***** E-mail: elisabete.nunes@fc.ul.pt

***** E-mail: cfreitas@fc.ul.pt

***** E-mail: candrade@fc.ul.pt

¹ Praxis XXI Project: An Interdisciplinary Approach to Flood Risk Evaluation – Hydrology, Geomorphology and Sedimentology of the Douro, Tagus and Sado Basins (IDAFRE); Sapiens Project: Geology and Archaeology of the Tagus River Floodplain Over Time (GEOTARIF).

A dinâmica dos grandes organismos fluviais, ao longo do tempo, é um tema complexo e pouco conhecido da geomorfologia portuguesa. O objectivo deste artigo é dar um contributo para o conhecimento da dinâmica fluvial da maior planície aluvial portuguesa (a do Baixo Tejo), na área compreendida entre Alpiarça e Benfica do Ribatejo, nos últimos quatro milénios, através de uma abordagem integrada de dados geomorfológicos, hidrológicos, sedimentológicos e radiocronológicos.

A planície aluvial do Tejo tem uma orientação NE-SW e estende-se ao longo de cerca de 80km, entre Constância e Lisboa, variando a sua largura entre 3km e 13km (fig. 1). Durante as grandes cheias, a planície aluvial fica completamente submersa, criando-se um plano de água com mais de 870km².

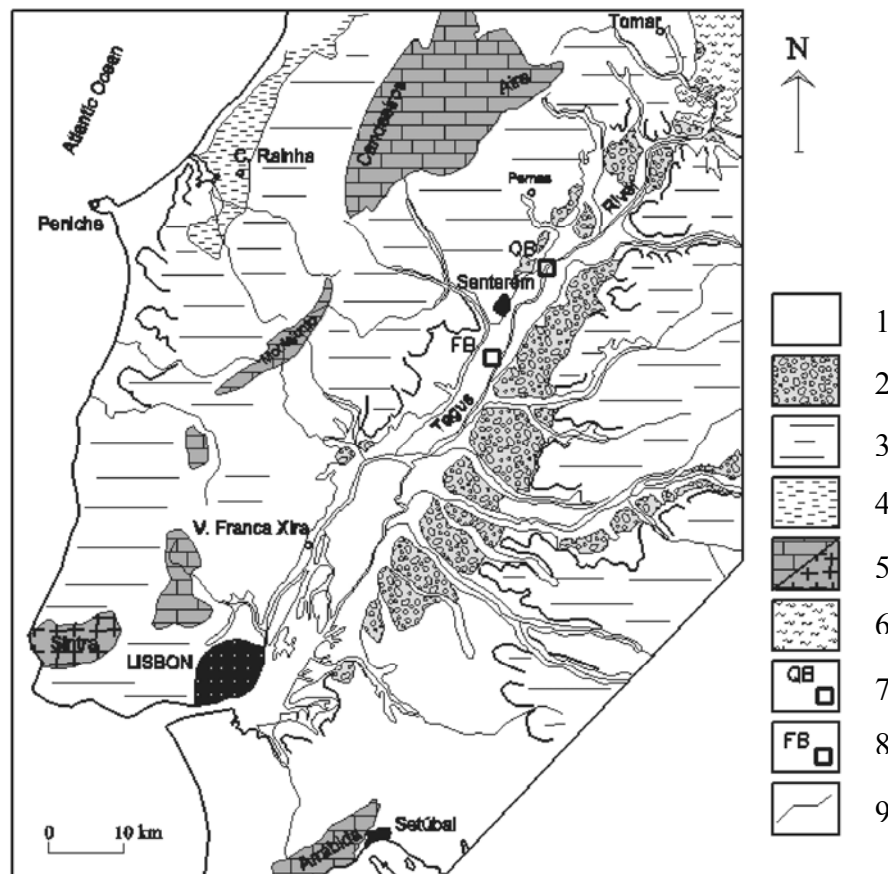


Fig. 1 – Enquadramento geomorfológico do Baixo Tejo (Ferreira, 1980, simplificado). 1 – planície aluvial do Tejo; 2 – terraços fluviais; 3 – superfícies de aplanamento; 4 – depressões diapíricas; 5 – colinas e serras (calcárias e em rochas magmáticas); 6 – maciço antigo; 7 – Quinta da Boavista; 8 – Fonte Bela; 9 – cursos de água.

Fig. 1 – Geomorphological framework of the Lower Tagus Basin (Ferreira, 1980, adapted). 1 – Tagus alluvial plain; 2 – fluvial terraces; 3 – planation surface; 4 – dyapiric depressions; 5 – hills and small mountains (in limestones and magmatic rocks); 6 – Hercinian massif; 7 – Quinta da Boavista site; 8 – Fonte Bela site; 9 – stream.

2. OS ELEMENTOS MORFOLÓGICOS DA PLANÍCIE ALUVIAL

No troço estudado, com um comprimento de cerca de 26km, a planície aluvial tem uma largura compreendida entre 5km, um pouco a norte de Santarém, e 3,4km, na área da foz do Alviela, cerca de 9km a montante. A sua altitude varia entre 12m e 7m, apresentando uma inclinação longitudinal média de 23cm/km. Sabendo que a sinuosidade varia entre 1,0, para os canais perfeitamente rectilíneos, até cerca de 3,0, para os de traçado muito sinuoso, e que os canais com uma sinuosidade superior a 1,5 são

usualmente classificados de meandrizados (Summerfield, 1993), o traçado do Rio Tejo, neste troço, pode classificar-se de baixa sinuosidade, uma vez que o seu valor é de 1,05.

Com base nas folhas n^{os} 341, 353, 364 e 365 do mapa topográfico à escala de 1:25 000 (edições de 1969-1970), foi realizado um esboço hipsométrico, utilizando os pontos cotados de 1 em 1 metro, com o objectivo de definir os elementos morfológicos presentes na planície aluvial. Este esboço permitiu identificar as anomalias positivas e negativas relativamente ao nível altimétrico da planície aluvial² e suas respectivas formas (fig. 2).

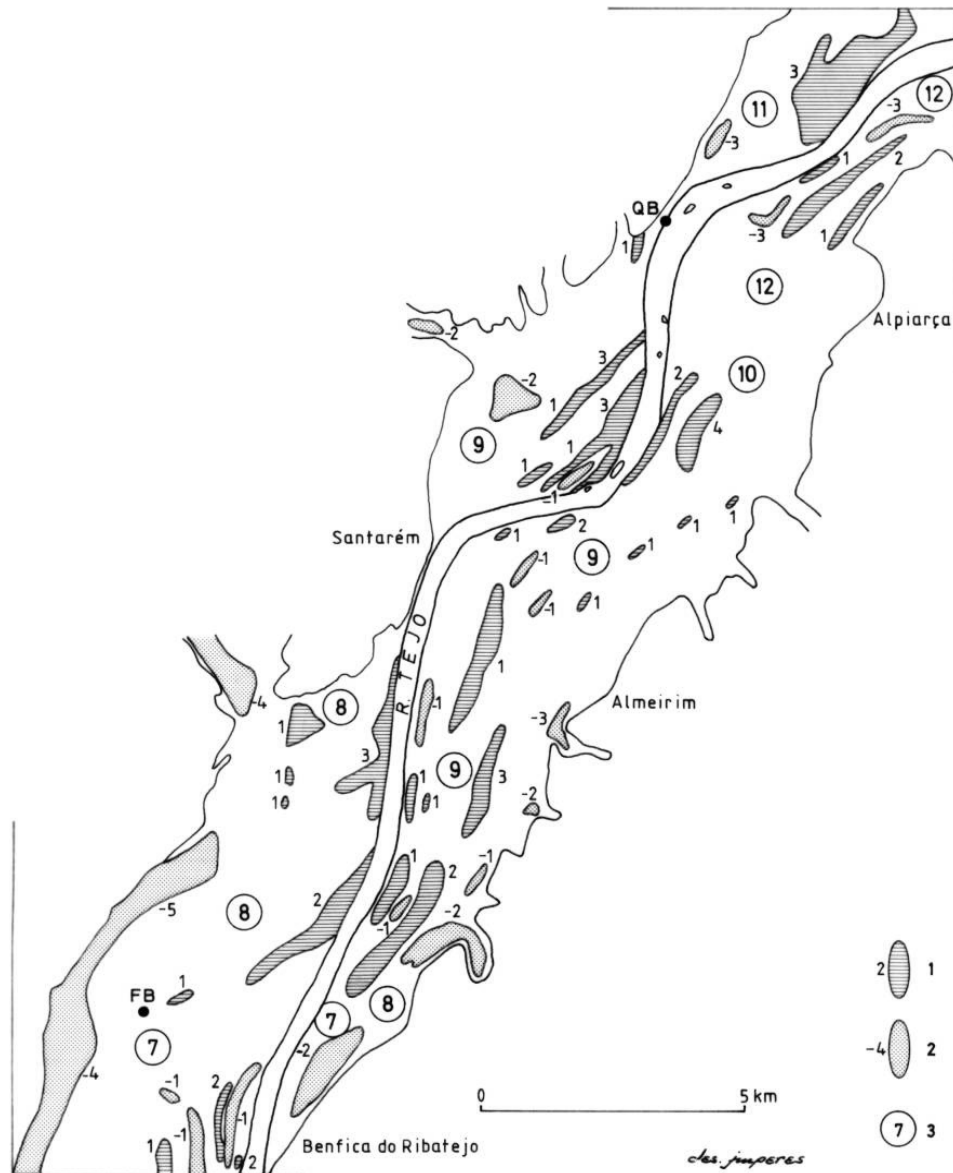


Fig. 2 – Anomalias altimétricas positivas e negativas relativamente à altitude da planície de inundação do Tejo, entre Alpiarça e Benfica do Ribatejo. 1 - anomalia positiva, o número indica o valor em metros da anomalia; 2 - anomalia negativa, o número indica o valor em metros da anomalia 3 - altitude da planície de inundação em metros. FB – Fonte Bela; QB – Quinta da Boavista.

Fig. 2 – Positive and negative anomalies in relation to the Tagus floodplain level, between Alpiarça and Benfica do Ribatejo. 1 - positive anomaly, the number indicates the anomaly value in meters; 2 – negative anomaly, the number indicates the anomaly value in meters; 3 – floodplain altitude in meters. FB – Fonte Bela; QB – Quinta da Boavista.

² Este nível é variável ao longo da planície aluvial, visto que ela diminui de altitude de montante para jusante. Assim, para cada troço da planície, o nível altimétrico foi obtido através da moda das altitudes dos pontos cotados, no mapa topográfico de escala 1:25 000.

A repartição espacial dessas anomalias revela que as positivas têm geralmente uma forma estreita e alongada, com uma disposição sensivelmente paralela ao canal actual e próximo dele. A sua elevação face à planície aluvial varia entre 1m e 4m (fig.2). Ao invés, as anomalias negativas encontram-se, em geral, mais afastadas do canal fluvial e têm formas variadas, embora predominem as longilíneas. Estas anomalias estão 1m a 5m mais baixas do que a planície aluvial.

A análise da disposição destas anomalias ao longo da planície aluvial ajudou a identificar os seus elementos morfológicos, alguns dos quais têm designações populares específicas da região do Ribatejo (quadro I).

A planície aluvial é constituída por duas entidades morfológicas distintas: o canal fluvial, correspondente ao leito menor, ou seja, aquele que habitualmente é ocupado pelo curso de água e que contém o leito de estiagem, e a planície de inundação equivalente ao leito maior ou de cheia que o rio submerge quando transborda.

No canal fluvial foi possível distinguir acumulações arenosas emersas, as barras, em três posições distintas: (i) situadas no meio do canal (as barras de canal, propriamente ditas); (ii) encostadas às margens (as barras marginais), (iii) e as que se desenvolvem nos sectores convexos dos meandros (as barras de meandro ou de acreção lateral; fig.3). As barras maiores designam-se localmente por *mouchões*.

Designação hidrológica		Designação geomorfológica	Terminologia inglesa ³
Leito de estiagem		Talvegue	<i>Thalweg</i>
		Fundão	<i>Pool</i>
Leito menor, ordinário ou aparente	Canal fluvial	Baixio	<i>Riffle</i>
		Barra de canal	<i>Channel bar</i>
		Barra marginal	<i>Marginal bar</i>
		Barra de meandro ou de acreção lateral	<i>Point bar</i>
Leito maior ou de cheia	Planície de inundação	Dique natural	<i>Natural levee</i>
		Leque de ruptura	<i>Crevasse splay</i>
		Canal abandonado	<i>Abandoned channel</i>
		Meandro abandonado	<i>Oxbow lake</i>
		Baixa de inundação	<i>Flood basin, backswamp</i>

Quadro 1 – Tipologia dos elementos morfológicos da planície aluvial do Tejo.

Table 1 – Tagus alluvial plain fluvial landforms.

Por sua vez, na planície de inundação, designada no Ribatejo por *borda d'água* ou *lezíria* (do árabe, *al-jazira*, terreno alagado pelas enchentes, nas margens de um rio), foi possível definir, no sector em estudo, diques naturais, baixas de inundação e canais abandonados (figs. 3 e 4).

Os dois primeiros são formas de acumulação. Os diques têm a forma de crista e estão dispostos paralelamente ao canal fluvial. A sua formação ocorre em situações de transbordo e deve-se à diminuição da velocidade da água, com a consequente redução da competência do fluxo aquoso. Este fenómeno resulta da diminuição da profundidade da água na área submergida em comparação com a profundidade do canal fluvial. As baixas de inundação encontram-se mais afastadas do canal, normalmente ao abrigo dos diques naturais, sendo, por isso, menos frequentemente atingidas pelas cheias. A taxa de sedimentação é assim baixa, razão pela qual são as áreas mais deprimidas da planície de inundação e funcionam como bacias de decantação dos sedimentos finos. Estas baixas têm a designação local de *paúis* (as maiores) e *covas* (figs. 3 e 4).

³ Segundo Leopold et al (1964) e Reineck e Singh (1973).

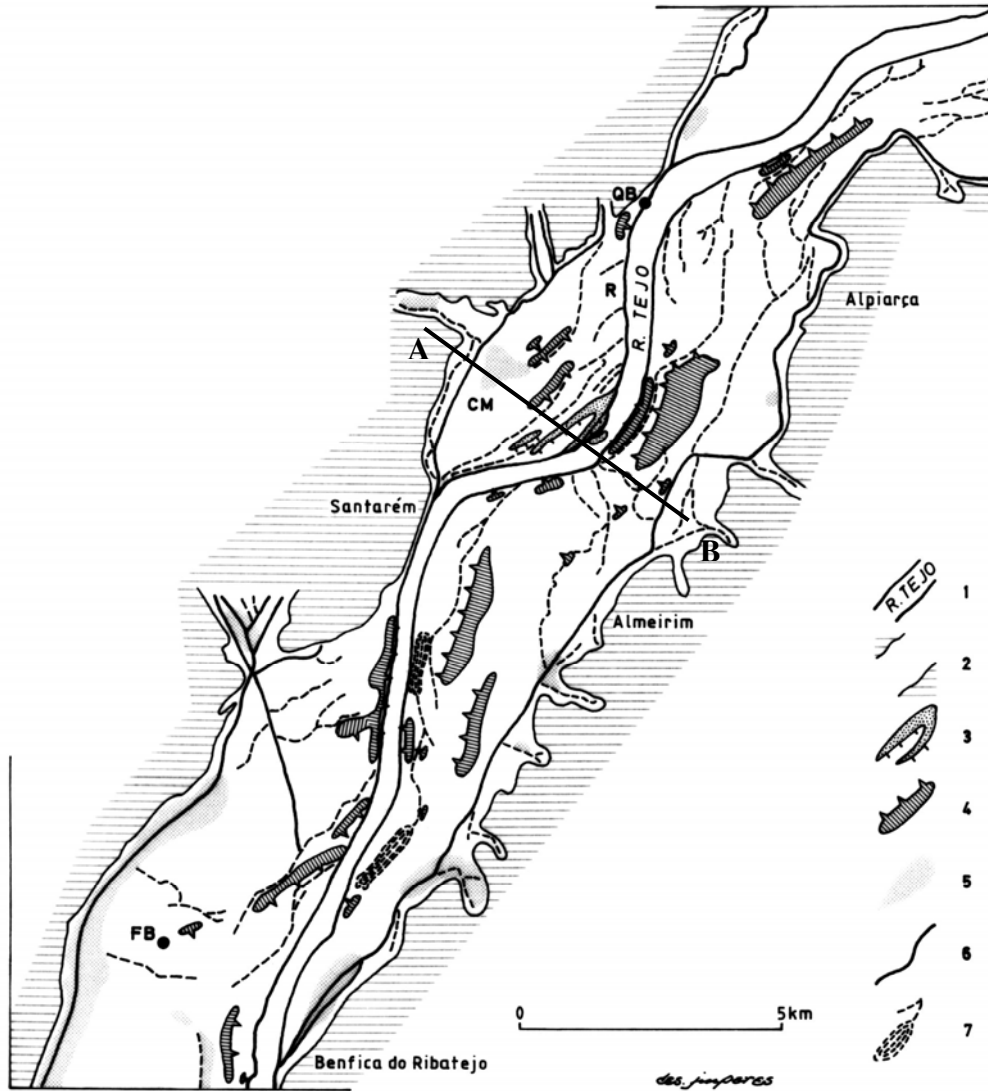


Fig. 3 – Esboço geomorfológico simplificado da planície aluvial do Tejo. 1 – canal do Tejo; 2 – planície de inundação; 3 – barra de meandro; 4 – diques naturais; 5 – baixa de inundação; 6 – vala; 7 – canal abandonado. CM – Cova das Meadas; FB – Fonte Bela; QB – Quinta da Boavista; R – Rebentão. O traço AB localiza o perfil da figura 4.

Fig. 3 – Geomorphological sketch of the Tagus alluvial plain. 1 – Tagus river channel; 2 – floodplain; 3 – point bar; 4 – natural levees; 5 – flood basin; 6 – ditch; 7 – abandoned channel. CM – Cova das Meadas; FB – Fonte Bela; QB – Quinta da Boavista; R – Rebentão. The straight line AB defines the profile position of fig. 4.

Os canais abandonados são antigos braços do rio tendo, por isso, formas estreitas e longilíneas (fig. 3). A colmatação destes canais é inicialmente muito rápida (Reineck e Singh, 1973) e constituída por sedimentos finos (argilosos e orgânicos) muito semelhantes aos das baixas de inundação. Contudo, alguns destes canais são reactivados durante as cheias e são designados localmente por *alvercas*.

O perfil transversal da planície aluvial, num troço de meandro do rio Tejo (fig. 4), evidencia a dissimetria entre a margem convexa e a margem côncava. A primeira resulta da acreção lateral de aluviões, que se realiza perpendicularmente ao eixo do canal, pela justaposição de sucessivas barras de meandro (ou de acreção lateral), sendo por isso mais baixa do que a margem côncava. Nesta, a acumulação de sedimentos resulta da acreção vertical durante as situações de transbordo, criando diques naturais.

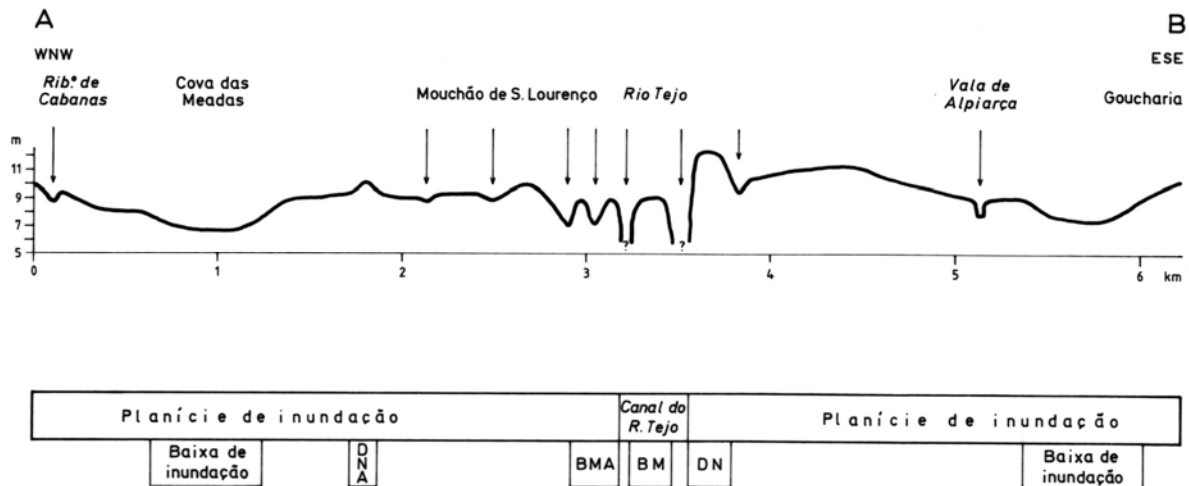


Fig. 4 – Perfil transversal da planície aluvial do Tejo a norte de Santarém (ver localização na figura 3). BM – barra de meandro; BMA – barras de meandro antigas; DN – dique natural; DNA – dique natural antigo. As setas indicam a posição de canais fluviais, mais ou menos artificializados.

Fig. 4 – Transversal profile of the Tagus alluvial plain north of Santarém (see fig.3). BM – point bar; BMA – old point bars; DN – natural levee; DNA – old natural levee. The arrows show the fluvial channels, more or less artificial.

O transepto revela igualmente que a planície de inundação está empolada nas áreas mais proximais do canal fluvial, por serem estas as mais frequentemente afectadas pelas cheias (as de menor magnitude) e onde a taxa de sedimentação é mais elevada. As áreas mais distais só são atingidas pelas cheias de maior magnitude, pelo que a acreção é menor, ficando assim mais deprimidas, originando as baixas de inundação (Cova das Meadas, fig. 4). No sector estudado, a diferença altitudinal máxima entre o topo dos diques e as baixas de inundação é de 8m.

A altura máxima dos diques naturais indica, por sua vez, o nível atingido durante as maiores cheias. No sector estudado, o topo dos diques naturais actuais atinge 12m de altitude máxima, encontrando-se a maioria a 10m.

Se considerarmos as alturas máximas instantâneas anuais do Rio Tejo, registadas na estação de Ponte de Santarém, cuja cota zero da escala é de 3,29m, no período compreendido entre 1921 e 1991⁴, verificamos que 65% destes valores hidrométricos atingem entre 10 e 12m de altitude (somatório de 3,29m com as alturas hidrométricas), dos quais 41% alcançam 10m, 23% os 11m e 1% os 12m de altitude. Os restantes 35% são inferiores a 10m de altitude. A aplicação do método estatístico de Pearson III às alturas máximas instantâneas anuais revela que o topo dos diques naturais a 10m de altitude corresponde às cheias com um período de retorno inferior a 5 anos e os que atingem 12m às cheias centenárias.

Os dados de natureza geomorfológica, anteriormente apresentados, conjugam-se, assim, perfeitamente com os hidrológicos. O topo dos diques mais elevados é modelado pelas cheias de grande magnitude, enquanto as cheias mais frequentes modelam a maioria dos diques.

3. OS TESTEMUNHOS DOS ANTIGOS TRAÇADOS DO TEJO

A toponímia da região, como já foi referido, está muito ligada à dinâmica fluvial do Tejo. O termo “mouchão” aparece a designar áreas que, actualmente, já fazem parte da planície de inundação (fig.5). A sua posição permitiu reconstituir antigas barras de canal, entre o actual canal do Tejo e canais abandonados, bem como os diques naturais correlativos. Foram, ainda, identificados outros diques naturais, mais distantes do canal actual, alguns dos quais marginando canais abandonados do Tejo (fig. 5).

⁴ Os dados foram obtidos em divisões do Instituto da Água e na Protecção Civil.

A reconstituição dos paleocanais do Tejo, elaborada com base na metodologia apresentada, necessita de ser aferida através da diferenciação sedimentológica dos depósitos que constituem aquelas formas de acumulação (diques naturais). No estado actual da investigação, apenas se possuem dados sobre os sedimentos de duas sondagens efectuadas em posições distintas: uma no actual canal fluvial do Tejo (Quinta da Boavista) e outra, na planície de inundação, a cerca de 2,5km do canal (Fonte Bela; fig. 5).



Fig. 5 – Reconstituição dos paleocanais do Tejo. 1 – canal do Tejo; 2 – canal abandonado reactivado durante as inundações; 3 – provável traçado natural do Rio Maior; 4 – barra de meandro; 5 – diques naturais; 6 – leque de ruptura; 7 – diques artificiais.

Fig. 5 – Tagus palaeochannels sketch. 1 – Tagus river channel; 2 – abandoned channels reactivated during floods; 3 – probable natural outline of Rio Maior; 4 – point bars; 5 – natural levees; 6 – splay crevasse; 7 – dykes.

As sondagens foram realizadas com um trado manual de meia cana de 50 e 35mm, tendo atingido 3,70m de profundidade, na Quinta da Boavista, e 7,40m em Fonte Bela. Em cada sondagem, e de 10

em 10cm, foi recolhida uma amostra de sedimento com um centímetro de espessura (macroscopicamente homogéneo), num total de 86 amostras. A análise textural dos sedimentos das duas sondagens mostra que, em ambas, se definem três unidades sedimentológicas (fig. 6).

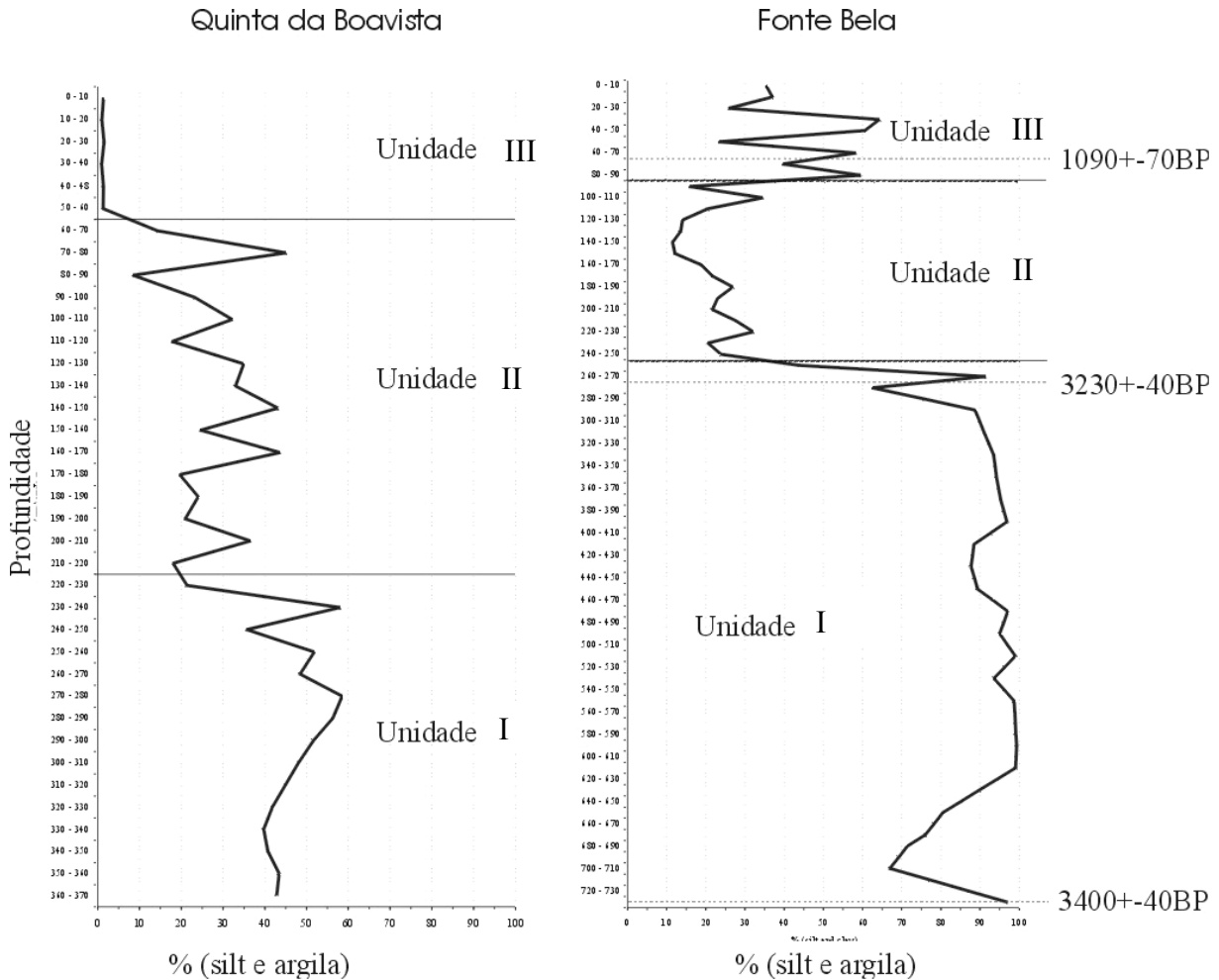


Fig. 6 – Composição textural dos sedimentos das sondagens da Quinta da Boavista e de Fonte Bela. Nesta última indicam-se as datações radiocronológicas.

Fig. 6 – Vertical profile of mud content of Quinta da Boavista and Fonte Bela cores. Radiocarbon data is represented at Fonte Bela profile.

A parte superficial da sondagem da Quinta da Boavista (primeiros 60cm, unidade QBIII) ilustra a sedimentação no canal actual, traduzida pelo domínio, quase exclusivo, da fracção arenosa (> 98%), refletindo a elevada energia do canal. Os sedimentos subjacentes mostram, todavia, condições de sedimentação num meio menos energético, dada a diminuição do teor em areias com valores compreendidos entre 55% e 86%, na unidade QBII (entre 60 e 230cm de profundidade), e 42% a 54%, na unidade QBI (entre 230 e 370cm). Nesta unidade mais antiga, as condições de sedimentação variaram pouco ao contrário da unidade intermédia (QBII) que mostra grandes variações. Atendendo à sucessão destas três unidades, das características de sedimentação que elas revelam, cada vez mais energéticas para o topo, e ao facto da sondagem se localizar na margem côncava de um meandro, permite supôr que esta evolução corresponde a uma aproximação progressiva do canal fluvial do local da sondagem.

A unidade superficial da sondagem de Fonte Bela (primeiros 90cm, unidade FBIII; fig. 6) reflecte a sedimentação na planície de inundaçã, com grandes variações na deposição, variando o teor em areias entre 36% e 77%. Sob esta, e até aos 250cm (unidade FBII), o teor em areias é, em geral, superior, entre 66% e 89%. A descontinuidade entre a unidade FBII e a unidade FBI (mais profunda,

entre 250 e 740cm), é muito bem marcada (fig. 6), dominando, nesta última, quase exclusivamente a fracção fina (em geral superior a 90%).

As três unidades sedimentológicas desta sondagem mostram condições de sedimentação muito diversas. A unidade FBI ilustra um ambiente calmo, de decantação de siltes e argilas, que prefazem, pelo menos, uma espessura de 4,80m. As datações radiocronológicas de ^{14}C , efectuadas à matéria orgânica, resultante do apodrecimento de plantas e fragmentos de carvão⁵, presente nestes sedimentos, a 7,40m de profundidade e a 2,70m, revelam, respectivamente, a idade de 3400 ± 40 BP (Beta-150352) e 3230 ± 40 BP (Beta-150351); ou seja, em 150 anos depositaram-se 4,70m de sedimentos (taxa de sedimentação: 3,1cm / ano). Esta elevada taxa de sedimentação de material fino poderá ilustrar o preenchimento de um canal abandonado (*channel-fill deposit*), não visível actualmente.

A unidade suprajacente (FBII) revela, pelo contrário, condições mais energéticas, que poderão corresponder à aproximação de um canal fluvial, ao longo de cerca de dois mil anos (fig. 6).

A unidade mais recente (FBIII) mostra não só um novo afastamento do canal, mas também sucessivas migrações laterais dos braços do rio. Esta tendência de afastamento terá ocorrido antes de 1090 ± 70 BP (Beta-138920, datação obtida a 70cm de profundidade; fig.6).

A morfologia da área de Fonte Bela (fig. 5) evidencia antigos diques naturais, que poderão corresponder às referidas migrações, prefigurando a posição dos antigos canais. A disposição desses diques naturais, transversal ao antigo troço terminal provável do rio Maior, bem como o empolamento da planície aluvial do Tejo, mais elevada do que a daquele afluente, em cerca de 3m (fig.2), devido ao maior dinamismo deposicional do Tejo, terão sido responsáveis pela mudança do troço vestibular do rio Maior, que assim inflectiu para sudoeste, instalando-se ao longo da margem da planície aluvial (mais deprimida). As deficientes condições de drenagem deste afluente justificaram a construção da vala da Azambuja, por onde escoava o rio Maior.

Actualmente, os antigos canais são reactivados durante as cheias do Tejo. Os locais mais vulneráveis ao transbordo têm uma toponímia específica: o Rebentão, situado imediatamente a sul da Quinta da Boavista, no sector côncavo de um meandro, é um deles (fig. 3). Alguns desses locais estão protegidos por diques artificiais (fig. 3), cujo objectivo é evitar o transbordo do rio nas cheias mais frequentes (as de menor magnitude).

4. CONCLUSÃO

Este artigo resulta de uma abordagem integrada de diferentes tipos de análise: geomorfológica, hidrológica, sedimentológica e radiocronológica.

A interpretação geomorfológica teve por base documentos cartográficos recentes que permitiram definir o modelado da planície aluvial do Baixo Tejo, tipificar os elementos morfológicos que a constituem e estabelecer a geometria das suas formas. Esta permitiu reconstituir, também com recurso à toponímia, o traçado de antigos canais do Tejo bem como as paleoformas correlativas (diques naturais). A análise sedimentológica das duas sondagens permitiu detectar sucessivos ambientes de sedimentação, ao longo do tempo, nomeadamente no canal fluvial, na planície de inundação em posição mais ou menos proximal do canal e nas áreas mais deprimidas da planície de inundação (preenchimento de paleocanais). As datações radiocronológicas permitiram situar estes ambientes no Holocénico recente, determinar diferentes taxas de sedimentação (Ramos *et al*, 2002) e identificar o preenchimento de um canal abandonado. A análise hidrológica, por seu turno, mostra que as cheias de maior magnitude (as centenárias) modelam os diques mais elevados (com o topo a 12m), enquanto as cheias com um período de retorno inferior a 5 anos modelam a maioria dos diques, cujo topo não ultrapassa 10m.

O estudo efectuado mostra o grande dinamismo do rio Tejo e da sua planície aluvial, traduzido pela migração lateral de canais e a elevação progressiva da planície, com sobreposição de formas correlativas de acumulação (diques naturais e baixas de inundação) ou de erosão (canais abandonados).

⁵ As datações radiocronológicas foram realizadas no Beta Analytic, Inc., Miami, USA.

BIBLIOGRAFIA:

- Ferreira, D.B. (1980) – *Carte Géomorphologique du Portugal*, Memória nº 6 , Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- Leopold, L.; Wolman, M.; Miller, J. (1964) – *Fluvial Processes in Geomorphology*, W.H. Freeman and Company, London.
- Ramos, C.; Reis, E.; Pereira, A. Ramos; Azevedo, T.M.; Nunes, E.; Freitas, M.C.; Andrade, C. (2002) – Late Holocene evolution of the Lower Tagus alluvial plain and heavy metals content: Preliminary results. Em J.M. García-Ruiz, J.A.A.Jones & J.Arnáez, eds. – *Environmental change and water sustainability*. Zaragoza, p.167-182.
- Reineck, H.; Singh, I. (1973) – *Depositional Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, New York.
- Summerfield, M. (1993) – *Global Geomorphology*, Longman Scientific & Technical, Harlow.

Evolução da rede de drenagem no sector terminal diapírico do Rio Alcabrichel (Lourinhã)

J. Trindade*, A. Ramos Pereira**, M. Neves***

Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa

Resumo: A área em estudo situa-se no litoral estremenho e revela indícios de modificações na organização da rede de drenagem durante o Quaternário. Após a caracterização sumária das características lito-estruturais do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel, põe-se em evidência, através das formas de relevo e dos sedimentos correlativos, um paleoleito alcandorado do Rio Alcabrichel. Dado que os testemunhos geomorfológicos são escassos apresentam-se e discutem-se dois cenários geomorfológicos da evolução da rede hidrográfica, ambos implicando o rejogo do diapiro de Maceira.

Palavras-chave: Paleovale, Rio Alcabrichel, neotectónica, diapirismo.

Abstract: *Low Alcabrichel River basin drainage network evolution (Lourinhã).* The paper presents a study of a drainage system organization in Estremadura coast (north of Lisbon, Portugal), which was deeply modified during the Quaternary. The distal sector of Alcabrichel River basin cuts the Jurassic and Cretacic carbonated and detritic rocks, cover by scarce quaternary deposits. A diapiric structure gives place to a complex structural arrangement. The morphology exhibit scarp faults, dissymmetric valleys in monocline structure as well as an anticline valley and gorges cut in Jurassic limestones. Besides this structural conditioning, the presence of a palaeoriverbed of Alcabrichel River, in a high position in relation to the current alluvial plain, has an important palaeo-environmental meaning. This palaeovalley is related to a completely different drainage organization. Nowadays to reach the sea the river cuts two gorges in compact limestone, while the inherited streambed, still preserved at 60m high, develops in friable sandstone. To explain the re-organisation of the drainage system the authors discuss evidences of neotectonic activity and propose two different geomorphological evolutions.

Keywords: Paleoriverbed, Alcabrichel River, neotectonic, diapirism.

1. INTRODUÇÃO

O litoral da Estremadura é uma região complexa e, por isso, ainda insuficientemente estudada no que respeita à dinâmica geomorfológica dos sistemas ambientais, sejam eles actuais ou herdados. A sua posição confere-lhe características de interface de actuação de processos continentais, litorais e marinhos.

A rede hidrográfica teve certamente um papel preponderante no decurso do Quaternário, modificando a paisagem da actual faixa litoral, quer através de vigorosos entalhes que acompanharam a descida do nível do mar e/ou ascensão do continente, quer assoreando os fundos de vale em episódios de subida relativa do nível do mar.

O Rio Alcabrichel constitui um bom exemplo, apesar de ser um pequeno curso de água com a cabeceira na vertente ocidental da Serra de Montejunto, que percorre apenas cerca de 30km até à foz, na praia de Porto Novo. A área da sua bacia é de cerca de 180km² (fig. 1).

O sector vestibular deste curso de água fica situado numa área em que a plataforma litoral se encontra mais baixa, a cerca de 80 m, enquanto a Norte e a Sul a plataforma culmina a 160 m (fig. 1). Essa área mais deprimida da plataforma litoral é afectada pelos acidentes diapíricos de Maceira e Porto Novo (fig. 2). Este condicionamento estrutural fixou o traçado do rio, que atravessa duas gargantas de calcário muito resistente antes de atingir a foz.

* Centro de Estudos Geográficos – Linha de Investigação DILIF (Dinâmica Litoral e Fluvial) – Fac. Letras. Alameda da Universidade. 1600-214 Lisboa. PORTUGAL. E-mail: jorgetrd@univ-ab.pt

** E-mail: anarp@mail.doc.fl.ul.pt

*** E-mail: mario.neves@ceg.ul.pt

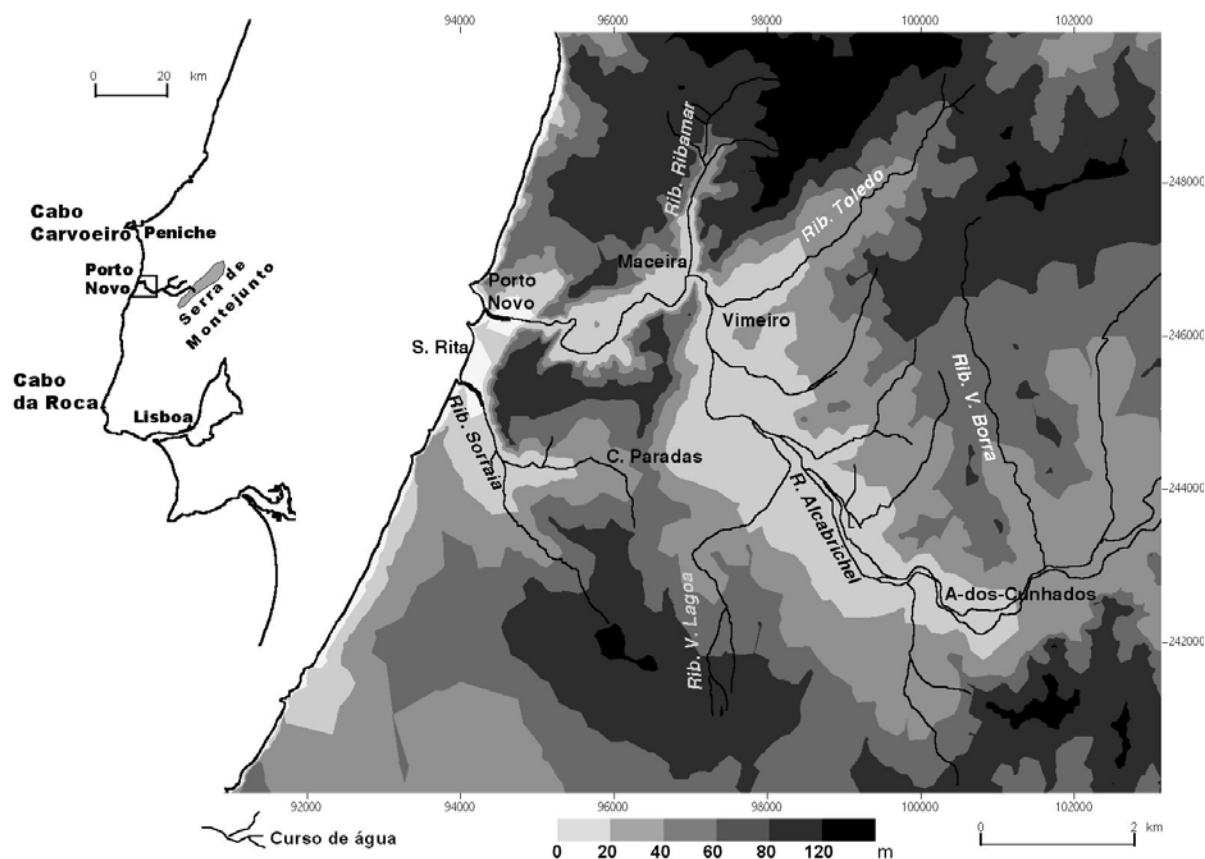


Fig. 1 – Mapa hipsométrico do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel.
 Fig. 1 – Hypsometry of the low Alcabrichel River basin.

2. O SUBSTRATO: LITOLOGIA E ESTRUTURA

Enquadrado na Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa, a área entre A-dos-Cunhados e Porto Novo (fig. 1) tem um substrato essencialmente detrítico, composto por arenitos jurássicos e cretácicos, mais ou menos cascalhentos e argilosos. Apesar desta predominância litológica, o sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel apresenta uma elevada diversidade lito-estrutural, para a qual contribuem os andares inferiores do Jurássico, argilas (J^1Da , fig. 2) e calcários (J^3V , fig. 2), que imprimem vigor ao relevo.

Assim, em todo o Mesozóico, destacam-se três conjuntos litológicos importantes na interpretação geomorfológica da área.

As margas de Dagorda (J^1Da , fig. 2), do Hetangiano (Manuppela *et al*, 1999), são constituídas por argilas gipsíferas e salíferas, aflorando em duas depressões diapíricas: a de Maceira e a de Porto Novo (fig. 2). Estas situam-se ao longo da falha da Lourinhã, de direcção aproximada NNE – SSW, no prolongamento para Sul do acidente das Caldas da Rainha, conferindo a esta área um contexto tectónico complexo.

Os calcários compactos do Vimeiro (J^3V , fig. 2), atribuídos ao Kimeridjiano (Manuppela *et al*, 1999), afloram em contacto com as margas de Dagorda (J^1Da). Estas rochas apresentam-se na área muito deformadas e tectonizadas, assumindo frequentemente uma posição subvertical. São fundamentais na definição do relevo local, ocasionando grandes abruptos (comando $>80m$) ao longo das depressões diapíricas de Maceira (fig. 3) e de Porto Novo.

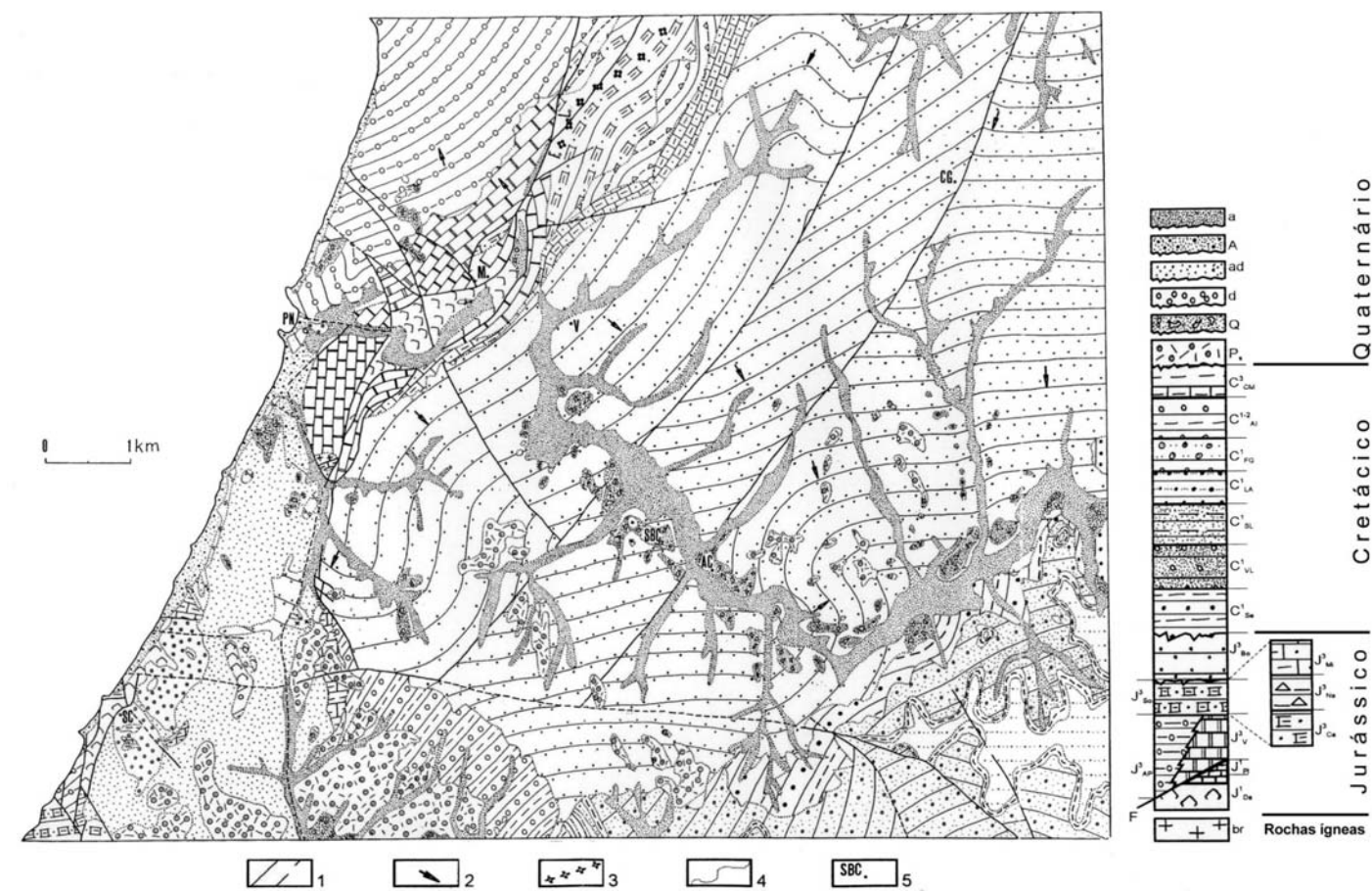


Fig. 2 – Mapa lito-estrutural do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel.

1 – falha e falha provável; 2 – sentido de inclinação das camadas; 3 – eixo anticlinal; 4 – limite litológico; 5 – povoações. AC – A-dos-Cunhados; CG – Cabeça Gorda; M – Maceira; PN – Porto Novo; SC – Santa Cruz; SCB – Sobreiro Curvo; V – Vimeiro. (Trindade, 2001).

Fig. 2 – Lithology and structure of the low Alcabrichel River basin.

1 – Fault and uncertain fault; 2 – Structure dip; 3 – Anticline axis; 4 – Lithologic contour; 5 – Villages.

Fonte: Carta Geológica de Portugal, 1 : 50 000, folha30-A, Lourinhã, 1999.

As unidades Dagorda e Vimeiro condicionam, assim, a existência de uma forma de inversão de relevo, a depressão diapírica de Maceira (fig. 2 e 3), que sugere um anticlinal fracturado e esventrado.

As restantes formações jurássicas e cretácicas, predominantemente detríticas, afloram em cerca de 75% da área estudada, sendo de salientar a unidade Bombarral (J³Bo – Jurássico Superior), que aflora em cerca de 60%. Esta unidade é predominantemente arenítica, mais ou menos argilosa, não se conseguindo distinguir fácies muito diferenciados. Estas formações areníticas, por se encontrarem afastadas do diapiro, têm uma disposição monoclinial de fraca inclinação (fig. 2) e nelas as formas de relevo têm pouco vigor.

Da sedimentação cenozóica existem alguns afloramentos superficiais considerados do Plio-Plistocénico indiferenciado e do Quaternário (Manuppela *et al*, 1999), verificando-se um grande hiato que abrange o Paleogénico e quase todo o Neogénico. A unidade Silveira (Ps, fig. 2) constitui um depósito de cobertura de alguns interflúvios aplanados que não ultrapassam 80m de altitude e é caracterizada por um fácies arenoso, onde são esporadicamente encontrados níveis mais argilosos e outros mais cascalhentos. Estas areias apresentam quase sempre uma estrutura maciça, sendo muito pobres em macrofauna ou mesmo azóicas. Nos terraços mais baixos do Rio Alcabrichel, são cartografadas cascalheiras de terraço (Q, fig. 2).

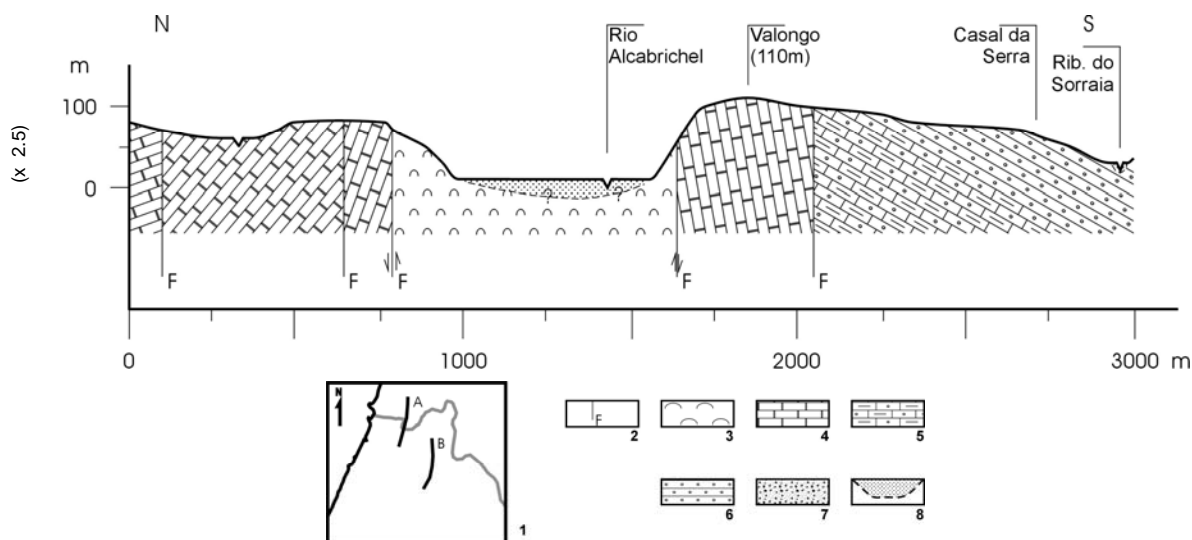


Fig. 3 – Corte esquemático da depressão diapírica de Maceira.

1 – Localização dos cortes da figura 3 (A) e da figura 5 (B); 2 – Falha; 3 – Margas de Dagorda (J^1Da); 4 – Calcários compactos do Vimeiro (J^3V); 5 – Calcários margosos e gresosos de Miragaia (J^3Mi); 6 – Arenitos do Bombarda (J^3Bo); 7 – Depósito do terraço de Casal das Paradas; 8 – Aluviões.

(Legenda comum às figuras 3 e 5).

Fig. 3 – Maceira diapiric depression.

1 – Figure 3 (A) and 5 (B) localization; 2 – Fault; 3 – Dagorda marls (J^1Da); 4 – Vimeiro compact limestone (J^3V); 5 – Miragaia marly and sandy limestone (J^3Mi); 6 – Bombarral sandstone (J^3Bo); 7 – Casal das Paradas terrace deposits; 8 – Alluvium. (Legend applied to figures 3 and 5).

A natureza das rochas e a sua disposição estrutural, associada a um contexto tectónico local complexo, são factores que contribuem para a definição do modelado no sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel, condicionando o encaixe e a organização da rede hidrográfica. A existência das depressões diapíricas condiciona o arranjo geral das formas e o entalhe dos cursos de água, ao mesmo tempo que rochas de resistências bastante diferentes contribuem para uma diferenciação nítida no vigor que o relevo apresenta. Assim, entre A-dos-Cunhados e Vimeiro (fig. 1), o entalhe do rio nas formações areníticas da unidade Bombarral dá origem a um vale largo e regularmente orientado SE – NW. A jusante do Vimeiro o vale torna-se mais apertado e com uma orientação ENE – WSW, existindo, como já se referiu, duas gargantas associadas às formações calcárias mais resistentes da unidade Vimeiro (J^3V).

3. O NÍVEL DE CASAL DAS PARADAS E O SEU SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO

O modelado do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel, a montante do Vimeiro, evidencia episódios de forte entalhe entrecortados por outros de estabilidade testemunhados pela presença de diversos níveis de terraço.

Na figura 4, os níveis foram identificados a partir da sua altitude e da sua posição relativa. Destes, apenas os inferiores têm depósitos correlativos e o seu escalonamento desaparece para jusante da garganta do Vimeiro. A interpretação dos níveis mais altos é dificultada pela escassez de depósitos (Trindade, 2001).

O estudo da sucessão dos níveis testemunha, para além dos episódios de entalhe e estabilidade do Rio Alcabrichel, uma organização da rede hidrográfica distinta da que actualmente se conhece.

Na margem esquerda do Rio Alcabrichel (fig. 4), existe um conjunto de retalhos planos, alcandorados entre 60m e 70m (T^{II} , fig. 4), Que constituem o que se designou como nível de Casal das Paradas (CP, fig. 4).

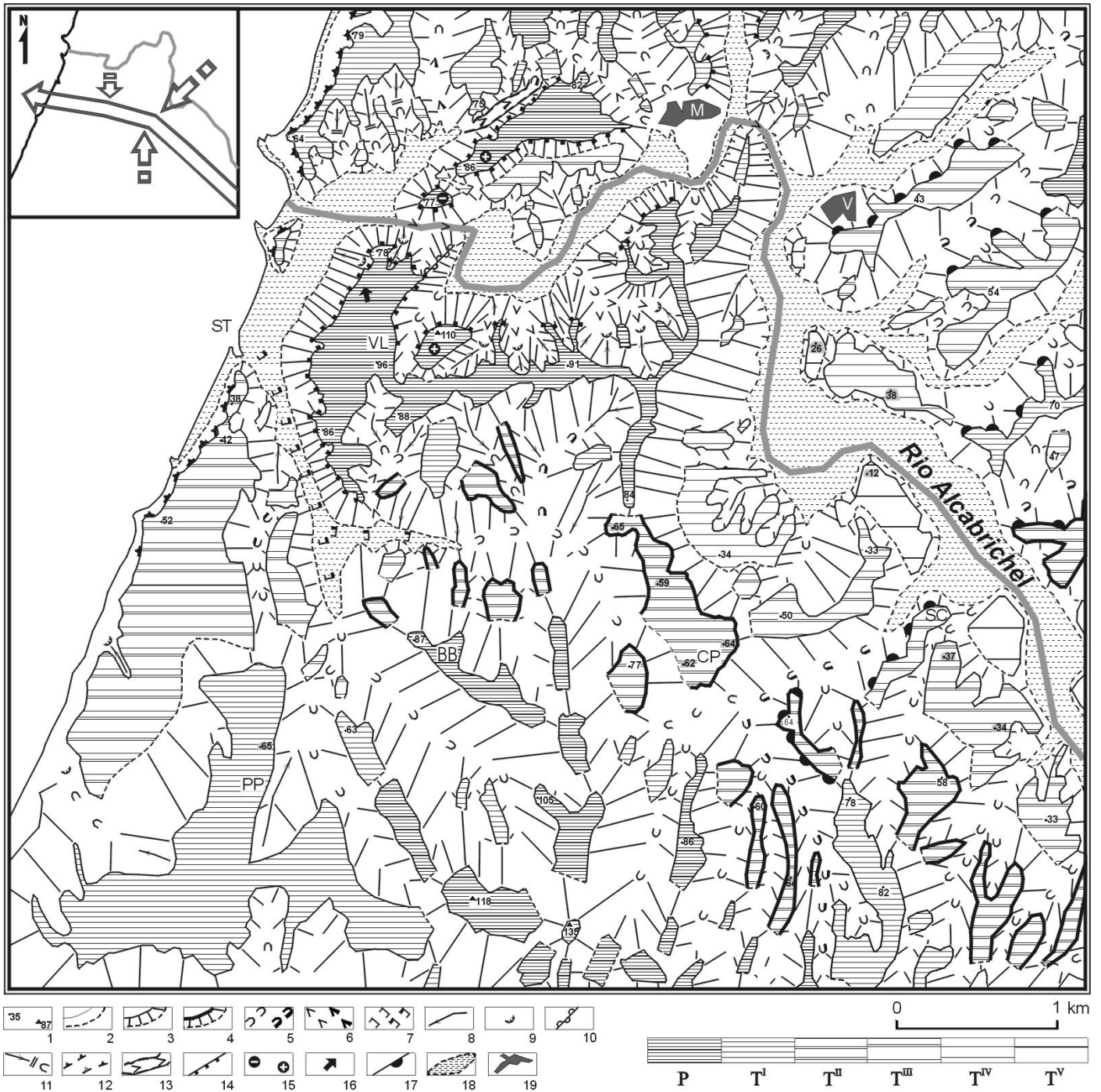


Fig. 4 – Mapa Geomorfológico do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel. (modificado de Trindade, 2001).
 1 – Ponto cotado e vértice geodésico; 2 – Alto e base de vertente; 3 - Vertente (a densidade gráfica varia na proporção directa dos declives); 4 – Interflúvio associado ao nível de Casal das Paradas; 5 - Vale de fundo em berço, simétrico ou dissimétrico; 6 - Vale de fundo em “V”, simétrico ou dissimétrico; 7 - Vale de fundo plano, simétrico ou dissimétrico; 8 - Valeiro; 9 – Fundo de vale suspenso; 10 – Topo em forma de crista; 11 – Mudança no declive longitudinal do curso de água; 12 – Arriba de comando superior a 50m e entre 25 e 50m; 13 – Valeiro de ângulo de falha; 14 – Escarpa de linha de falha; 15 – Compartimento com movimento relativo de abatimento ou levantamento; 16 – Sentido de inclinação da superfície topográfica; 17 – Rebordo de relevo monoclinal; 18 – Planície aluvial; 19 – Povoações. P – Plataforma litoral; Níveis de terraço: T^I – Nível de Casal da Carrasquinha; T^{II} – Nível de Casal das Paradas; T^{III} – Nível de Sobreiro Curvo; T^{IV} – Nível de Toledo; T^V – Nível de Casal do Paúl. VL – Valongo; M – Maceira; V – Vimeiro; SC – Sobreiro Curvo; BB – Bombardeira; CP – Casal das Paradas; PP – Póvoa de Penafirme.
 Em cartão e com base nos testemunhos geomorfológicos esboçam-se as antigas orientações da rede hidrográfica.

Fig. 4 – Low Alcabrichel River basin Geomorphological Map.

1 – Altimetry; 2 – Up and down slope; 3 – Slope (graphic density shows slope gradient); 4 – Casal das Paradas level; 5 – “U” shaped valley, symmetric or dissymmetric; 6 – “V” shaped valley, symmetric or dissymmetric; 7 – flat bottom shaped valley, symmetric or dissymmetric; 8 – Gutter; 9 – Suspended valley; 10 – Crest shaped interfluvium; 11 – Longitudinal River step; 12 – Cliff (High: >50m and between 25m and 50m); 13 – Fault angle valley; 14 – Scarp fault; 15 – Uplift or downlift compartment; 16 – General slope topography; 17 – Monocline edge; 18 – Alluvial plain; 19 – Villages. P – Littoral platform; Level terraces: T^I – Casal da Carrasquinha; T^{II} – Casal das Paradas; T^{III} – Sobreiro Curvo; T^{IV} – Toledo; T^V – Casal do Paúl.

Ancient drainage system interpretation based on geomorphologic evidence is presented in the small map.

Estes acompanham o traçado actual do rio, a montante de Casal das Paradas, inflectindo a partir daí para Oeste, onde uma larga portela tem a forma de um fundo de vale amplo (fig. 5). A portela de Casal das Paradas está parcialmente coberta por um depósito superficial, atribuído por Manuppella *et al* (1999) ao Plio – Plistocénico (fig. 5).

Este depósito constitui uma pastilha encostada à vertente Sul. Possui uma estrutura maciça e os elementos mais finos (16%) constituem a matriz que envolve a areia média, bastante homogénea e predominante (83%). No entanto, é possível distinguir alguns leitos de areia mais grosseira ou de seixos, por vezes associados a “bolas de argila”. A espessura deste depósito poderá ser de 15m, pois o mesmo foi encontrado a 62m e a 77m de altitude e em corte, na estrada que liga Casal das Paradas a Bombardeira, com características e granulometria idênticas.

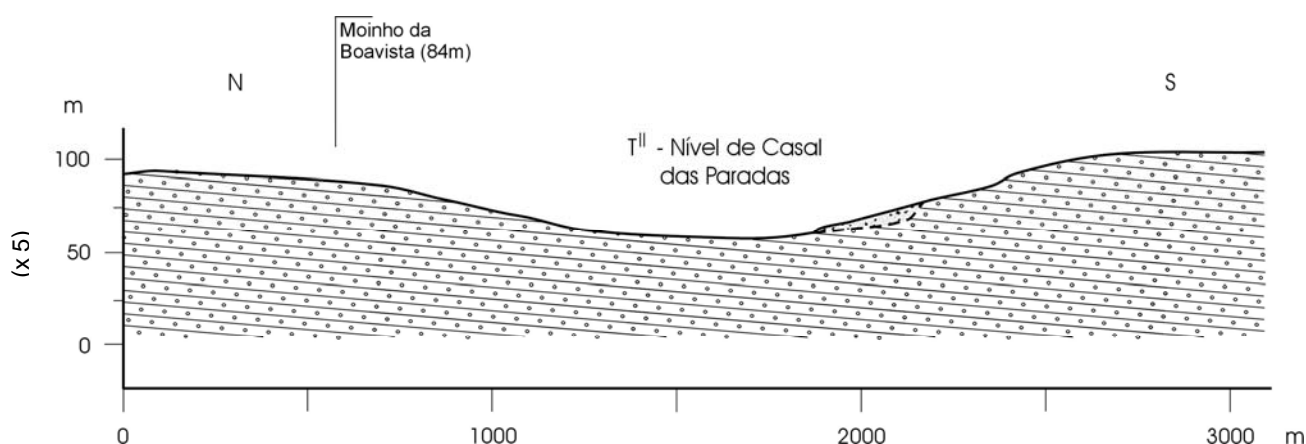


Fig. 5 – Corte esquemático no sector de Casal das Paradas (sector a montante do Vimeiro). Ver legenda e localização na figura 3.

Fig. 5 – Casal das Paradas interfluvium (upstream Vimeiro). See localization and legend in figure 3.

O depósito de Casal das Paradas assemelha-se ao substrato detrítico (arenitos titonianos da unidade Bombarral - J³Bo), mas distingue-se dele macroscopicamente pela presença dos referidos leitos com “bolas de argila”. As características sedimentológicas diferenciam-se pelo enriquecimento em argila (16±2% no depósito e 4±2% nos arenitos do substrato local) e em carbonato de cálcio (1,3 – 2,2% no depósito e < 1% no substrato) e pela diminuição progressiva da calibragem para o topo ($\sigma = 0,70$ no substrato e $\sigma = 0,95$ e $\sigma = 1,10$ na base e topo do depósito, respectivamente). Parece tratar-se de um depósito resultante do remeximento e transporte dos arenitos do substrato.

Na margem direita do rio, a montante do Vimeiro, existem retalhos planos com cobertura pelicular de areia sem elementos que a permitam relacionar com o depósito de Casal das Paradas. Nesta margem, grande parte dos afluentes do Rio Alcabrichel possui um sentido de escoamento orientado para Sudoeste, ou seja, em direcção à portela de Casal das Paradas (fig.4, em cartão). Esta orientação

parece mais adaptada à suposta paleodrenagem do que às condições de drenagem actuais para Noroeste.

4. DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO ENTALHE DA REDE DE DRENAGEM: HIPÓTESES EVOLUTIVAS

O entalhe da rede hidrográfica quaternária foi comandado pelas flutuações do nível do mar, mas conhece-se mal a influência da tectónica nestas flutuações. As deformações tectónicas regionais e locais são ainda insuficientemente conhecidas, assim como as adaptações e inaptações da rede hidrográfica à estrutura (Daveau, 1985). Na Estremadura, outros diapiros foram reconhecidos como estruturas activas (Cabral, 1993; Rodrigues, 1998) e, por isso, condicionantes do traçado e entalhe da rede hidrográfica.

O actual traçado do Rio Alcabrichel poderia ser explicado pela presença de uma rede complexa de falhas. O rio teria, assim, explorado linhas mais susceptíveis à erosão, entalhando progressivamente o seu leito até à cota actual.

No entanto, a análise geomorfológica dos níveis que se apresentou sinteticamente levantou a seguinte questão: Como explicar: 1º - o abandono de um paleovale do Rio Alcabrichel passando por Casal das Paradas, testemunhado por formas (e possivelmente por depósitos), talhado em arenitos relativamente brandos, e a sua brusca mudança de direcção, atravessando o ferrolho constituído pelos calcários do Vimeiro (fig. 4)?

A garganta do Vimeiro evidencia, a meia vertente e em ambas as vertentes, um pequeno patamar erosivo correspondente a um episódio de estabilidade no encaixe fluvial.

A Ribeira de Ribamar (fig. 1), instalada ao longo da fálha da Lourinhã e no prolongamento para Norte da referida garganta, possui, no troço montante do vale, um fundo suspenso em aparente continuidade altimétrica com os patamares erosivos identificados na garganta do Vimeiro e também com o nível de Casal das Paradas. Poder-se-á pensar que foi a Ribeira de Ribamar que iniciou o entalhe da garganta do Vimeiro (fig. 6A). Em favor desta orientação da drenagem está também a orientação da Ribeira de Toledo e de grande parte das ribeiras afluentes da margem direita do Rio Alcabrichel (NE – SW), a montante da garganta do Vimeiro.

Neste cenário, é difícil conceber que o pequeno curso de água que drenava para o mar a área da actual depressão diapírica de Maceira tivesse sido, por erosão regressiva, o único responsável pela captura da drenagem do Rio Alcabrichel e afluentes.

Por esse motivo se faz intervir a tectónica diapírica, que teria provocado provavelmente um abatimento da depressão de Maceira associado ao rejogo da fálha da Lourinhã que, criando um desnível acentuado (entre os fundos de vale existentes à altitude da portela de Casal das Paradas e a depressão de Maceira) e a fragilização dos calcários do Vimeiro, será responsável pela desorganização da rede hidrográfica.

Esta hipótese levanta dúvidas, nomeadamente como explicar a continuidade altimétrica das várias paleoformas em posições distintas face à estrutura diapírica? Ou esta estrutura não esteve activa ou o seu reflexo morfotectónico foi muito localizado? Estas dúvidas, quase constantes em trabalhos geomorfológicos que correlacionam níveis em áreas com indícios de tectónica activa, conduzem-nos a um outro cenário geomorfológico.

Este é talvez o mais simples fazendo, no entanto, intervir no mesmo sentido a tectónica diapírica (fig. 6B). Nesta hipótese, a Ribeira de Ribamar seguiria originalmente directamente para o mar e seria ela que teria capturado a antiga rede do Rio Alcabrichel e afluentes.

No estado actual do conhecimento e para a área estudada, é possível propôr que a captura do Rio Alcabrichel e afluentes tenha ocorrido na sequência de um proxismo tectónico associado à actividade do diapiro.

A Ribeira de Ribamar, afluente do Rio Alcabrichel, poderá ter também sido capturada ou ela própria ter capturado o Rio Alcabrichel.

Os dois cenários geomorfológicos propostos deixam ainda muitas dúvidas por esclarecer. Porém, evidenciam uma dinâmica complexa da rede hidrográfica, na qual é ainda difícil estabelecer o balanço entre o papel dos processos erosivos e da actividade tectónica.

A idade exacta da captura do Rio Alcabrichel e a posterior reorganização da rede hidrográfica é ainda desconhecida. No entanto, a investigação prossegue, nomeadamente na depressão de Maceira e no vale da Ribeira de Ribamar, e espera-se esclarecer as incertezas apresentadas.

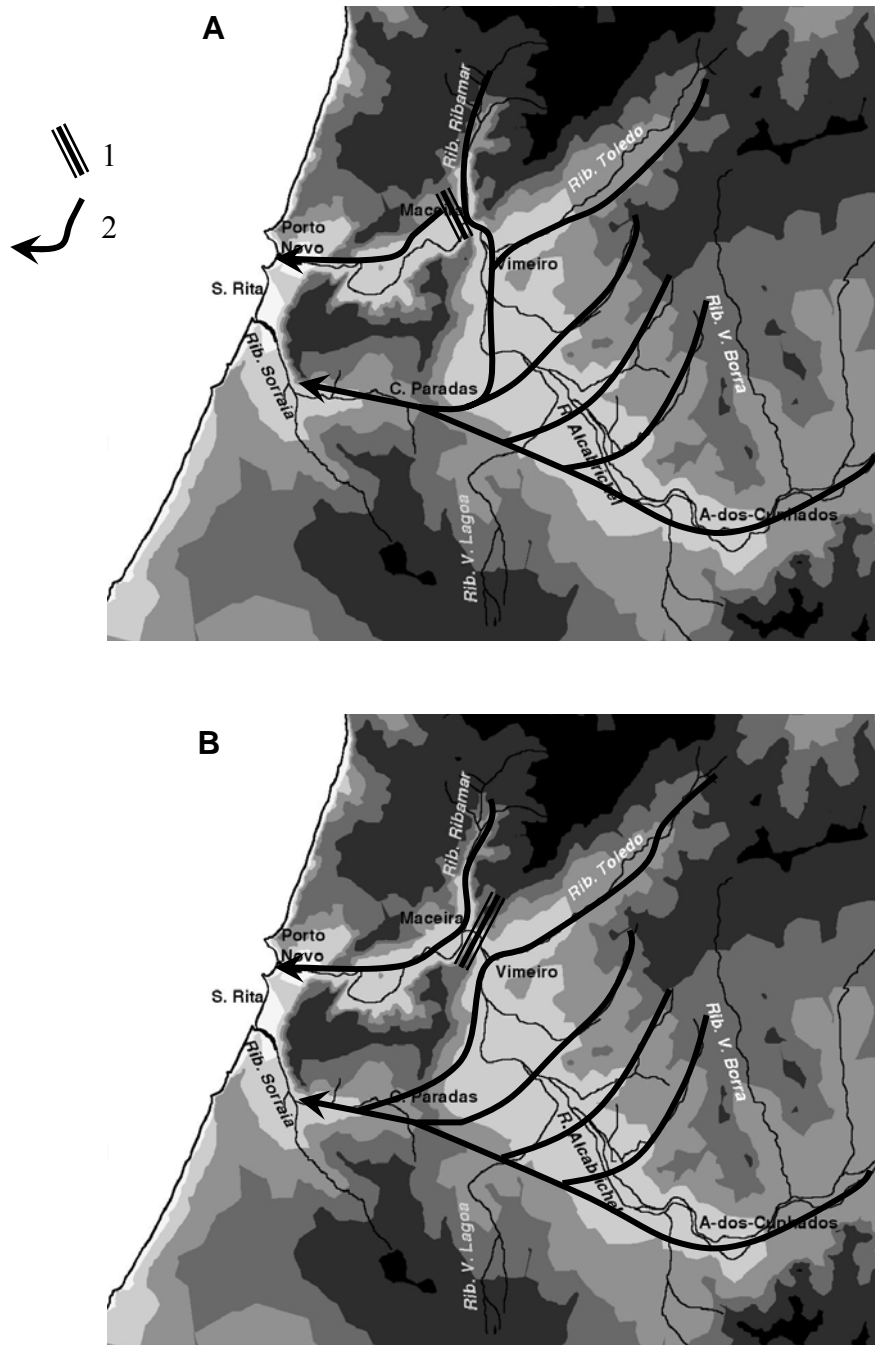


Fig. 6 – Esquema simplificado da evolução da rede de drenagem no sector do Vimeiro (classes altimétricas conforme figura 1).

1 – antigo interflúvio; 2 – antigo traçado da rede de drenagem.

Fig. 6 – Two possible scenarios of the drainage network evolution in the low Alcabrichel River basin. (Altimetry like Figure 1)

1 – Ancient interfluve; 2 – Ancient drainage network.

Agradecimentos

Os autores desejam expressar um agradecimento à Prof^ª. Suzanne Daveau pelo precioso contributo na discussão da dissertação de Mestrado de Jorge Trindade e pela leitura final deste artigo.

BIBLIOGRAFIA

- Cabral, J. (1993) – *Neotectónica de Portugal Continental*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 435p.
- Daveau, S. (1985) – Critères géomorphologiques de déformations tectoniques récentes dans les montagnes de schistes de la Cordilheira Central (Portugal). *Bulletin de l'AFEQ*, 24, 4, pp. 229 – 238.
- Daveau, S. (1993) – A evolução quaternária da plataforma litoral. In: Carvalho, G. S.; Ferreira, A. B.; Senna-Martinez, J. C. (coord.) *O Quaternário em Portugal. Balanço e perspectivas*. Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário, Edições Colibri, p. 35 – 41.
- Manuppella, G.; Antunes, M.; Pais, J.; Ramalho, M.; Rey, J. (1999) – *Notícia explicativa da folha 30-A (Lourinhã) da Carta Geológica de Portugal*. Esc. 1 / 50 000. Serviços Geológicos de Portugal.
- Rodrigues, M. L. (1998) – *Evolução geomorfológica quaternária e dinâmica actual. Aplicações ao ordenamento do território – exemplos do Maciço Calcário Estremenho*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa, 868p.
- Trindade, J. (2001) – *Evolução geomorfológica do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel (A-dos-Cunhados --- Praia de Porto Novo) – Lourinhã*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física, Universidade de Lisboa, 117p.

FONTES CARTOGRÁFICAS

- Carta Geológica de Portugal, 1 : 50 000, folha 30 – A – Lourinhã. 1999.
- Carta Militar de Portugal, 1 : 25 000, Serviços Cartográficos do Exército, folha 361.

Influence of estuarine morphology on bedload sediment transport patterns: an example from the Guadiana estuary (SE Portugal)

F. J. Lobo*, R. González, J. M. A. Dias, I. Mendes

CIACOMAR, Universidade do Algarve

V. Díaz del Río**

Centro Oceanográfico de Málaga, Instituto Espanhol de Oceanografia

Abstract: The Guadiana estuary is a narrow estuary with bedrock-controlled margins, characterised by a seasonal fluvial regime. Bathymetric measurements, geophysical records and hydrological measurements evidence that both tidal and fluvial currents are highly influenced by the estuarine morphology.

The constriction imposed by an upstream narrowing of the channel probably leads to an upstream change of the transport dominance of the tidal current, determining a northern estuarine stretch characterised by net flood dominance. However, the imprints of events of high-energy, high fresh-water discharge, determine the underlying morphological architecture of the estuary, even during periods of clear dominance of tidal currents. These imprints suggest that fresh water flows are enhanced in the shallowest zones and in zones of significant changes of channel direction.

Keywords: Guadiana river estuary, bedload sediment transport, tidal currents, fluvial discharge, estuarine geomorphology.

Resumo: *Influência da morfologia estuarina nas tendências do transporte sedimentar de fundo: o exemplo do estuário do rio Guadiana (SE Portugal).* O estuário do rio Guadiana localiza-se no sudeste de Portugal, e é caracterizado por um canal estreito, determinado por afloramentos rochosos. Os escoamentos fluviais apresentam uma marcada variabilidade devido à sua dependência do clima, e o regime de marés pode ser definido como mesotidal. Inúmeros dados geológicos e hidrológicos, que compreendem medições batimétricas, registos geofísicos (Sónar de Varredura Lateral, perfis sísmicos de alta resolução) e medições hidrológicas (escoamentos fluviais e velocidades das correntes), foram integrados para tentar definir a influência dos factores geomorfológicos nas tendências do transporte sedimentar de fundo e dos fluxos de correntes no estuário. Os nossos resultados evidenciam que ambas as correntes fluviais e as de maré são altamente influenciadas pela morfologia estuarina.

Uma mudança da influência das correntes de maré tem sido identificada no estuário: dominância das correntes de vazante no troço perto da foz e dominância das correntes de enchente no troço mais setentrional. Esta mudança é provavelmente condicionada pela redução da secção a montante do estuário, determinando um troço norte caracterizado por um intenso transporte sedimentar dirigido a montante, que se relaciona com a dominância das correntes de enchente. No entanto, no estuário identificam-se evidências da influência de escoamentos fluviais de alta energia, incluindo períodos de clara dominância das correntes de maré. Essas evidências sugerem que os fluxos fluviais teriam sido aumentados nas zonas menos profundas e nas zonas de mudanças significativas da direcção do canal principal.

Palavras-chave: estuário do rio Guadiana, transporte sedimentar de fundo, correntes de maré, escoamentos fluviais, geomorfologia estuarina.

1. INTRODUCTION

The interaction between estuarine processes and bedload transport patterns in narrow (< 1km wide), confined bedrock-controlled estuaries is expected to be highly controlled by geomorphological features, as general patterns of dune orientation change according to channel geometry (Fenster and Fitzgerald, 1996; FitzGerald et al., 2000). On the other hand, net sediment transport trends are highly influence by high discharge events (Fenster and Fitzgerald, 1996). Furthermore, strong tidal currents (above 0,4 m/s) can be associated with estuarine narrowing, and usually accompanied by a local enhancement of bottom currents by the topography (Knebel et al., 1999; Knebel and Poppe, 2000).

* CIACOMAR, Universidade do Algarve, Av. 16 Junho s/n, 8700-311 Olhão. PORTUGAL. Telefone: 289 707087. Fax: 289 706972. E-mail: pacolobo@ualg.pt

** Centro Oceanográfico de Málaga, Instituto Espanhol de Oceanografia, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola, ESPANHA.

The Guadiana estuary, located at the southeastern corner of Portugal (Fig. 1), is characterised by: A) a narrow valley morphology shaped by Paleozoic and Mesozoic bedrock outcrops; B) a seasonal hydrological regime, with episodic flooding of the river valley (Loureiro et al., 1986). As a consequence the morphological configuration is assumed to have a large influence on estuarine bottom flow patterns, especially during predominant low discharge periods, when tidal currents dominate the estuarine hydrology.

Considering this, the aim of this study was to analyse what role the peculiar morphology of the estuary has on both bedload sediment transport and estuarine hydrology. Furthermore, the bedload sediment transport patterns induced by the estuarine circulation were studied in order to estimate the long-term, bottom transport direction. Of particular interest was, whether the tides controlled by the morphological configuration of the estuary would, as predicted, dominate over episodic flood events.

2. HYDROLOGY AND RECENT SEDIMENTARY PROCESSES

Hydrologic regime

A) Fluvial discharge. The Guadiana river flow volume is marked by large seasonal changes, because higher runoff ($<1 \text{ km}^3/\text{month}$) occur during winter, and lower runoff ($<0,1 \text{ km}^3/\text{month}$) during summer. Besides, an inter-annual variability has also been determined, with values ranging between $0,18\text{-}13,9 \text{ km}^3/\text{year}$. These changes are associated with dry and wet years (Loureiro et al., 1986).

B) Tidal regime. The Guadiana estuary can be considered as mesotidal, with a mean tidal amplitude at the Guadiana mouth of 2 m (1,22 m is the mean neap tidal range and 2,82 m the mean spring tidal range; Morales, 1993). An ebb-dominance in the lower estuary results in a net seaward sediment transport (Morales et al., 1997).

C) Wave regime. Dominant waves approach from the SW and W, with about 50% of occurrences, and the SE, with approximately 25% of occurrences (Borrego et al., 1993; Costa, 1994).

Recent sedimentary processes

The Guadiana estuary is subdivided according to the distribution of sedimentary facies (Morales, 1993; Morales et al., 1997): A) fluvial domain, where fluvial sediments and forms are dominant; B) estuarine central domain, dominated by tidal action; C) marine domain, which receives sediments both from the sea and the river (Morales, 1993). Two distinct parts are differentiated in the central estuarine channel: A) the deepest part of the channel, including the thalweg, is dominated by sandy sediments; B) the lateral tidal bars are composed by medium fluvial sands alternating with muds. Sediment by-passing effectuated by the initial action of flood currents and later reworking by ebb currents occurs in the deepest estuarine channels. Eventually, most sediments are transported seaward (Morales et al., 1997).

3. METHODOLOGY

Several data sets were used to study the near-bottom sediment transport and the main bottom flow patterns in the main channel of the Guadiana estuary:

A) a bathymetric chart was elaborated from the integration of bathymetric measurements obtained in October-November 2000 covering the 15 km length of the lower estuary. Water depth determinations were made by using a JMC-840 bathymetric sounder.

B) geophysical records. Two types of information were obtained in November 2000 (Fig. 1): i) side Scan Sonar records, obtained with a double frequency Klein system; ii) high-resolution seismics, obtained with a 3,5 kHz sub-bottom profiler.

C) hydrological data. The following data was considered: i) fluvial discharge data were obtained from the INAG (Instituto da Água, Portugal), covering the river volumes at Rocha da Galé (at about 80 km from the river mouth) during the period from September 1999 to October 2001; ii) velocity data were collected during surveys at several stations (HS) along the Guadiana estuary (Fig. 1).

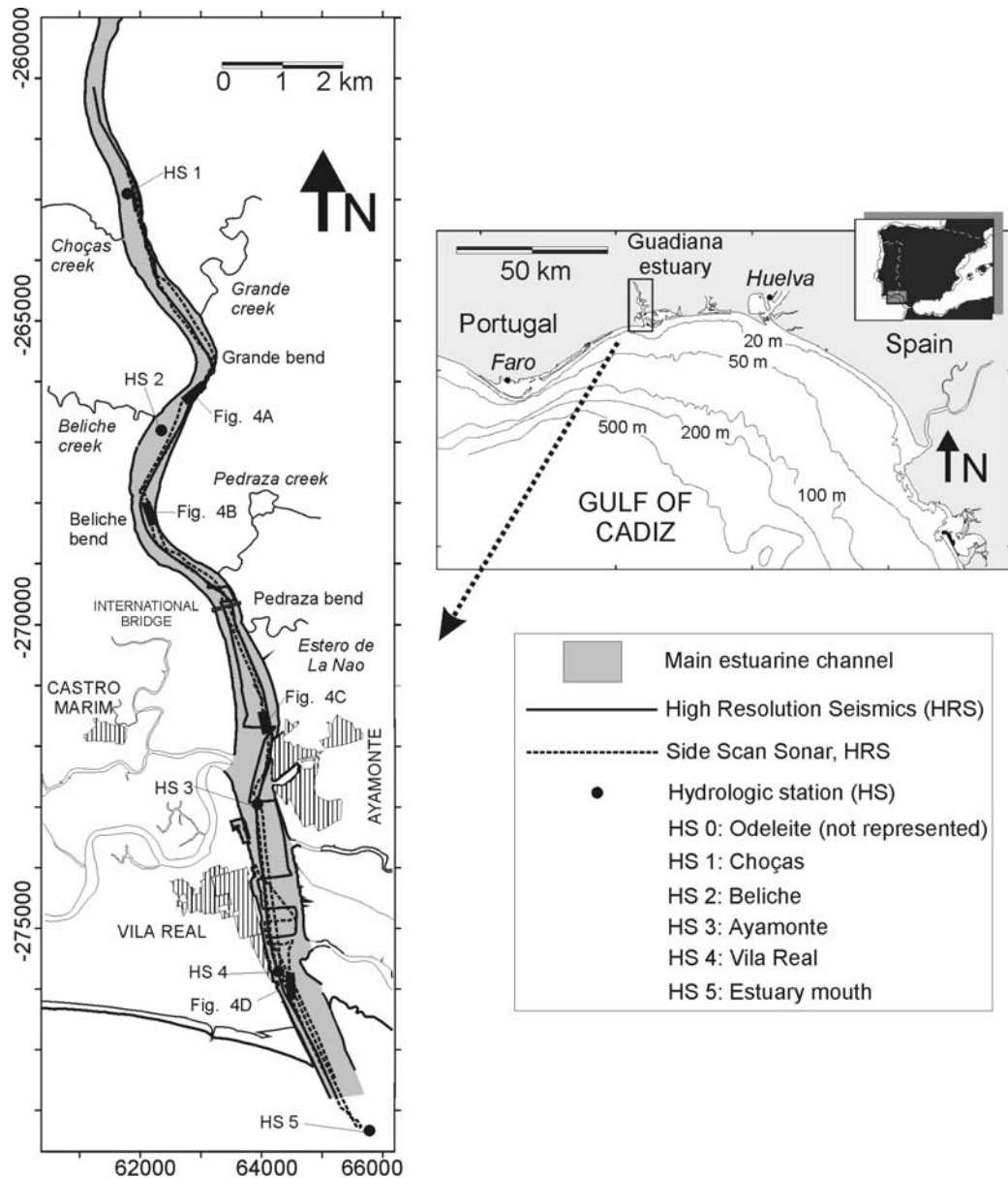


Fig. 1 – Geographic location of the Guadiana estuary, showing the location of geophysical surveys (Side Scan Sonar and High-Resolution Seismics) and of hydrological stations (HS), except of HS 0, which is located at 35 km upstream from the river mouth.

Fig. 1 – Localização do estuário do rio Guadiana, representando a posição dos registos geofísicos (Sonar de Varredura Lateral e Sísmica de Alta Resolução) e das estações hidrológicas (HS), excepto HS 0, que se localiza 35 km a montante da foz do rio.

4. RESULTS

Physiography of the Guadiana estuary

Two estuarine stretches can be differentiated within the lower Guadiana Estuary according to their physiographic characteristics (Fig. 2):

A) a 8 km long stretch north of the Estero de la Nao. In plan view, the estuarine channel shows a meandering-like pattern (Fig. 2). The valley thalweg is characterised by significant along-channel depth changes, with a series of scour holes with water depths of up to 18 m. Cross-sections show a typical V-shaped profile, with high and uniformly steep walls, and angles between 3-10° and locally over $\geq 25^\circ$ (Fig. 2). The most common width of the main estuarine channel is about 400 m, in some locations being as narrow as 200 m.

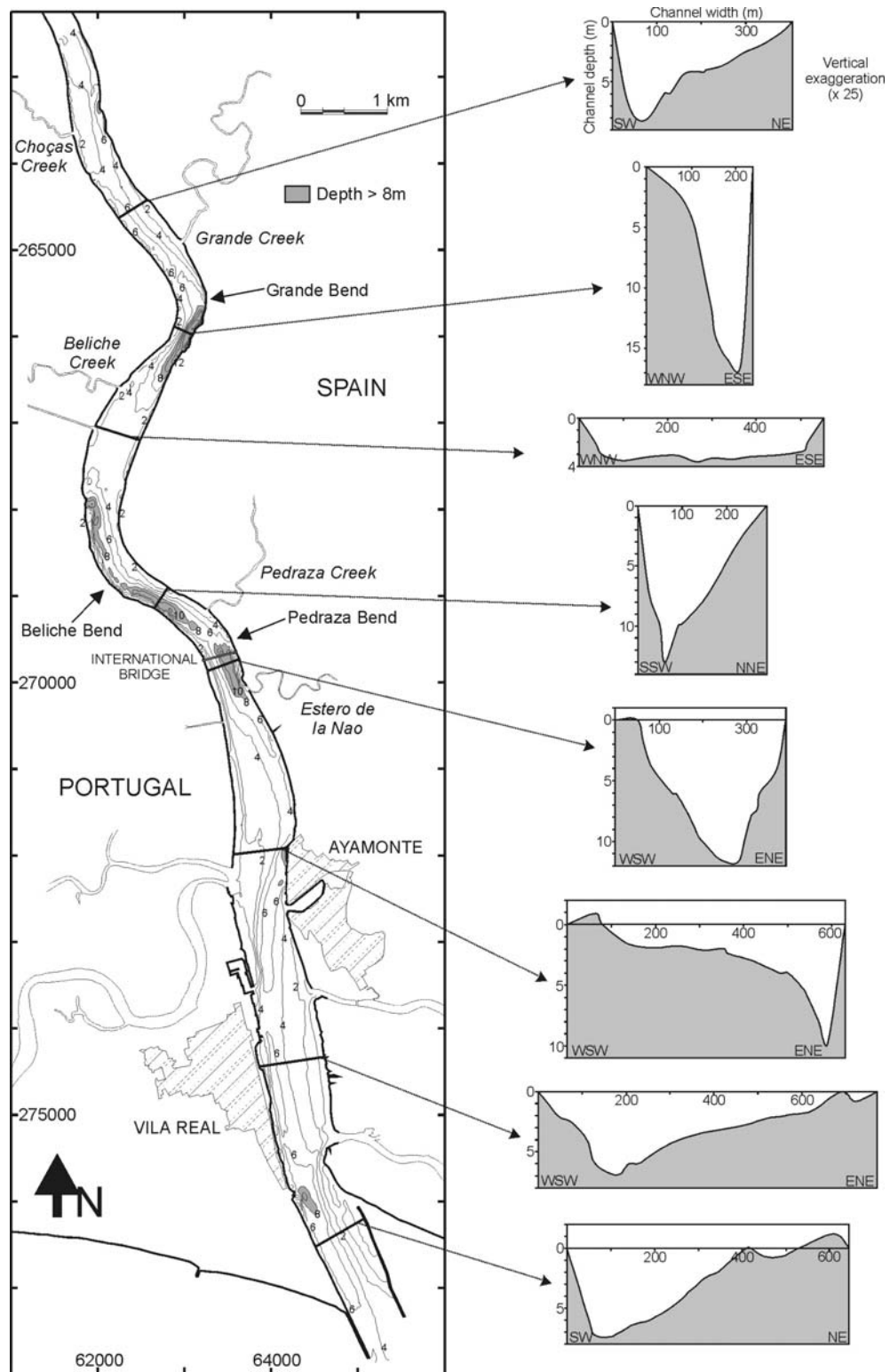


Fig. 2 – Bathymetric chart of the Guadiana river estuary. Two main stretches are differentiated: A) northern stretch, northwards of the Estero de la Nao, where the estuarine channel is narrow (<400 m), meandering, featuring a number of deep scour holes; B) lower stretch, southwards of the Estero de la Nao. The estuarine channel is wider (average value of 600 m), relatively straight, and only showing minor scour holes.

Fig. 2 – Carta batimétrica do estuário do rio Guadiana. Dois troços principais podem ser diferenciados: A) troço norte, a montante do Estero de la Nao. O canal estuarino é estreito (<400 m), meandriforme e com várias depressões profundas; B) troço sul, a jusante do Estero de la Nao. A largura do canal é maior (valor médio de 600 m), relativamente recto e apenas se diferenciam algumas depressões reduzidas.

B) a southern stretch, between the Estero de la Nao and the mouth of the estuary, with a length of about 8,5 km, and a relatively straight course (Fig. 2). The valley thalweg is characterised by moderate water depths below 10 m. Cross-section profiles are mainly V-shaped, but with strongly asymmetric valley walls of relatively low steepness ($<1,5^\circ$ for the gentler and $>2^\circ$ for the more abrupt walls). Width/depth ratios are very high, ranging between 50-100 depending on the location (Fig. 2). The main estuarine channel is 500-600 m wide in the area of the estuarine mouth, and increases to more than 750 m 2,5 km upstream. The values remain in the range of about 700 m up to 6,5 km upstream from the river mouth. Upstream from this point it decreases rapidly to less than 400 m at the height of the Estero de la Nao.

Subaqueous estuarine dunes

All genetically related bedforms are unified under the name of subaqueous dunes according to the classification of Ashley (1990). More than 570 medium and large dunes of $H \geq 0,25$ m were identified in the study area (Figs. 3 and 4). Average height of medium and large dunes is 0,6 m, and the maximum observed value is 2,75 m. 10 and 15 m long dunes are most common in the Guadiana estuary. Some of them display significantly higher wavelengths (between 40-60 m long).

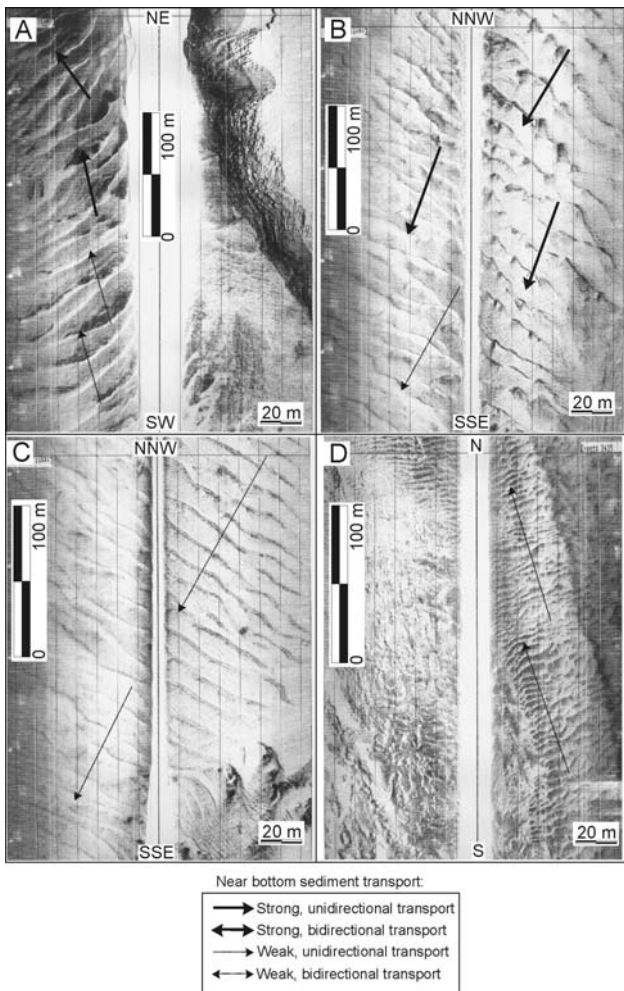


Fig. 3 – Examples of high-resolution seismic profiles collected during November, 2000: A) upstream-oriented medium dunes evolving to large dunes; B) downstream-oriented medium dunes evolving to large dunes; C) upstream-oriented large dunes evolving to symmetric medium dunes; D) downstream-oriented dune field.

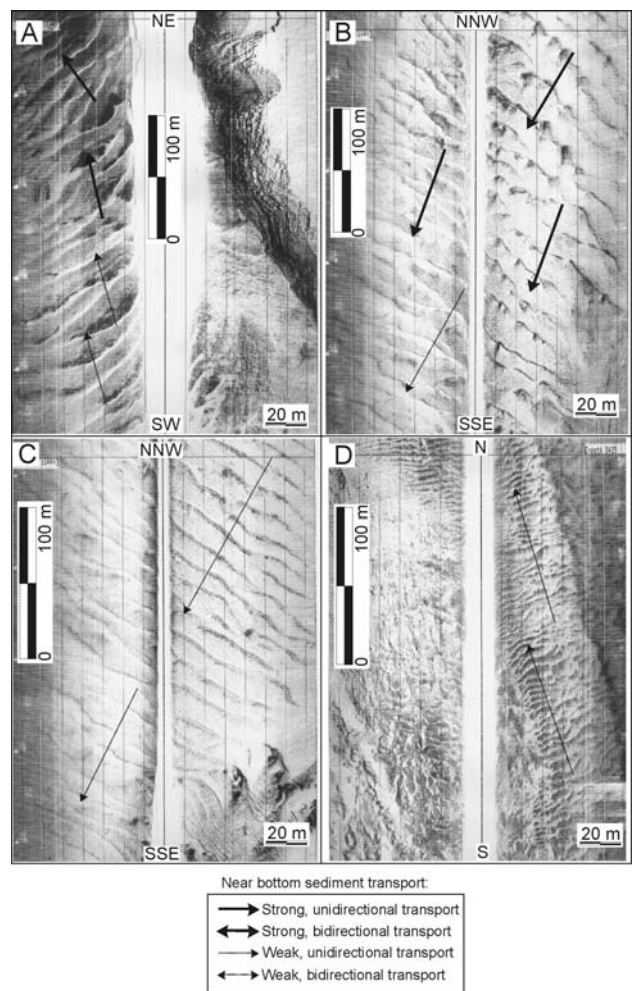


Fig. 4 – Examples of Side Scan Sonar records collected during November, 2000 (see position in Figure 1): A) upstream-directed dunes, evolving northwards from medium to large; B) downstream-directed dunes, evolving southwards from large to medium; C) downstream-directed medium dunes; D) upstream-directed small dunes.

Fig. 3 – Alguns exemplos de perfis sísmicos de alta resolução colhidos durante Novembro 2000: A) dunas médias dirigidas a montante evoluindo em dunas grandes; B) dunas médias dirigidas a jusante evoluindo em dunas grandes; C) dunas grandes dirigidas a montante evoluindo em dunas médias simétricas; D) campo de dunas submarinas dirigidas a jusante.

Fig. 4 – Alguns exemplos de registos de sonar de varredura lateral colhidos durante Novembro 2000 (ver posição na figura 1): A) dunas médias dirigidas a montante evoluindo em dunas grandes; B) dunas grandes dirigidas a jusante evoluindo em dunas médias; C) dunas médias dirigidas a jusante; D) dunas pequenas dirigidas a montante.

The significant height (SH) was considered to be the most representative parameter to study dune distribution. SH, defined as the mean height of the one-third highest waves (Aliotta and Perillo, 1987), was calculated for groups of nine dunes. Our results suggest that, in general, SH increases with increasing water depth (d). However, for each specific d , a maximum SH value seems to exist, suggesting that d only represents an upper bond for dune height. Dunes with $H < 1\text{m}$ are preferentially distributed in $h < 8\text{ m}$, whereas the highest dunes ($H > 1\text{m}$) are related with $h \geq 8$.

Estimates of near-bottom sediment transport paths and associated current flows can be obtained through the elaboration of asymmetry distribution maps (Fig. 5). The existence of large dunes are indicative of stronger flows and therefore more persistent transport paths. Conversely, the identification of small dunes reveals secondary bottom transport directions and relatively ephemeral transport paths.

The northern stretch shows contrasting asymmetry patterns in October 2000. Upstream-oriented transport trends are dominant northwards of the Beliche creek, although zones without a dominant transport direction can also be observed. Downstream-directed transport dominates southwards of the Beliche Creek. However, some upstream-directed transport is also detected between Beliche and Pedraza bends (Fig. 5). The southern stretch shows a clear dominance of downstream-directed transport (Fig. 5), although a small zone characterised by reversing transport or even by upstream-directed transport is identified at the height of Ayamonte. The poor quality of echo-sounding records prevents a correct identification of bottom transport patterns southwards of Vila Real.

In November 2000, stronger transport paths tend to occur in the northern stretch, where upstream-directed transport paths are dominant (Figs. 3, 4 and 5). Downstream transport has only been determined southwards of Beliche creek and between Beliche bend and Pedraza creek. Transitional zones of reversing sediment transport are identified in some estuarine bends (Fig. 5). The southern stretch shows weaker near-bottom transport, but with a clear downstream-directed dominance (Figs. 3, 4 and 5), especially in front of Vila Real and in the zone between Estero de la Nao and Ayamonte. The short stretch between Ayamonte and Vila Real shows weak transitional conditions or even some upstream-directed transport. Weak transitional conditions are also identified close to the estuary mouth (Fig. 5).

Hydrologic measurements

A) fluvial discharge. River volume data of the period from September 1999 to October 2001 shows low rainfall during the summer months, when the river discharge can drop below $10\text{ m}^3/\text{s}$. In 2000, these low river values occurred between the months of June and November. Although there is no data for the summer months of 2001, similar low fluvial discharge values seem to occur from May onwards. Conversely, two main periods of increased fluvial discharge have occurred: i) spring 2000, when the river discharge reached values of around $400\text{ m}^3/\text{s}$; ii) winter 2000-2001, when strong regional rains led to flooding of the river basin, and the river discharge reached values of $3000\text{ m}^3/\text{s}$.

B) Velocity measurements. Three types of data were collected: continuous measurements during November 2000, velocity profiles and continuous daily measurements during summer months in 2001 (Fig. 6).

Continuous velocity measurement (November 2000) were collected at HS 4 (Vila Real). This site seems to be ebb-dominated during spring and relatively large tides, as peak downstream-directed values (up to 90 cm/s) are higher than peak upstream-directed values (about 80 cm/s). Ebb- and flood-related currents show an equal dominance (average values of about 60 cm/s) during neap and small tides (Fig. 6A).

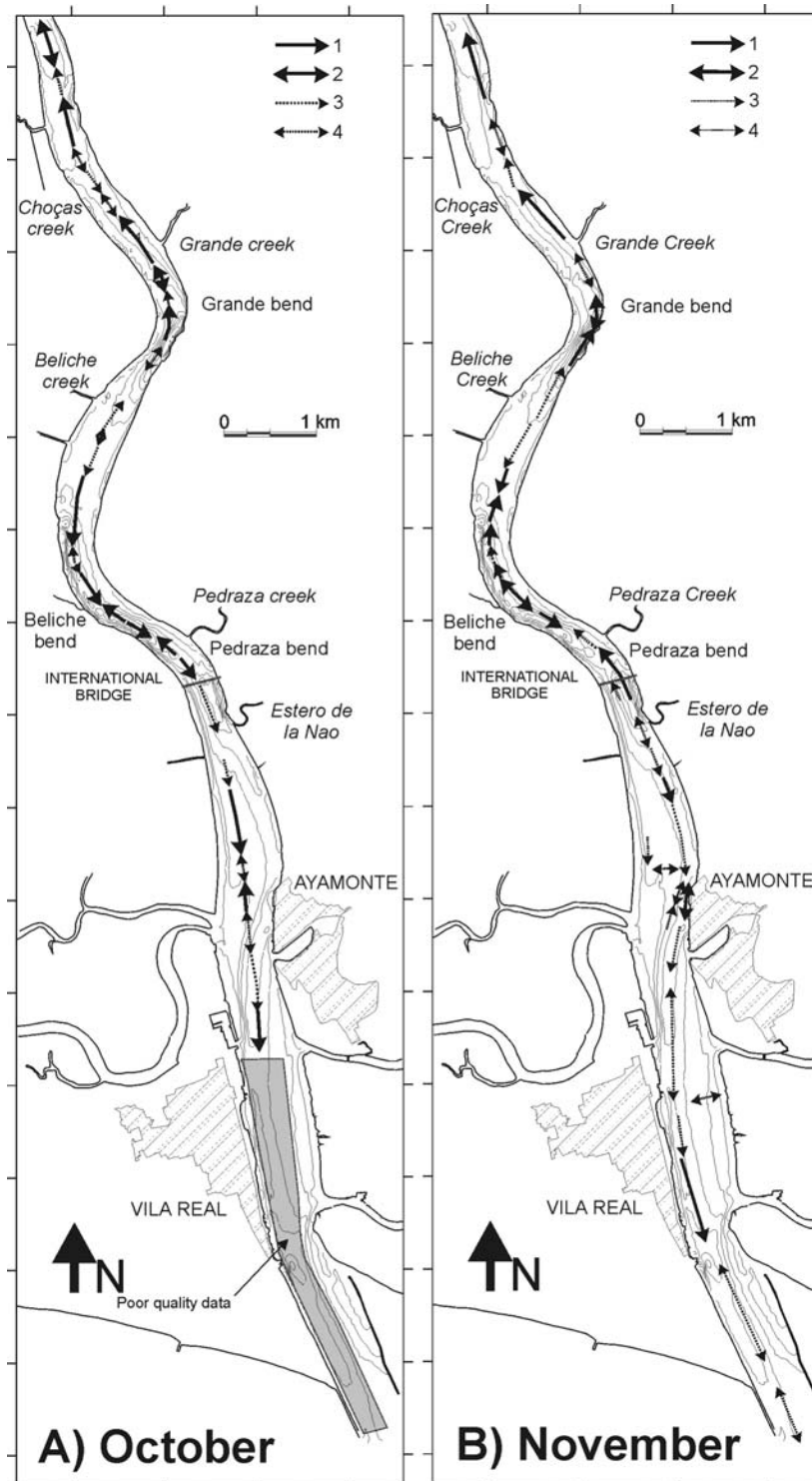
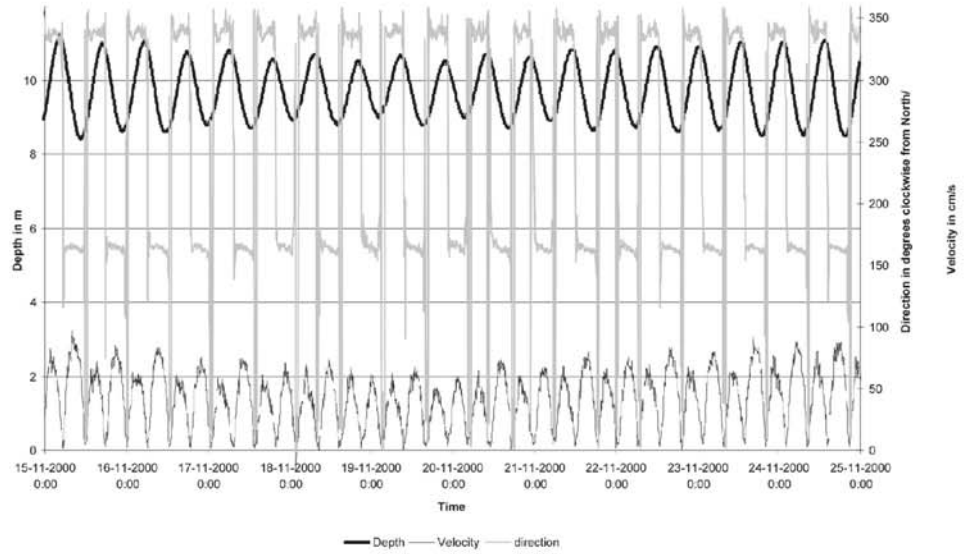


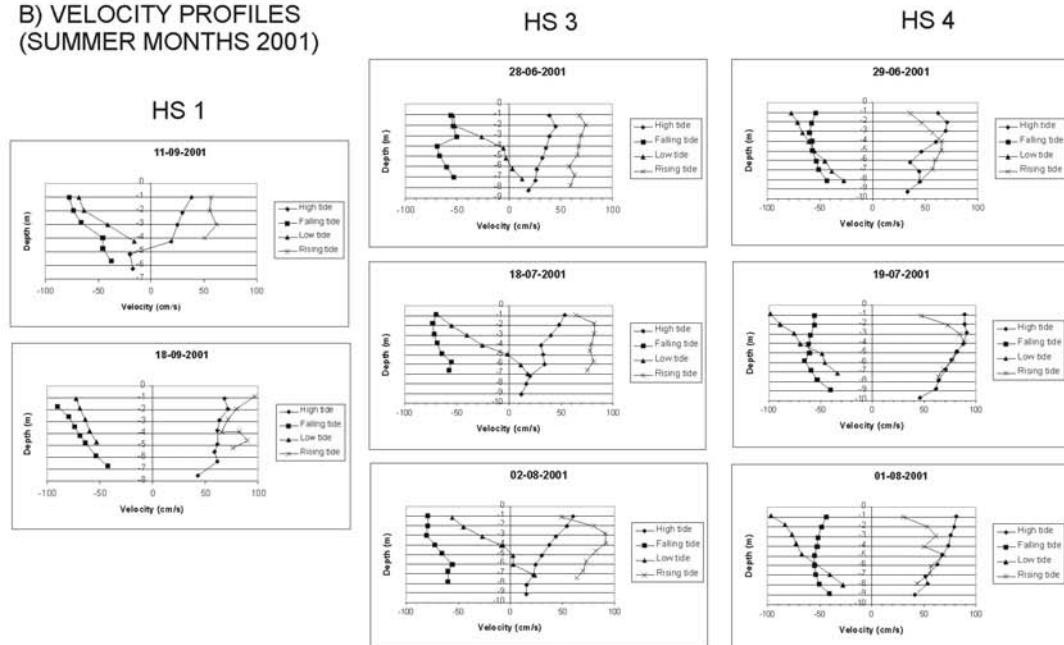
Fig. 5 – Approximate near bottom sediment transport deduced from dune asymmetries, from data collected in October 2000 (A) and in November 2000 (B). Legend: 1) sediment transport inferred from asymmetric large dunes; 2) sediment transport inferred from symmetric large dunes; 3) sediment transport inferred from asymmetric medium dunes; 4) sediment transport inferred from symmetric medium dunes.

Fig. 5 – Estimacão do transporte sedimentar de fundo deduzida das assimetrias das dunas, a partir de dados colhidos em Outubro (A) e em Novembro 2000 (B). Legenda: 1) transporte sedimentar inferido a partir de dunas grandes assimétricas; 2) transporte sedimentar inferido a partir de dunas grandes simétricas; 3) transporte sedimentar inferido a partir de dunas médias assimétricas; 4) transporte sedimentar inferido a partir de dunas médias simétricas.

A) CONTINUOUS VELOCITY MEASUREMENTS (NOVEMBER 2000)



B) VELOCITY PROFILES (SUMMER MONTHS 2001)



C) VELOCITY VALUES DURING NEAP/SRING CONDITIONS (2001)

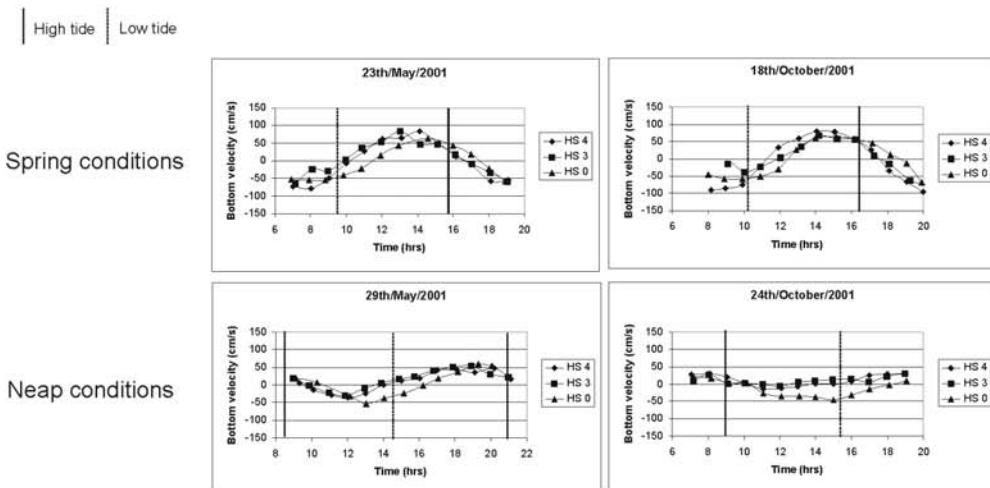


Fig. 6 – Summary of current velocity measurements: A) continuous measurements taken at HS 4 during November 2000. B) vertical profiles executed at: i) HS 1 during two days in September 2001; ii) HS 3 and 4 one day each month during summer 2001. C) velocity values obtained during two spring/neap cycles (May and October 2001) at HS 0, 3 and 4.

Fig. 6 – Sumário das medições de velocidade das correntes: A) medições contínuas colhidas na HS 4 durante Novembro 2000. B) perfis verticais efectuados em: i) HS 1 durante dois dias em Setembro 2001; ii) HS 3 e 4 durante um dia por mês no verão de 2001. C) valores de velocidade colhidos durante dois ciclos de maré vivas/mortas em Maio e Outubro de 2001, nas HS 0, 3 e 4.

Velocity profiles (summer months 2001) were executed at HS 1, 3 and 4. At HS 1, flood-related currents seem to be dominant, as they may reach near-bottom values >75 cm/s, whereas maximum near-bottom ebb-related currents are about 40 cm/s (Fig. 6B). At HS 3, near bottom values are slightly higher during rising tide (generally between 60-70 cm/s) than during falling tide (usually between 50-60 cm/s). Near bottom values are similar (usually between 40-50 cm/s) during flood and ebb dominance at the southernmost station (HS 4; Fig. 6B).

Continuous daily measurements were obtained at three hydrologic stations (HS 0, 3 and 4) during two spring-neap cycles in 2001 (Fig. 6C): i) Spring conditions. At HS 0, maximum flood- and ebb-related currents are similar (above 50 cm/s). At HS 3, a flood-dominance is detected, because upstream-directed values have peak values >80 cm/s, whereas downstream-directed peak values are <70 cm/s. At HS 4, a slight ebb-dominance seems to occur, as downstream-directed peak values are higher (>90 cm/s) than upstream-directed peak values (<80 cm/s). ii) Neap conditions. At HS 0, peak downstream- and upstream-directed values are similar the 29th May, but this station is clearly ebb-dominated during October the 24th. Conversely, the lower stations (HS 3 and 4) are flood-dominated during both days, especially the 24th October. The flood dominance is higher at HS 3 (difference of peak values of about 25 cm/s) than in HS 4 (difference of peak values of about 10 cm/s).

5. BEDLOAD SEDIMENT TRANSPORT AND INFLUENCE OF ESTUARINE GEOMORPHOLOGY

Estuarine circulation and bedload sediment transport

The bedload transport patterns have been compared with the near-bottom current flow directions determined from hydrological data. The two estuarine stretches are characterised by contrasting bedload transport trends (Fig. 5):

A) Northern stretch. Intense upstream-directed bedload transport indicates enhanced flood tidal currents during low river flow periods (Berné et al., 1993; Cooper, 1993; Fenster and Fitzgerald, 1996), as dune migration is related with unequal flood and ebb tidal flows (Bokuniewicz et al., 1977). It appears that the flood dominance increases upstream and during the observation period (from October to November; Fig. 5). The signature of local, intense downstream-directed currents is also evidenced in some locations, especially southwards of the Beliche creek. However, there was significantly less downstream-directed transport at the end of the observation period than at the beginning. This evidence also supports the idea that the hydrological regime was flood-dominated during the observation period, which is also confirmed by the hydrological data obtained in this stretch, indicating that flood currents are much higher than ebb-related currents (maximum differences higher than 30 cm/s) during spring tides. Thus, the observed pattern probably results from the combination of increased tidal currents and net flood dominance, but also of the imprints left by fluvially-related currents occurring during high discharge events as suggested in other locations by Fenster and Fitzgerald (1996).

B) Southern stretch. The dominance of ebb-oriented bedforms probably reflects the combined influence of dominant tidal current patterns and the imprint of previous high fresh-water discharge periods, similar to what was observed by Cooper (1993). Two main zones are differentiated (Fig. 5): i) in the zone north of Ayamonte a downstream-directed transport which becomes less significant at the end of the observation period is identified. We estimate that this pattern reflects the influence of a previous high fresh water discharge event (e.g, spring floods), which would augment ebb-tidal flows (cf. Fenster and Fitzgerald, 1996). The observed decrease in asymmetry and evidence for local upstream-directed transport would be caused by the dominance of flood-related currents occurring

during periods of low river discharge, especially during spring tide conditions. ii) in the zone close to Vila Real, the action of dominant ebb-related currents suggested by the hydrological leads to a significant downstream-directed transport evidenced from morphological data. Between both zones, the common identification of symmetric forms suggests that none of the tides is dominant, although the transition from predominantly downstream-directed bedforms in October to symmetric bedforms in November would be attributed to a slightly higher significance of flood-related currents (Fig. 5). The prevalence of symmetric, medium sized dunes in the zone close to the river mouth indicates a low-energy hydrodynamic regime (cf. Vital et al., 1998; Vital and Stattegger, 2000).

Influence of estuarine geomorphology on hydrologic conditions and bedload sediment transport

Estuarine geomorphology seems to influence the bedload transport patterns in the Guadiana Estuary, and three geomorphological variables appear to be significant: along-estuary depth changes, changes in channel width, and the plan view pattern of the main estuarine channel.

A) Influence of water depths variations. The moderate correlation between dune size and water depth could be attributed to the coexistence of active dunes influenced by tidal currents (Dalrymple and Rhodes, 1995), and moribund dunes, generated by previous fluvial discharge events. However, the along-section variations of water depths seem to control interactions between the estuarine flow and current flow (Fig. 7). Fluvial influence would be higher in shallow zones of the northern stretch, as the bottom flow is enhanced by, and interacts with, the bottom topography (cf. Knebel and Poppe, 2000), but more reduced in the deepest scours. Besides, it seems that tidal flows tend to be increased in the deeper channel sections, leading to a dominance of upstream-directed transport (Fig. 7). Conversely, the lower depths that characterise the southern stretch would determine higher interaction between the bottom and fresh water flows, and therefore a higher fluvial imprint (Fig. 7).

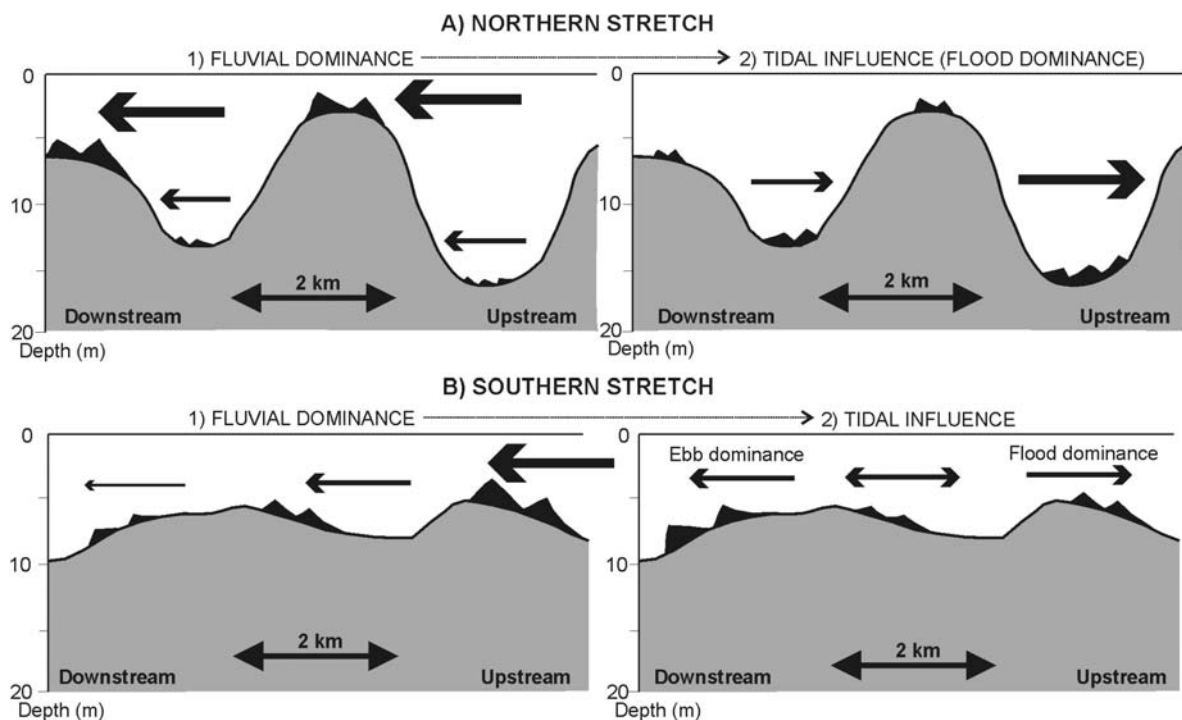


Fig. 7 – Hypothesis of the influence of estuarine geomorphology on resultant bedload transport patterns, considering the two estuarine stretches.

Fig. 7 – Hipótese da influência da geomorfologia estuarina no transporte sedimentar de fundo, em função dos troços diferenciados.

B) Influence of channel width. According to Knebel et al. (1999) this influence is higher over tidal currents, as flood currents seem to be enhanced when the estuarine channel becomes narrower.

Width/depth ratios in the Guadiana Estuary are usually low and the slope of lateral walls is high in the northern stretch. The decrease in channel width implies a decrease in channel section, and flow enhancement is likely to occur, leading to a high flood-dominance. Flow enhancement caused by morphological constraints would be less favoured in the southern stretch, as cross-section profiles are characterised by higher width/depth ratios.

C) Influence of plan view pattern (meandering versus straight). Significant bending and a meandering pattern of the estuarine channel are evident in the northern stretch. Most of the symmetrical dunes and occasionally even some persistent downstream-directed transport are related with these bending patterns, suggesting that downstream-directed flows would be accelerated when the main flow is deviated. These processes are less important in the southern stretch, due to its relatively straight pattern.

6. CONCLUSIONS

Bedload transport patterns observed in the Guadiana estuary are highly complex. They are influenced by the combined action of tidal currents and fluvial flows, both highly controlled by the estuarine morphology. These influences vary according to the estuarine morphologic characteristics.

Intense tidal flows probably dominate the estuarine hydrology in the northern stretch, which shows significant along-stream changes of water depth, narrow cross-sections and a meandering pattern. Bedload transport patterns are mainly upstream-directed, due to flood dominance during periods of low river discharge. Tidal current enhancement is related with the observed reduction of channel section. However, the identification in some locations of downstream or transitional transport suggests the imprint of previous high discharge, fresh water events, which would have been strongest in the shallowest zones and in channel bends.

The higher abundance of medium dunes in the southern stretch, characterized by a relatively straight pattern, more reduced and constant water depths and wider sections, suggest the occurrence of a lower intensity hydrologic regime. The northern part shows downstream-directed forms, but with asymmetry decreasing with time. As current measurements indicate moderate flood dominance in this zone, it is suggested that the dominant downstream asymmetry is a remnant of a previous high discharge fluvial event, which would have been enhanced due to the relatively reduced depths. The southern part shows a clear dominance of downstream-directed forms, which are related to an ebb dominance as suggested by hydrologic measurements. Between both zones, the dominance of symmetric dunes evolving to upstream-directed suggest transitional conditions or slight flood-dominance.

Acknowledgements

This work was carried out under the framework of the project “ODIANA-EMERGE: Estudo Multidisciplinar do Estuário do Guadiana: Dinâmica do Estuário - Situação Actual, Influências Antrópicas e Perspectivação do Futuro”, from the “Comissão de Coordenação Regional do Algarve”. The first author also benefited of a Post-Doctoral Research Grant (Reference SFRH/BPD/5616/2001) given by the “Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT)”, Portugal. Bathymetric surveys were carried out by Sandra Fachin and Alexandre Braga Coli. The Instituto Español de Oceanografía (IEO) provided seismic equipment and collaborated in the Wadi Ana 2000 survey. Francisco González (technician), Lola Godoy, Marga García and Jorge Miranda took a very active part in that survey. Some hydrological data were provided by Jorge da Silva (Instituto Hidrográfico de Portugal) and by Miguel Saldanha (GEOSUB).

REFERENCES

Aliotta, S., Perillo, G.M.E. (1987) - A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca Estuary, Argentina, *Marine Geology*, 76, p. 1-14.

- Ashley, G.H. (1990) - Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. SEPM Bedforms and Bedding Structures Research Symposium, *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, p. 160-172.
- Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E., Lericolais, G. (1993) - Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France), *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, p. 780-793.
- Bokuniewicz, H.J., Gordon, R.B., Kastens, K.A. (1977) - Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound, *Marine Geology*, 24, p. 185-199.
- Borrego, J., Morales, J.A., Pendón, J.G. (1993) - Holocene Filling of an Estuarine Lagoon Along the Mesotidal Coast of Huelva: The Piedras River Mouth, Southwestern Spain, *Journal of Coastal Research*, 9, p. 242-254.
- Cooper, J.A.G. (1993) - Sedimentation in the cliff-bound, microtidal Mtamvuna Estuary, South Africa, *Marine Geology*, 112, p. 237-256.
- Costa, C. (1994) - Wind Wave Climatology of the Portuguese Coast: Final Report of Subproject A, *NATO PO-WAVES Report 6/94-A*, 80 p.
- Dalrymple, R.W., Rhodes, R.N. (1995) - Estuarine dunes and bars, in Perillo, G.M.E. (ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology*, 53, p. 359-422.
- Fenster, M.S., FitzGerald, D.M. (1996) - Morphodynamics, stratigraphy, and sediment transport patterns of the Kennebec River estuary, Maine, USA, *Sedimentary Geology*, 107, p. 99-120.
- FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., Fenster, M.S., McKinlay, P.A. (2000) - Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary, *Sedimentary Geology*, 131, p. 25-49.
- Knebel, H.J., Poppe, L.J. (2000) - Sea-Floor Environments Within Long Island Sound: A Regional Overview, *Journal of Coastal Research*, 16, p. 533-550.
- Knebel, H.J., Signell, R.P., Rendigs, R.R., Poppe, L.J., List, J.H. (1999) - Seafloor environments in the Long Island Sound estuarine system, *Marine Geology*, 155, p. 277-318.
- Loureiro, J.J.M., Nunes, M.N., Machado, M. (1986) - Bacia hidrográfica do rio Guadiana, in *Monografias Hidrológicas dos Principais Cursos de Água de Portugal Continental*, M.P.A.T., S.E.A.R.N. Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, p. 341-407.
- Morales, J.A. (1993) - *Sedimentología del estuario del Guadiana (S.W. España-Portugal)*, PhD thesis, published by the "Servicio de Publicaciones" of the University of Huelva, 1995, University of Sevilla, Spain, 274 p.
- Morales, J.A., Ruiz, F., Jiménez, I. (1997) - Papel de la sedimentación estuarina en el intercambio sedimentario entre el continente y el litoral: el estuario del río Guadiana (SO de España-Portugal), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, p. 309-325.
- Vital, H., Stattegger, K. (2000) - Sediment Dynamics in the Lowermost Amazon, *Journal of Coastal Research*, 16, p. 316-328.
- Vital, H., Stattegger, K., Posewang, J., Theilen, F. (1998) - Lowermost Amazon River: morphology and shallow seismic characteristics, *Marine Geology*, 152, p. 277-294.

Alterações morfológicas em ambientes litorais desde o último máximo transgressivo - exemplos da Estremadura e do Alentejo

M. V. Henriques*

Departamento de Geociências, Universidade de Évora

M. C. Freitas**, C. Andrade***, A. Cruces****

Centro e Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa

Resumo: Neste trabalho apresentam-se os principais traços da evolução morfológica de ambientes estuarinos e lagunares da Estremadura e do Alentejo após o máximo transgressivo flandriano. Os limites da inundação foram definidos a partir de análise morfológica e a evolução posterior destes espaços foi avaliada com base em achados arqueológicos e na interpretação de documentos escritos e cartográficos e de sondagens. O perímetro da inundação flandriana terá atingido uma localização aproximadamente coincidente com a dos depósitos que hoje definem uma superfície a 7-10m. Apesar do assoreamento decorrente da estabilização do nível do mar, a área imersa ter-se-á mantido pouco alterada até ao Período Romano (2000 BP) e as principais alterações morfológicas parecem ser posteriores, com grande responsabilidade para a actividade antrópica.

Palavras-chave: Inundação flandriana, evolução morfológica, assoreamento, lagoas, tómbolo.

Abstract: *Morphological changes in coastal environments since the last transgressive maximum – examples of Estremadura and Alentejo* This paper presents and discusses essential aspects of the morphological changes in estuarine and lagoonal environments of the Portuguese western coast (Estremadura and Alentejo) since the maximum Flandrian flooding based upon sedimentological, paleoecological, morphological and historical evidence. The landward boundary of the drowned lowlands roughly coincides with recent alluvial deposits, which presently outcrop circa 7-10m above mean sea-level. Some 5500 BP the coastline would have been much more irregular than today, with headlands and deep incursions of marine water inland, in the form of rias, drowned valleys and embayments. The deceleration of the sea-level rise rate promoted the growth of detrital barriers that remained until present as relevant features of the coastal system and favored the evolution of the drowned lowlands as barred estuaries and lagoons. Between the Neolithic and the Roman period the morphological changes consisted essentially in depth reduction of the basins, the flooded surface remaining virtually unchanged and this situation apparently persisted until the 7th century AD. From this time onwards, human activity seems to have been driving a widespread and intensive silting process of the lowlands in consequence of large-scale deforestation and expansion of farming. The estuaries and lagoons have been steadily reducing their flooded surfaces and depth, the shallow tributaries of both the lagoons and main estuarine basins transforming into swamps and marshes which grew and expanded at the cost of the former lagoonal space. This widespread siltation has taken place at different rates according to site-specific constraints and some of the lowlands completely dried out and are at present fully terrestrial (e.g. Pederneira) while others still remain active, yet show reduced life expectancy, which has been estimated in the order of decades to few centuries.

Keywords: Flandrian flooding, morphological evolution, silting up, lagoons, tombolo.

1. INTRODUÇÃO

Durante o Holocénico ocorreram importantes modificações ambientais (em particular climáticas e, consequentemente, eustáticas) que conduziram a significativas alterações na paisagem. Esta época foi acompanhada por desenvolvimento económico e social da humanidade, que se traduziu também por impactos profundos na paisagem, principalmente nos últimos milhares de anos, durante os quais a importância da actividade antrópica igualou ou excedeu a dos factores naturais na organização e funcionamento ambientais (Bell & Walker, 1992).

* Departamento de Geociências, Universidade de Évora. 7001 Évora-codex. PORTUGAL. E-mail: virginia@uevora.pt

** E-mail: cfreitas@fc.ul.pt

*** E-mail: candrade@fc.ul.pt

**** E-mail: a.cruces@fc.ul.pt

De modo geral, as curvas de variação do nível do mar mostram uma subida rápida entre 15000 e 8000-7000 BP, seguida de diminuição acentuada da taxa de elevação, tendo o nível médio atingido aproximadamente a cota actual há cerca de 6000-5000 BP, no máximo da transgressão flandriana. Os vales escavados durante o último máximo glaciário foram, em consequência, inundados e inicialmente transformados em rias que evoluíram para estuários. A estabilização do nível do mar permitiu o desenvolvimento das barreiras arenosas que isolaram alguns estuários e baías e os transformaram em lagoas, condicionando toda a sua evolução posterior, tornando os factores forçadores locais (abastecimento sedimentar, actividade antrópica, ...) preponderantes sobre os de natureza global (variação do nível médio do mar, clima, ...).

Neste trabalho apresentam-se os principais traços da evolução morfológica de alguns ambientes litorais da Estremadura (Lagoas da Pederneira, de Alfeizerão-Salir, de Óbidos, de Albufeira e tómbolo de Peniche) e do Alentejo (Lagoas de Melides e de Santo André) após este máximo transgressivo (Fig. 1). Trata-se, na maioria, de sistemas lagunares, cujas características principais se apresentam no quadro 1.

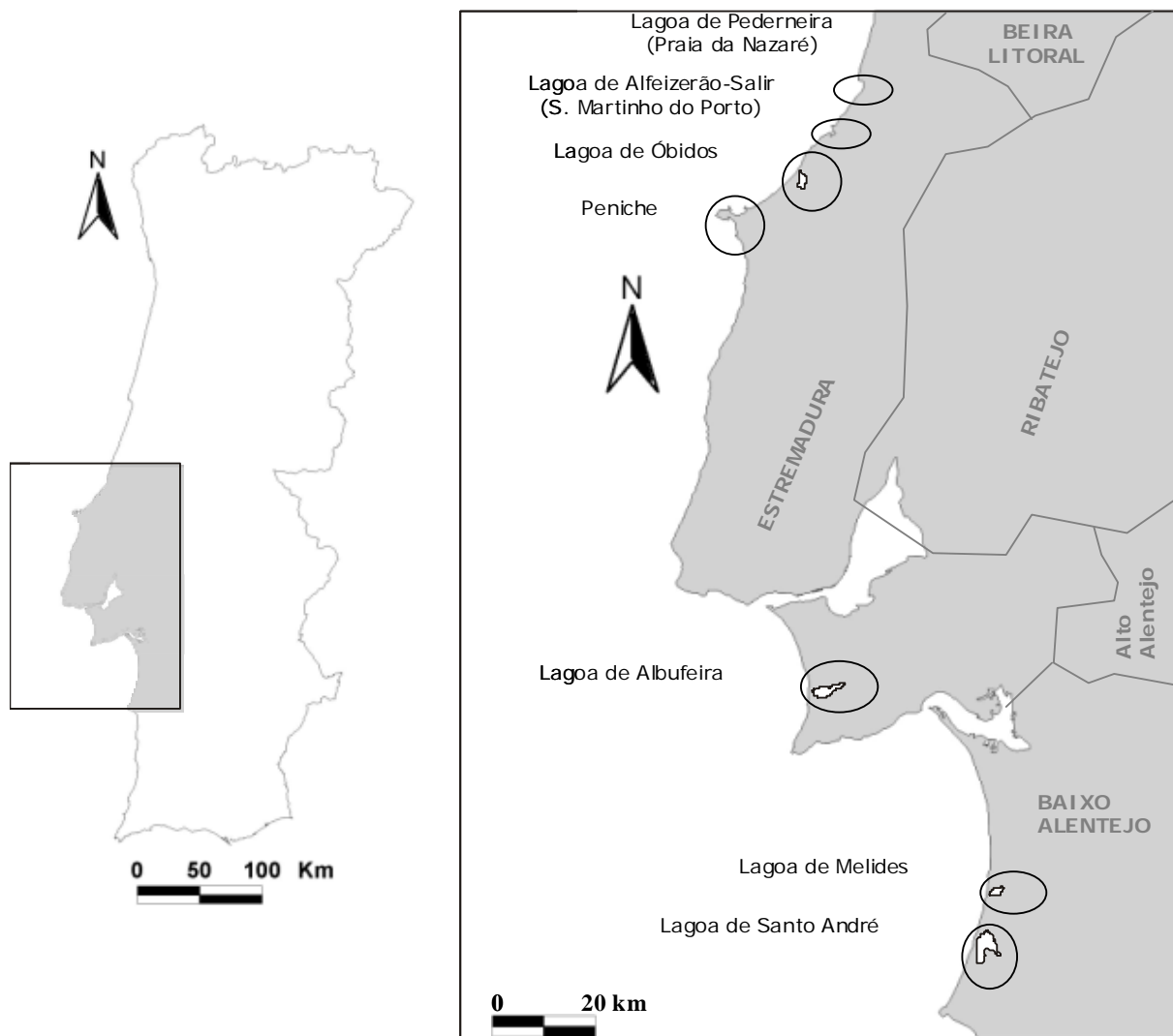


Fig. 1 – Localização dos sistemas litorais em estudo.

Fig. 1 – Location of the studied littoral systems.

	Área da bacia hidrográfica (km ²)	Área média da laguna (km ²)	Profundidade média (m)	Barra Natureza	Duração mais frequente da actividade
Lagoa da Pederneira (Nazaré)				Completamente colmatada	
Lagoa de Alfeizerão-Salir (S. Martinho do Porto)	-	0,8	2	Barra rochosa	permanente
Lagoa de Óbidos	440	6,0	2	Barra arenosa, fechada (aberta artificialmente)	meses
Lagoa de Albufeira	106	1,6	10	Barra arenosa, fechada (aberta artificialmente)	meses
Lagoa de Melides	65	0,4	2	Barra arenosa, fechada (aberta rtificialmente)	< 1 semana
Lagoa de Santo André	145	2,5	2	Barra arenosa, fechada (aberta artificialmente)	< 1 mês

Quadro 1 – Principais características fisiográficas das lagoas em estudo.

Table 1 – Main physiographic characteristics of the studied lagoonal systems.

2. METODOLOGIA

Os limites atingidos pelo nível do mar no máximo da transgressão flandriana foram definidos a partir da análise fisiográfica das planícies aluviais adjacentes aos sectores considerados e sondagens efectuadas nestas. A evolução posterior foi avaliada com base na localização de achados arqueológicos e na interpretação de documentos escritos e cartográficos e de sondagens efectuadas em alguns dos sistemas em estudo (Lagoas de Albufeira, Melides e Santo André).

A informação obtida a partir dos testemunhos cartográficos mais antigos foi, sempre que possível, cruzada com informação escrita e avaliada muito cautelosamente devido ao, por vezes, pouco rigoroso traçado da costa, com omissão ou exagero de pormenores importantes para a navegação e à pequena escala de representação. As sondagens foram executadas no interior do corpo lagunar de Santo André e nas planícies aluviais das três lagoas anteriormente referidas; as metodologias utilizadas na recolha dos testemunhos e no processamento laboratorial das amostras encontram-se descritas em Freitas (1995), Cruces (2001), Freitas & Andrade (*in press*), Freitas *et al.* (*in press a*), Freitas *et al.* (*in press b*).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na região da Estremadura a norte de Lisboa, o perímetro da inundação flandriana terá atingido no último máximo transgressivo uma localização aproximadamente coincidente com a dos depósitos aluviais que hoje definem superfície a 7-10m de altitude (Fig. 2) geralmente marcada na topografia por pequena rotura de declive (Fig. 3). A superfície imersa correspondia a uma vasta área que se estendia para o interior (já referida por Daveau, 1980), a qual, devido às suas potencialidades (produtividade biológica, via de comunicação) exercia forte atracção sobre as populações, cujos testemunhos remontam ao Neolítico. Os vestígios arqueológicos deste período, bem como da ocupação romana, são abundantes a norte de Lisboa e localizam-se na periferia do limite anteriormente referido, preferencialmente nos braços mais interiores (Henriques, 1996): Valado, Cós, Maiorga, Fervença, Cela e Famalicão, na enseada da Nazaré-Pederneira; junto ao castelo, na enseada de Alfeizerão; no

Outeiro da Assenta e Sto Antão do Tojal, próximo de Óbidos (Fig. 3); na gruta da Furninha, em Peniche.

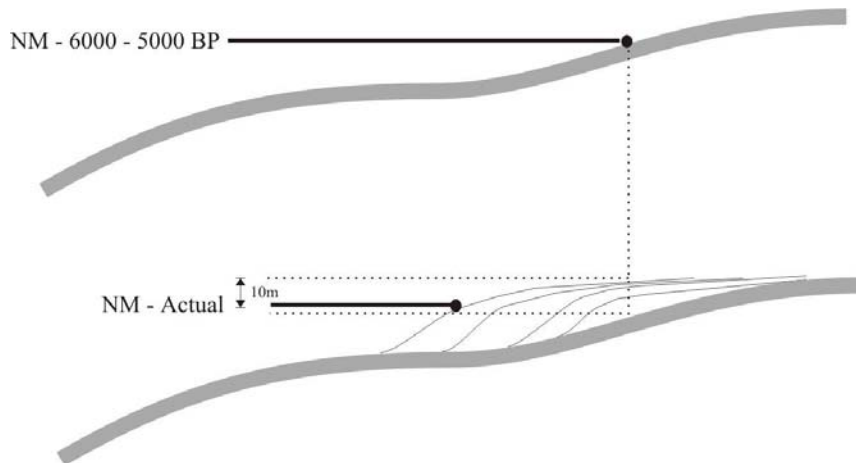


Fig. 2 – Esquema ilustrativo do alcance da inundação no máximo transgressivo.
Fig. 2 – Schematic diagram representing the maximum Flandrian flooding.

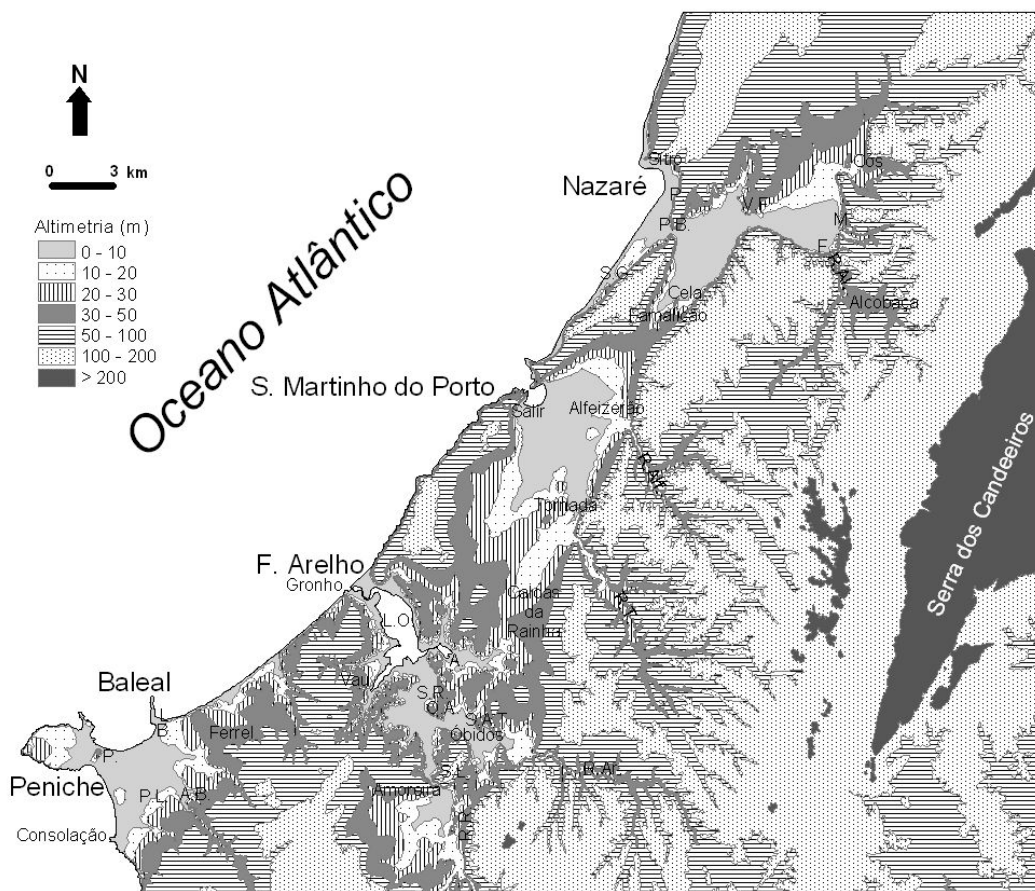


Fig. 3 – Hipsometria da área em estudo, entre Peniche e Nazaré.
Fig. 3 – Hipsometry of the studied area between Peniche and Nazaré.

As ocupa es do Neolítico e do Período Romano são praticamente coincidentes em termos de localiza o espacial (Fig. 4) e delimitam uma superfície (imersa) semelhante   anteriormente considerada no máximo da transgressão flandriana, indicando que neste troço litoral a superfície

inundada terá permanecido pouco alterada até cerca de 2000 BP, apesar do assoreamento decorrente da estabilização do nível do mar; as principais transformações morfológicas parecem ser posteriores, com grande responsabilidade para a actividade antrópica. A sul de Lisboa, os vestígios arqueológicos são raros nas zonas lagunares em estudo, podendo este facto relacionar-se, no caso da Lagoa de Albufeira, com a diminuta ocupação devido à proximidade de dois grandes estuários (Tejo e Sado), esses sim, intensamente povoados (Silva & Soares, 1998).

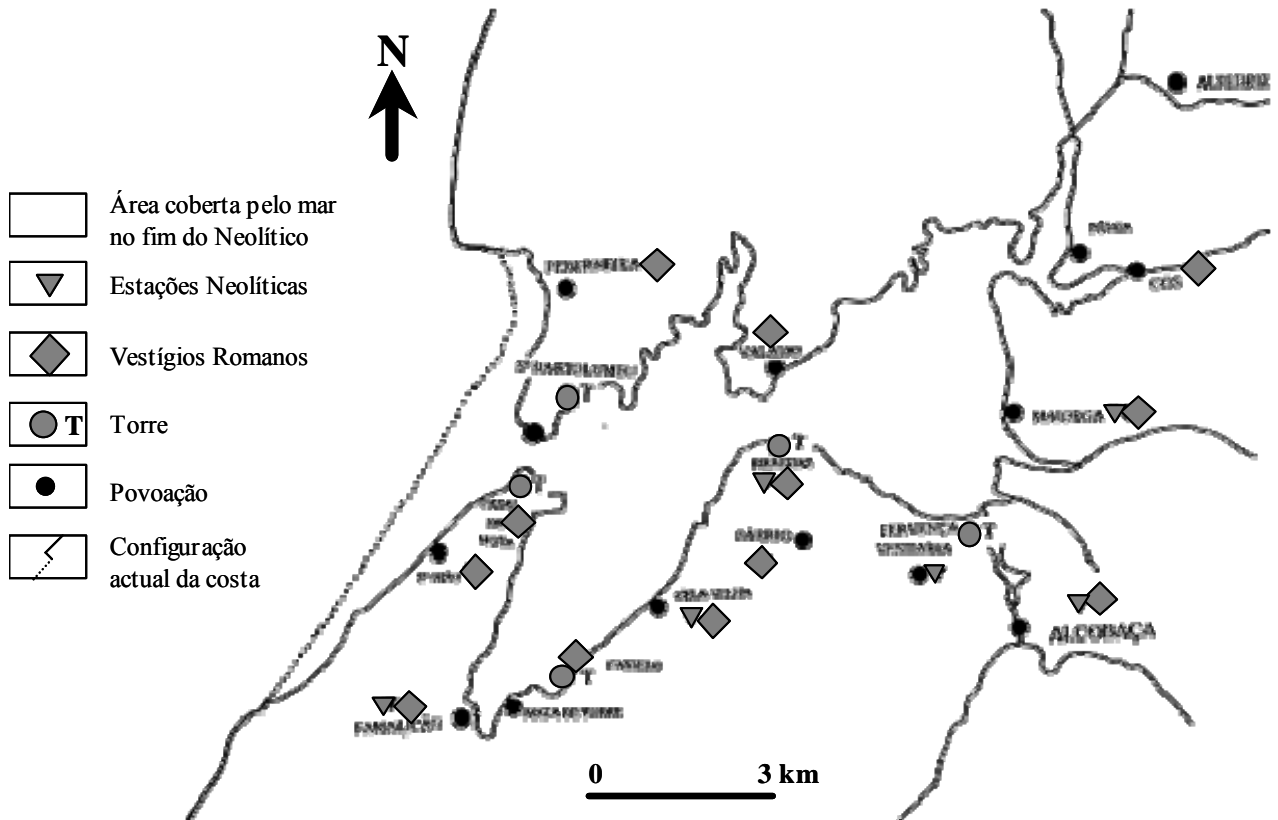


Fig. 4 – Configuração da Lagoa da Pederneira no Neolítico (adaptado de Natividade, 1960).

Fig. 4 – Pederneira lagoon in Neolithic (adapted from Natividade, 1960).

As seqüências sedimentares obtidas na planície aluvial (Estacada –ES, Apostiça – APO e Amial - AM – Fig. 5) das principais linhas de água afluentes à laguna de Albufeira revelam, com base na análise sedimentológica (Freitas, 1995) e palinológica (Queiroz, & Mateus, 1994; Queiroz, 1985; Queiroz, 1989) um ambiente marcadamente fluvial (desde *circa* 7000 BP em APO e AM e 5100 BP em ES), o que sugere que no máximo da transgressão flandriana a área imersa não se teria estendido muito para o interior. Também a sondagem LP localizada nas proximidades do limite E actual da Lagoa Pequena (Fig. 5) indica, com base em análise sedimentológica e de diatomáceas (Bao *et al.*, 1999; Freitas *et al.*, *in press c*), um ambiente confinado de água doce desde 2500 BP. Resultados semelhantes foram obtidos na Lagoa de Melides, onde a seqüência sedimentar de Monte dos Cantos (MC) – Fig. 6 - forneceu indicação de um ambiente também fluvial nos últimos 5500 anos, com base em informação sedimentológica (Freitas *et al.*, *in press b*) e palinológica (Santos, 1999). Já em Santo André a inundaçãõ associada ao máximo transgressivo parece ter alcançado posições mais interiores. Embora a referência a um povoado neolítico de ar livre, situado na margem esquerda do vale principal afluente ao espaço lagunar, nas proximidades de Areal (Silva & Soares, 1981) não explicita actividades ou ligação com o mar, as sondagens (SA) efectuadas naquela planície aluvial (Fig. 6) evidenciam ambiente marinho entre *circa* 10000 e 5500 BP e lagunar até 1600 BP (Freitas *et al.*, *in press a*).

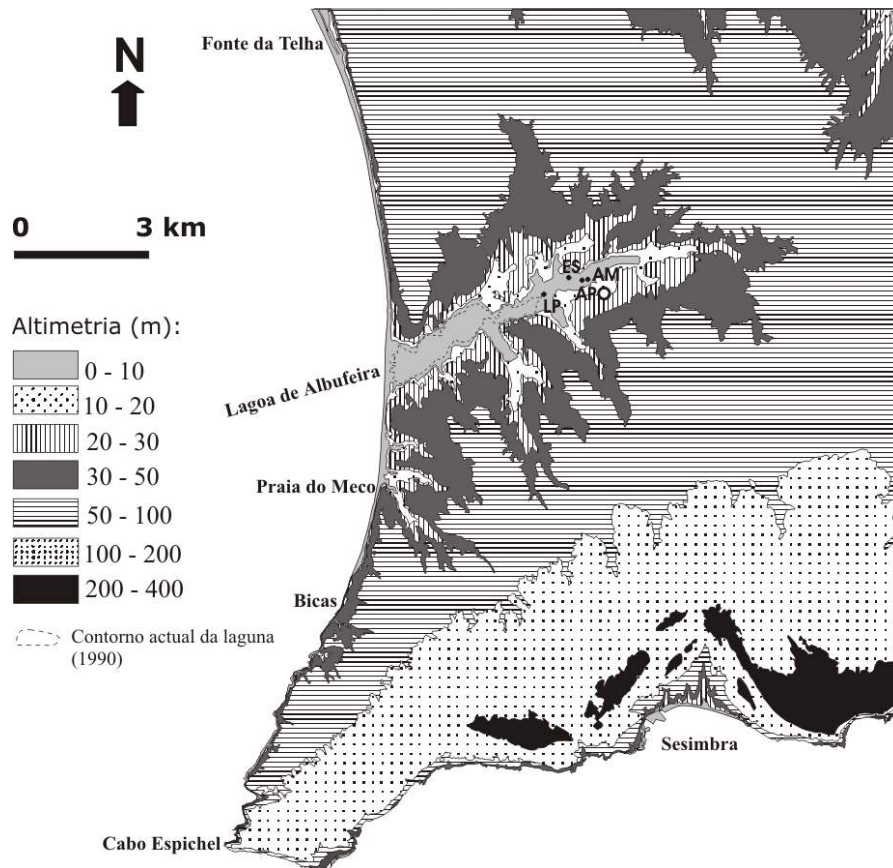


Fig. 5 – Hipsometria da região da Lagoa de Albufeira. ● Localização das sondagens.
 Fig. 5 – Hipsometry of the Albufeira lagoon region. ● Cores location.

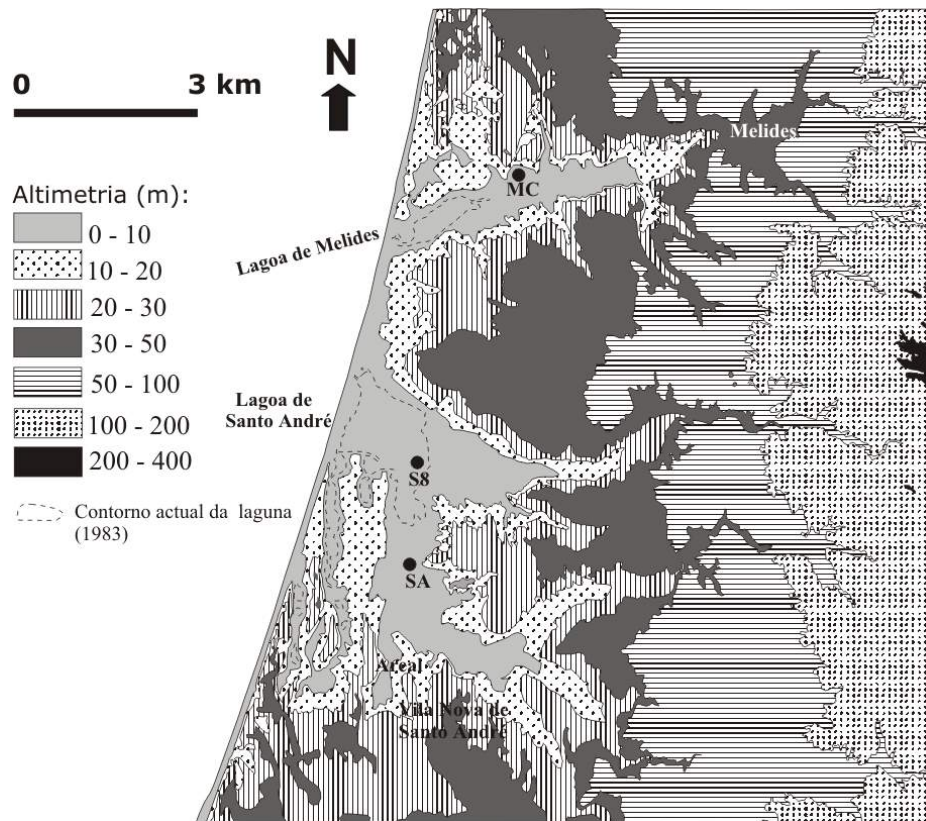


Fig. 6 – Hipsometria da região das Lagoas de Melides e Santo André. ● Localização das sondagens.
 Fig. 6 – Hipsometry of the Melides and Santo André lagoons region. ● Cores location.

Lagoa da Pederneira (Nazaré)

A ocupação visigótica (séc. VII) da região está documentada por várias torres que marginavam a laguna, localizadas estrategicamente para defesa e sinalização das áreas onde talvez funcionassem pequenos portos (Fig. 4). Os documentos do século XIII referem ainda o acesso por barco aos portos de Fervença e da Pederneira, que os monges de Alcobaça utilizavam para exportação de sal (Cocheril, 1978). No século XIV, a área entre Mata da Torre, Valado e S. Bartolomeu seria ainda coberta por água salgada, formando uma laguna já bem mais reduzida, em comunicação com o mar por uma barra (associada a uma barreira) situada no estrangulamento da Ponte das Barcas ou talvez mais a jusante, a norte do Cafurno (Fig. 7A). Apesar dos problemas de assoreamento desta barra se encontrarem bem documentados desde o séc. XIV (Barbosa, 1988), o porto da Pederneira tinha, nesta altura, grande desenvolvimento e importância económica, a qual se estendeu ao séc. XV. A partir desta data o seu declínio foi rápido, devido ao intenso assoreamento resultante da expansão da agricultura em toda a área dominada pelo Mosteiro de Alcobaça (Henriques, 1996): no séc. XVI e XVII (Fig. 7B) o porto da Pederneira só podia receber barcos pequenos (Brito, 1597, *in* Natividade 1960) e no séc. XVIII só permitia a navegação, com alguma dificuldade, durante os meses de Verão, dada a instabilidade do mar, o que sugere uma posição do porto já exterior à barreira. No séc. XIX, o abandono do Mosteiro de Alcobaça, a ausência de manutenção e de limpeza dos rios, valas de drenagem e da barra ajudaram ao progressivo assoreamento que conduziu à colmatação total desta baixa no séc. XX.

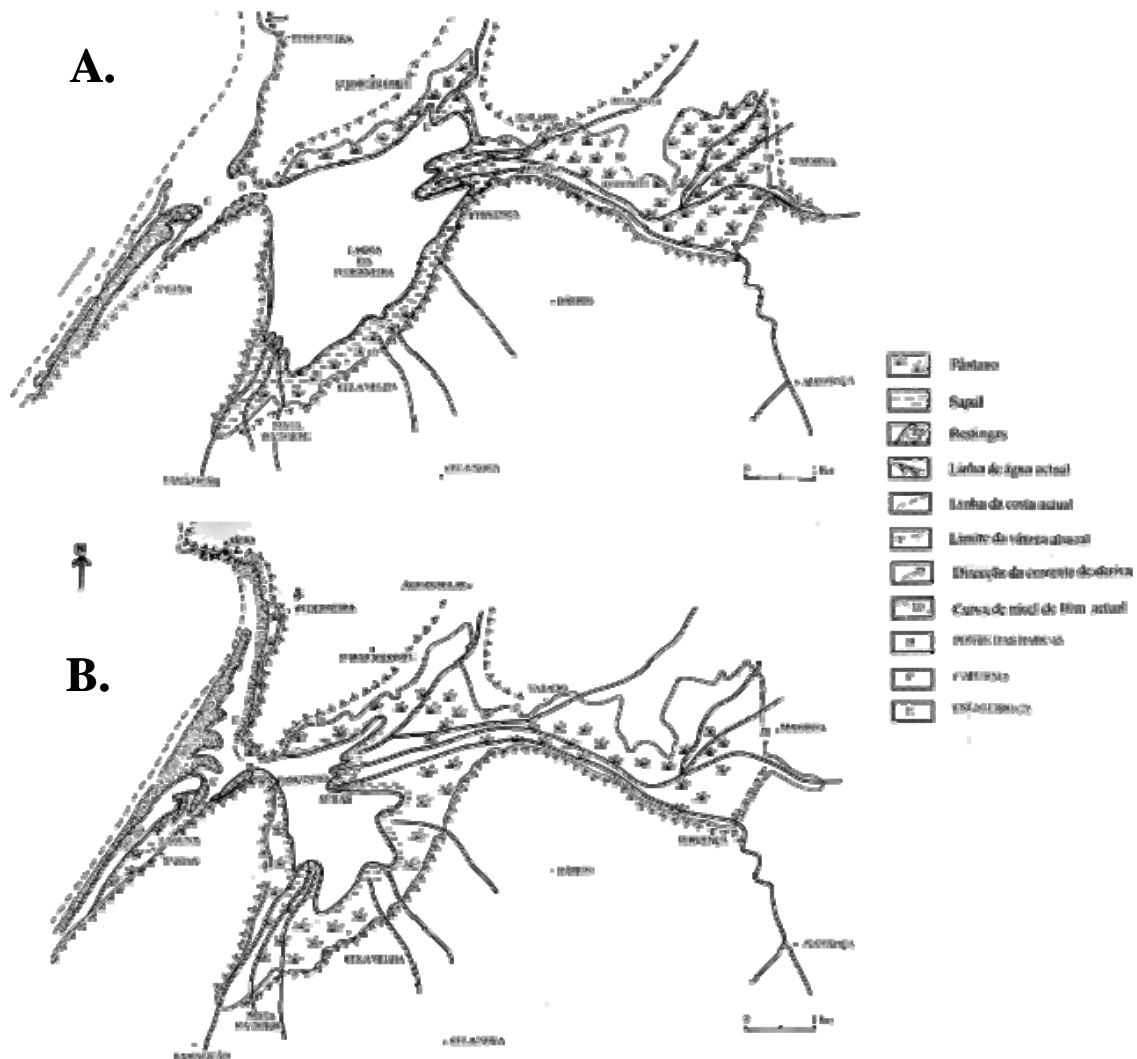


Fig. 7 – Configuração da Lagoa da Pederneira.

A - No séc. XIV; B – No séc. XVII (adaptado de Henriques, 1996).

Fig. 7– Pederneira lagoon.

A - In 14th century; B – In 17th century (adapted from Henriques, 1996).

Lagoa da Alfeizerão-Salir (S. Martinho do Porto)

À semelhança da Pederneira, também a baía de Alfeizerão era bordejada por um conjunto de edificações, em cujas torres eram colocados fachos acesos, para sinalizar e reconhecer do largo o seu porto. Abrigada dos ventos de quase todos o quadrantes e das ondas vindas do largo, reunia condições naturais para que funcionassem nela e quase em simultâneo, três importantes portos: Alfeizerão, Salir do Porto e, posteriormente, S. Martinho. É indicada a existência de salinas junto a Alfeizerão e nas proximidades dos locais que são hoje a Quinta do Mota, Mouraria, Casais dos Morgados, Casal das Marinhas e Salir (Fig. 8A) cuja localização permitiu esboçar a configuração provável da laguna de Alfeizerão no séc. XIII (Henriques, 1996). O porto de Alfeizerão ter-se-á colmatado e deixado de funcionar no séc. XIV, embora alguns autores refiram a sua capacidade para acolher navios de alto bordo no início do séc. XVI. Na primeira metade do séc. XVIII os barcos de maior calado já não podiam ir a Salir onde operava apenas um pequeno porto de pesca e de transbordo para S. Martinho, o qual funcionava nesta época como alternativa à Pederneira (Henriques, 1996). É provável que no séc. XVII a configuração da laguna fosse semelhante à apresentada na figura 8B. O assoreamento intenso conduziu a redução progressiva em área e em profundidade, obrigando a sucessivas intervenções neste espaço lagunar que, no entanto, não tiveram grande sucesso; depois de 1888 o porto reduziu grandemente o seu movimento e actualmente a barra é apenas atravessada por algumas embarcações de recreio (Henriques, 1996).

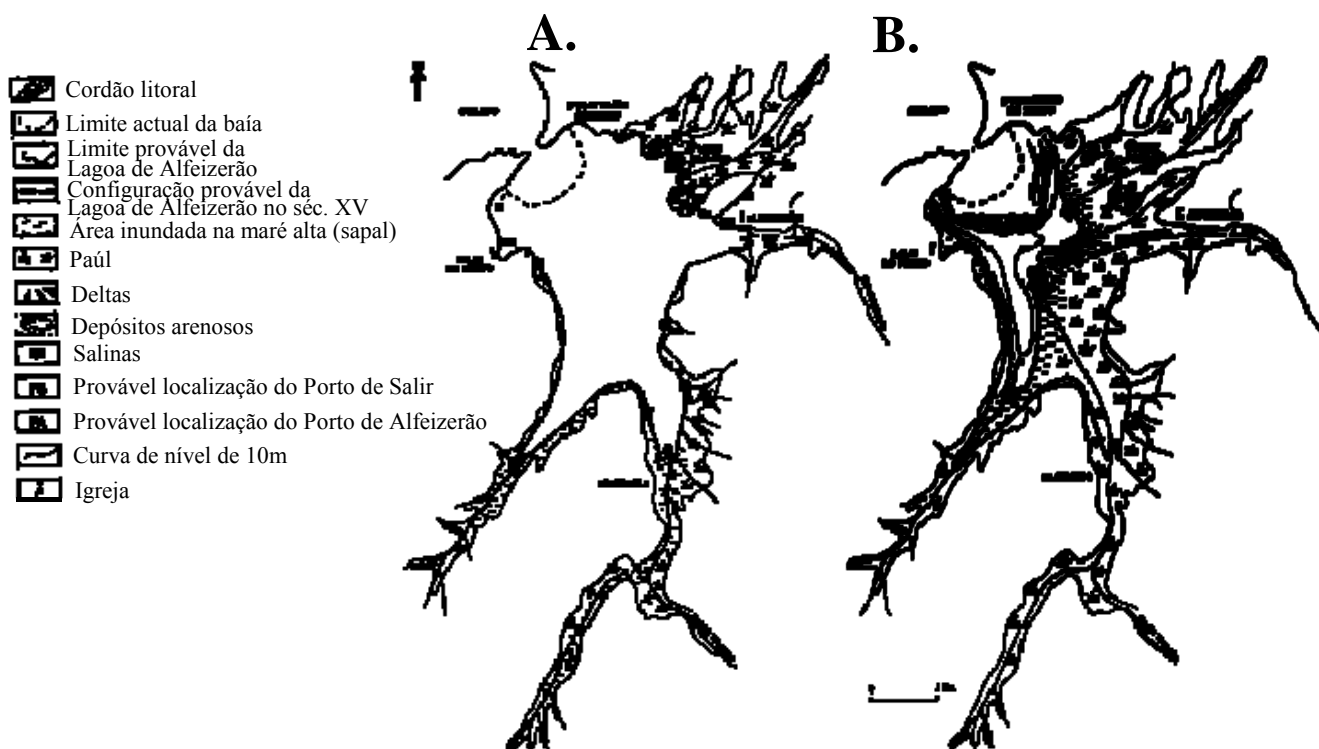


Fig. 8 – Configuração da Baía de S. Martinho do Porto.

A - No séc. XIII; B – Nos séc. XV e XVII (adaptado de Henriques, 1996).

Fig. 8– Pederneira lagoon.

A - In 13th century; B – In 15th and 17th centuries (adapted from Henriques, 1996).

Lagoa de Óbidos

Não foram encontradas informações históricas que atestem de forma coerente a utilização da laguna de Óbidos como porto de pesca ou de comércio. A razão desta ausência poderá ser o facto de efectivamente nunca ter desempenhado tais funções devido à intensa agitação marítima na costa adjacente, bem exposta a NW e sem condições naturais de abrigo, ou o facto de não ter pertencido ao domínio dos Coutos de Alcobaça e, conseqüentemente, ter sido menos documentado. Nos finais do

séc. XIV os limites da área submersa deveriam situar-se a ocidente do local onde estão actualmente as povoações de Vau e Arelho e em meados do séc. XVIII no paralelo da igreja do Arelho, 2,5km a SW do actual limite (Henriques, 1992, 1996) – Fig. 3. Neste intervalo de tempo ocorreram inúmeras obras de correcção fluvial, com o intuito de melhorar a drenagem (dificultada pelo assoreamento e pela existência frequente de níveis de água elevados na laguna) e possibilitar a utilização agrícola de terrenos marginais. A insalubridade dos numerosos pântanos e brejos é atestada pela dificuldade de fixação das populações, havendo alguns exemplos de migração de comunidades religiosas desta área para zonas mais interiores. Na segunda metade do séc. XIX o plano de água lagunar chegava a Santa Rufina. A comparação de mapas datados de 1867, 1947, 1970 e 1985 aponta para uma redução da superfície lagunar (principalmente até 1970), essencialmente associada às linhas de água principais, afluentes ao Braço da Barrosa e ao Braço do Bom Sucesso e na desembocadura do Rio Real. A comparação das batimetrias de 1917 e 1980, sugere predominio do assoreamento sobre a erosão, com resultante de cerca de 1,2 cm/ano em valor médio (Freitas, 1989).

Lagoa da Atouguia da Baleia - Tômbolo de Peniche

Neste troço litoral e no período histórico a linha de costa situar-se-ia nas imediações de Lagido, Cruz das Almas, Ferrel, Burnela, Atouguia, Porto dos Lobos, Alcoentras e Consolação (Fig. 3), formando um litoral recortado por várias reentrâncias correspondentes à desembocadura das linhas de água, onde se desenvolveram pequenos estuários (Henriques, 1996). A ocidente deste litoral destacavam-se as ilhas do Baleal e da Papoa e, um pouco mais afastada, a de Peniche. Atouguia da Baleia funcionou como porto até ao séc. XV, mas o seu declínio tinha-se já iniciado um século antes, com a formação da barreira arenosa que isolou completamente do oceano este espaço estuarino. A deficiente comunicação com o mar terá provocado o abandono das salinas da Atouguia, de onde se extraía sal pelo menos desde o séc. XIII. Embora a data de ligação de Peniche ao continente varie de autor para autor, aponta-se como mais provável o séc. XIV; o tômbolo foi formado à custa do crescimento e agradação de vários cordões arenosos, encimados por aparelhos dunares, os quais nos séc. XVIII e XIX eram (e esporadicamente ainda são) galgados em preia-mares de águas vivas coincidentes com épocas de temporal. Em meados do séc. XVII existiria ainda uma pequena lagoa nas proximidades de Pragueira (Fig. 3) que no séc. XVIII se encontrava reduzida a um paúl.

Lagoa de Albufeira

A posição geográfica da Lagoa de Albufeira, entre os estuários do Tejo e do Sado, retira-lhe importância como porto e os documentos escritos que a ela se referem são escassos. Até à primeira metade do séc. XIX os mapas a que tivemos acesso têm escalas muito pequenas, tornando praticamente impossível uma análise rigorosa da evolução deste espaço lagunar com base nestes elementos. A comparação da cartografia posterior (1845-1849, 1920, 1941, 1967-1973 e 1990) sugere que as maiores diferenças no contorno lagunar ocorrem, tal como em Óbidos, na foz das principais ribeiras, não tendo o perímetro da laguna sofrido grandes alterações nos últimos 150 anos. Da comparação da batimetria lagunar de 1849 e de 1990 podem inferir-se taxas de sedimentação inferiores ou da ordem de 1cm/ano (Freitas, 1995).

Lagoas de Melides e de Santo André

Durante o século XIV Melides é referido como porto pesqueiro, tendo perdido navegabilidade no séc. XVII (Cruces, 2001; Freitas *et al.*, *in press* b). Já Santo André parece nunca ter desempenhado este papel, provavelmente devido a um maior e mais constante constrangimento da barra. A representação cartográfica destas duas lagoas até ao séc. XVIII é de pequena escala, não permitindo uma análise morfológica pormenorizada; mesmo os mapas posteriores (1877, 1944, 1988 e 2000) que representam sempre situações de barra fechada, mostram características muito diferenciadas no que respeita à cota do plano de água lagunar (facilmente reconhecidas através da fotografia aérea coeva), dependente do volume de água acumulado. Em consequência, as modificações da morfologia lagunar são completamente mascaradas e as conclusões passíveis de ser retiradas falseadas (Cruces, 2001).

Sondagens curtas (S8) - Fig. 6 - efectuadas nos sedimentos de fundo da Lagoa de Santo André, sugerem, com base na determinação da contaminação antrópica que se assume datar da década de 60, uma taxa de sedimentação de cerca de 0,5 cm/ano.

4. CONCLUSÕES

A análise fisiográfica, sedimentológica e paleoecológica das planícies aluviais adjacentes a alguns sistemas estuarinos e lagunares da Estremadura e Alentejo, permitem concluir que o perímetro da inundação flandriana terá atingido no último máximo transgressivo uma localização aproximadamente coincidente com a dos depósitos aluviais que hoje definem superfície a 7-10m de altitude. Nesta altura, a linha de costa seria muito mais recortada e penetrativa, com ambientes de ria, vales inundados e baías costeiras que, devido à estabilização do nível do mar, se transformaram em lagunas ou estuários confinados pelo crescimento de barreiras arenosas na embocadura. Apesar do assoreamento subsequente, a área imersa ter-se-á mantido pouco alterada até ao Período Romano (2000 BP) e as principais alterações morfológicas, sempre associadas a perda de profundidade e de superfície molhada, parecem ser posteriores, com grande responsabilidade para a actividade antrópica (e.g. expansão da agricultura e arroteamento de novas terras). Efectivamente, os vales afluentes e os sectores mais abrigados do lado de terra transformaram-se em sapais e paúis em agradação vertical rápida à custa da diminuição do espaço lagunar, embora com ritmos e expressão espacial diferenciados de local para local. Os sistemas lagunares foram cedendo espaço a planícies aluviais progradantes e reduziram profundidade; alguns antigos espaços lagunares estão hoje completamente colmatados (Lagoa da Pederneira) e outros têm esperança de vida bastante reduzida.

Agradecimentos

Este trabalho é uma contribuição dos projectos PRAXIS/PCNA/P/CTE/12/96 e PDCTM/MAR/15231/1999.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bao, R., Freitas, M. C. & Andrade, C. (1999) - Separating eustatic from local environmental effects: a late holocene record of coastal change in Albufeira lagoon, Portugal. *The Holocene* 9, 3, 341-352.
- Barbosa, P.F.G. (1988) – *Povoamento e Estrutura Agrícola na Estremadura Central (séc. XII a 1325)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 2 volumes, 816 pp.
- Bell, M. & Walker, M.J. (1992) – *Late Quaternary Environmental Changes. Physical & Human Perspectives*. Longman Scientific & Technical, 273 pp.
- Cocheril, M. (1978) – *Routier des Abbayes Cisterciennes du Portugal*. Paris, 487 pp.
- Cruces, A. G. (2001) – *Estudo a micro e meso-escala temporal de sistemas lagunares do SW Alentejano (Portugal): as lagunas de Melides e Santo André*. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, 218 pp.
- Daveau, S. (1980) – Espaço e tempo. Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos. *Clio* – Revista do Centro de História da Universidade de Lisboa, Vol. 2, pp. 13-37.
- Freitas, M.C. (1989) – Evolução da Lagoa de Óbidos nos Tempos históricos. *Geolis*, vol. III, Fasc. 1 e 2, pp. 105-117.
- Freitas, M.C. (1995) – *A Laguna de Albufeira (Península de Setúbal). Sedimentologia, morfologia e morfodinâmica*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 337 pp.
- Freitas, M.C. & Andrade, C. (in press) – Reconstructing the Late Holocene evolution of the Melides' barrier-lagoon system, SW Portugal. *Journal of Coastal Research*.
- Freitas M.C., Andrade, C., Rocha, F., Tassinari, C., Munhá, J.M., Cruces, A., Vidinha, J. & Silva, C.M. (in press a) – Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons: 1. the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area (SW Portugal) *The Holocene*.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Cruces, A., Amorim, A., Cearreta, A. & Ramalho, M.J. (in press b) – Coastal Environmental Changes at Different Time-scales: the Case of the Melides Barrier-Lagoon System (SW Portugal). Eurocoast, Littoral 2002.
- Freitas M.C.; Andrade, C. & Cruces, A. (2002) – The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International*, vol. 93-94 (C), pp. 161-170.
- Henriques, M. V. (1992) - Morphological Evolution of the Óbidos Lagoon. *Journal of Coastal Research*, 8 (3), pp.677-687.

- Henriques, M. V. (1996) – *A faixa Litoral entre a Nazaré e Peniche. Unidades Geomorfológicas e Dinâmica Actual dos Sistemas Litorais*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 575 pp.
- Natividade, M.V. (1960) – *Mosteiro e Coutos de Alcobaça, algumas notas pra o estudo da sua agricultura, população e vida rural*. Relatório Inédito, Engenharia Agrícola, ISA, 196 pp.
- Queiroz, P. & Mateus, J. (1994) – Preliminary palynological investigation on the Holocene deposits of Lagoa de Albufeira and Lagoa de Melides, Alentejo (Portugal). *Revista de Biologia*, 15, pp. 15-27.
- Queiroz, P. (1985) – Dados para a história da vegetação holocénica da região da Lagoa de Albufeira – sumário das conclusões do estudo paleoecológico da Estacada. *Actas I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol. II, pp. 251-259.
- Queiroz, P. (1989) – A preliminary palaeoecological study at Estacada (Lagoa de Albufeira). *Revista de Biologia*, 14, pp. 3-16.
- Santos, M.A. (1999) – *A Laguna de Melides. Contribuição para o estudo da sua evolução durante o Holocénico*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa, 72 pp.
- Silva, C.T. & Soares, J. (1981) – *Pré-História da Área de Sines*. Gabinete da Área de Sines, 231 pp.
- Silva, C.T. & Soares, J. (1998) – Os Recursos Marinhos nas estratégias de subsistência da Pré-História do Sul de Portugal. *Al-madan*, IIª série, nº 7, pp. 71-82.

Desenvolvimento de um modelo para avaliação da capacidade erosiva da ondulação em litorais rochosos

M. Neves*, A. Ramos Pereira**, J. Trindade***

Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa

M. M. Laranjeira****

Secção de Geografia, Universidade do Minho

Resumo: A erosão no sopé das arribas é, em grande medida, condicionada por duas forças que se opõem: a força de resistência mecânica das rochas que as compõem e a força erosiva das ondas que as atingem. Com o objectivo de estimar essas duas forças foi desenvolvido um modelo que combina diversas fórmulas criadas e testadas por outros autores. Foi seleccionado um sector de arriba localizado na faixa litoral a oeste de Cascais com características geomorfológicas particulares para exemplificar e testar a aplicação do modelo. *Palavras-chave:* Litoral rochoso, modelo de erosão, força de resistência das rochas, força erosiva das ondas, Estremadura portuguesa.

Abstract: *Development of a model to evaluate wave erosion in rock coasts.* Erosion at the cliffs base is controlled mainly by two opposite forces: the assailing force of waves that reach the cliff base and the local rock strength. The evaluation of those two forces is essential to understand the present morphology and dynamic of each rock coast sector in order to forecast its evolution. A methodology that enables the calculation of those two forces is proposed. To estimate the wave force at the cliff base we combine formulas developed or stated by several authors. Knowing wavelength, wave height, wave period, slope of the internal continental shelf and the water depth at the cliff base the model give us water depth at the breaking point, the type of wave at the cliff base and above all, the pressure (along with its spatial distribution) applied there by the waves. In the proposed model, the mechanical strength of the cliff base intact rocks is evaluated using its most representative parameter, the uniaxial (or unconfined) compressive strength. Among the factors that can reduce this strength, the existence of discontinuities is generally recognized as being the most important. To calculate the rock mass strength including the influence of discontinuities, the model use the Rock Mass index (RMi) developed by Palmström (1996, a, b). The RMi combines the uniaxial compressive strength of intact rock with the analysis of the joints roughness, alteration, size, termination and density. The model was applied to a rock coast sector located near Cascais (Lisbon). The studied area is exposed to SW and the cliff is cut in cretaceous rocks. Wave data comes from the nearest wave gauge offshore Sines. The results of the model allow us to conclude that deep-water waves with heights above 4,3m had enough erosive force to shape the present local morphology exploring the weakness of a clay marl outcrop. However, the gradual cliff top retreat with the resulting formation of a sub-structural shore platform, enable other processes, mainly sub-aerial, to increase their importance. A storm situation that took place in December 2000 was followed in detail and gave essential elements to complete the results obtained by the model. Therefore, it is concluded that nowadays, the clay marl outcrop suffers a combination of permanent erosion due to subsurface drainage in a high frequency but low magnitude process with a discontinuous attack by the storm waves in a low frequency but high magnitude process. *Keywords:* Rock coast, erosion model, rock strength, wave assailing force, Portuguese Estremadura.

1. OBJECTIVOS

Os factores que condicionam a evolução dos litorais rochosos são múltiplos, com peso variável de local para local e, de uma forma qualitativa, já foram identificados por vários autores encontrando-se expressos em Neves (1995). No entanto, investigadores desta área científica, entre os quais Sunamura (1992), Marques (1997) e Tsujimoto (1987), concordam em que a dinâmica da faixa que corresponde ao sopé das arribas (sector atingido pela ondulação) é, em primeiro lugar, condicionada por duas

* Centro de Estudos Geográficos – Linha de Investigação DILIF (Dinâmica Litoral e Fluvial) – Fac. Letras. Alameda da Universidade. 1600-214 Lisboa. PORTUGAL. E-mail: mario.neves@ceg.ul.pt

** E-mail: anarp@mail.doc.fl.ul.pt

*** E-mail: jorgetrd@univ-ab.pt

**** E-mail: manela_laranjeira@yahoo.com

forças que se opõem: a força erosiva das ondas (F_w) e a força de resistência mecânica das rochas, mais ou menos modificada pelos diversos padrões de descontinuidades (F_r). Sempre que a “força assaltante” (como a designa Sunamura, 1992, p.85) das ondas excede a resistência do material em que estão talhados os litorais rochosos, ocorre erosão.

Deste modo, a determinação destas duas forças é essencial, não somente para compreender a morfologia e a dinâmica actual de cada sector de litoral rochoso, como também para prever a sua evolução.

Neste estudo, propõe-se a utilização de uma metodologia que permita construir um modelo para estimar estas duas forças.

2. CÁLCULO DA FORÇA DE RESISTÊNCIA MECÂNICA DAS ROCHAS (FR)

As rochas apresentam um conjunto de propriedades físicas – em grande medida derivadas da textura - que determinam a sua capacidade de suportarem o ataque erosivo da ondulação. Esta resistência mecânica das rochas engloba a resistência à compressão uniaxial, à tracção, ao corte e ao impacto. Vários estudos efectuados em laboratório, referidos por Tsujimoto (1987) e por Sunamura (1992), concluem que a resistência à compressão uniaxial apresenta uma correlação positiva elevada com as outras medidas de resistência, razão pela qual se poderá considerá-la como indicador da resistência mecânica das rochas intactas.

Os valores de resistência à compressão uniaxial das rochas existentes num determinado troço de litoral podem ser obtidas sem recurso a exames laboratoriais de amostras, recorrendo a um instrumento leve e portátil, que permite efectuar testes não destrutivos “in situ” – o Martelo de Schmidt. Apesar das limitações conhecidas deste equipamento, é possível obter bons resultados se se seguirem todos os procedimentos indicados por Day e Goudie (1977), Selby (1980) e Sunamura (1992) e se se cruzar a informação assim obtida com o peso específico aparente seco de amostras de cada uma das unidades litológicas estudadas.

A resistência mecânica das rochas intactas que compõem o sopé da arriba pode ser modificada devido à influência de outros factores sintetizados na figura 1, como a estrutura (os planos de estratificação e, em particular, as diaclases, fracturas e falhas), a actividade biológica (exercendo uma acção de destruição, de protecção ou até de construção), a meteorização (de que se salientam a haloclastia, a hidratação/dessecação, a dissolução ou a carbonatação) e, finalmente, a fadiga que se acentua pela acção acumulativa das sucessivas investidas da ondulação. O peso relativo destes factores na diminuição da resistência global da rocha é variável tanto espacial como temporalmente. No modelo desenvolvido, e de acordo com Tsujimoto (1987), Davies *et al* (1991) e Sunamura (1992), entre outros, considera-se que a estrutura terá o papel principal nesta diminuição.

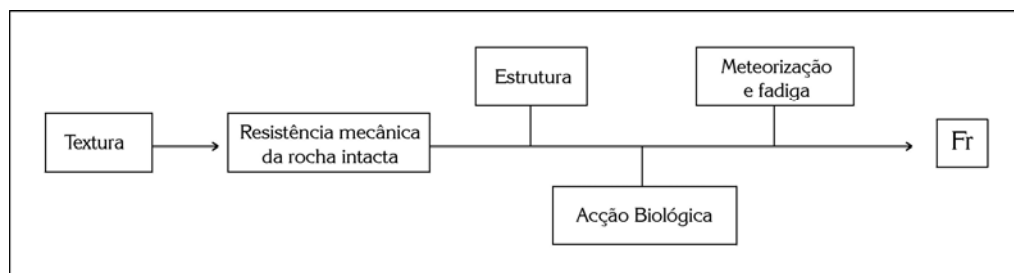


Fig. 1 – Factores que condicionam a força de resistência das rochas no sopé da arriba (Fr).

Fig. 1 – Factors controlling the resisting force of cliff base material (Fr).

De entre os vários métodos propostos para calcular a redução da resistência à compressão da rocha devida à existência de descontinuidades (Tsujimoto, 1987, Barton, 1990, Palmstrøm, 1996, a, b, Hoek e Brown, 1997), optou-se, a exemplo de Budetta *et al* (2000), pela utilização do Índice de Massa Rochosa (RMI) de Palmstrøm (1996, a, b) apoiado nas indicações expressas pela International Society for Rock Mechanics-ISRM (1978), como a metodologia que melhor traduzia aquela realidade. Com

efeito, o RMI conjuga os valores de resistência à compressão da rocha intacta com um Índice geral das descontinuidades (J_p). Este Índice engloba não só as principais propriedades de cada descontinuidade – extensão, persistência, rugosidade e ainda o grau de alteração das paredes que a limitam – como o seu arranjo estrutural condicionado pela densidade das descontinuidades (Fig. 2).

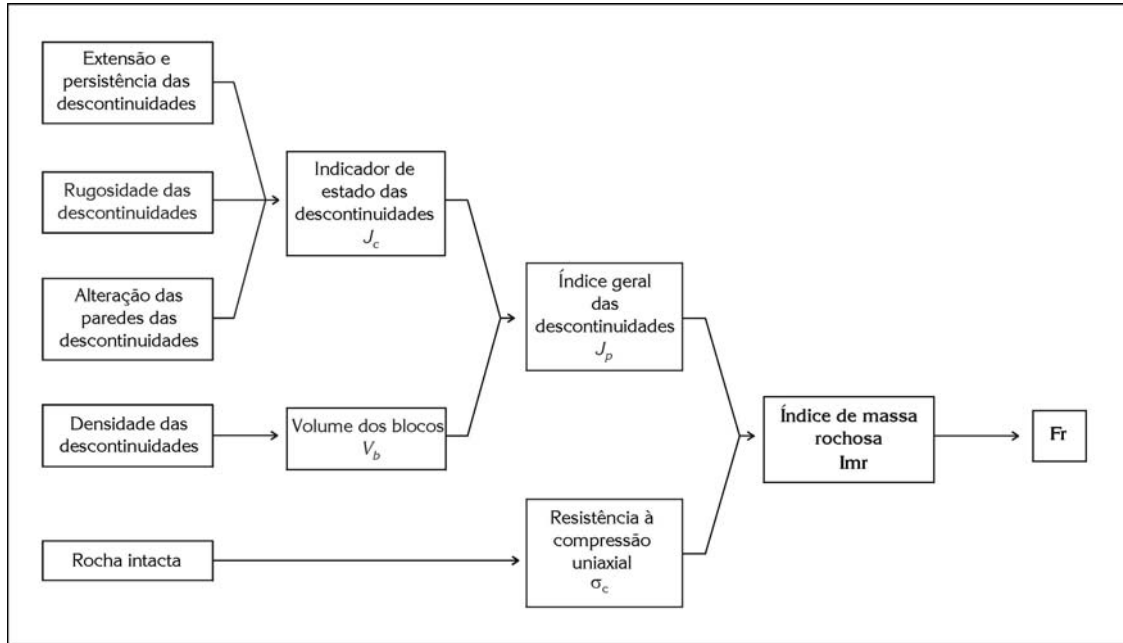


Fig. 2 – Variáveis utilizadas para a determinação do Índice de massa rochosa (RMI)

Fig. 2 – Parameters applied in the Rock Mass index (RMI)

Toda a formulação matemática necessária à obtenção do Índice geral das descontinuidades (J_p) foi obtida com base em testes de laboratório posteriormente calibrados por estudos de análise inversa (back analysis) efectuados no campo.

O levantamento das principais características geométricas e mecânicas das descontinuidades indicadas no modelo – extensão, rugosidade e alteração - segue os procedimentos aconselhados pelo ISRM (1978) com as alterações introduzidas por Palmstrøm (1996, a). O Indicador de estado das descontinuidades (J_c), é obtido pela fórmula:

$$J_c = J_l \left(\frac{J_r}{J_a} \right) \quad (1)$$

J_l – extensão e persistência da descontinuidade

J_r – rugosidade da descontinuidade

J_a – alteração da descontinuidade

Os valores de J_c variam normalmente entre 1 e 2.

O volume dos blocos individualizados pelas famílias de descontinuidades (V_b) é o factor mais importante no cálculo do Imr . Por isso, a sua determinação implica um elevado grau de precisão que nos permita confiar nos resultados deste índice. Este valor é obtido pela seguinte fórmula:

$$V_b = \frac{\beta J_v^{-3}}{\text{sen}\gamma_1 \text{sen}\gamma_2 \text{sen}\gamma_3} \quad (2)$$

V_b – Volume dos blocos (m^3)

β - parâmetro de forma dos blocos

J_v – nº de descontinuidades por m^3

$\gamma_1 \gamma_2 \gamma_3$ – ângulos entre os três principais conjuntos de descontinuidades

O parâmetro de forma dos blocos (β) depende fundamentalmente das diferenças entre os espaçamentos das descontinuidades.

$$\beta = (\alpha_2 + \alpha_2 * \alpha_3 + \alpha_3)^3 / (\alpha_2 * \alpha_3)^3 \quad (3)$$

Nesta fórmula, $\alpha_2 = S_2/S_1$ e $\alpha_3 = S_3/S_1$ correspondem à razão entre o comprimento dos dois lados maiores dos blocos (S_2 e S_3) e o comprimento do lado menor (S_1). Porque o espaçamento entre as descontinuidades varia significativamente, a diferença entre os blocos mais pequenos e os maiores pode ser considerável. Por este facto, Palmstrøm (1996, a) sugere que se atribua um intervalo em vez de um valor único ao volume do conjunto dos blocos de uma massa rochosa.

A fórmula para calcular o Índice geral das descontinuidades é a seguinte:

$$J_p = 0.2 (J_c)^{1/2} V_b^D \quad (4)$$

J_c - Indicador de estado das descontinuidades

V_b - volume dos blocos (m^3)

$D = 0.37 J_c^{-0.2}$

Esta fórmula é exponencial porque, segundo Palmstrøm (1996 a, p.176), também o espaçamento das descontinuidades apresenta uma distribuição estatística exponencial.

O Índice J_p varia entre valores pouco acima de zero para rochas muito fracturadas e 1 para rochas intactas.

Obtém-se finalmente o Índice de Massa Rochosa (RMi), expresso em ton/m^2 , que vai representar a força de resistência mecânica da massa rochosa (Fr):

$$RMi = \sigma_c J_p \quad (5)$$

σ_c - resistência à compressão da rocha intacta

J_p - Índice geral das descontinuidades

3. CÁLCULO DA FORÇA EROSIVA DAS ONDAS (FW)

A modelação do comportamento da ondulação na sua aproximação ao litoral é difícil de determinar dadas as condições hidrodinâmicas particulares deste sector, razão porque continua a ser fonte de inúmeros estudos – recenseados recentemente por Longo *et al.* (2002) - que têm contribuído para mostrar a complexidade do tema.

No entanto, é possível sistematizar os principais factores que condicionam as características das ondas que chegam ao litoral (Fig. 3) e, reconhecendo sempre as limitações do modelo, determinar aproximadamente a força erosiva destas ondas.

As ondas no sopé da arriba são condicionadas pelas ondas ao largo, pela altura da coluna de água e pelas características da plataforma continental interna (fundamentalmente declive e rugosidade). As ondas que atingem o sopé da arriba vão aí exercer uma acção hidráulica, a que se juntará uma acção mecânica se houver sedimentos disponíveis para o efeito junto ao litoral.

O modelo desenvolvido determina primeiramente o tipo de onda (não rebentada, em rebentação ou rebentada) que, em cada circunstância, atinge a arriba, comparando a profundidade a que ocorre a rebentação com a altura da coluna de água no sopé da arriba. Para o efeito utiliza-se a fórmula desenvolvida experimentalmente por Tsujimoto (1987):

$$h_b = C_m H_o \left(\frac{H_o}{L_o} \right)^{-0.25} \quad (6)$$

h_b - altura da coluna de água no ponto de rebentação

C_m - constante dependendo do declive da plataforma continental interna d (em $^\circ$);

$C_m = 0.034 / (0.038 + \tan d)$

H_o - altura da onda não refractada

L_o - comprimento da onda não refractada

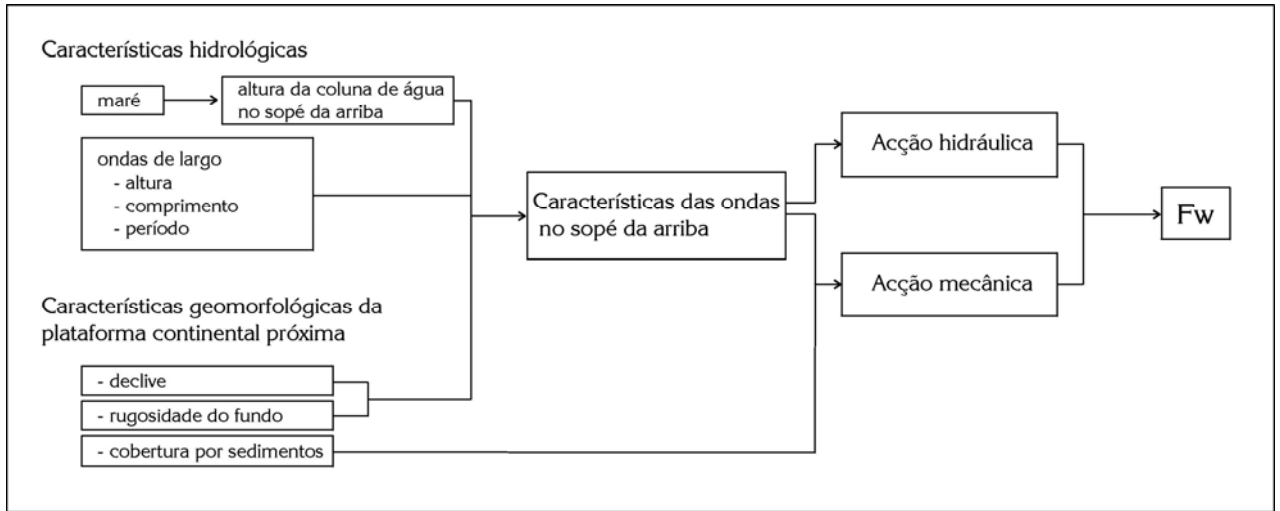


Fig. 3 – Factores que condicionam a força erosiva das ondas no sopé da arriba (Fw).
 Fig. 3 – Factors controlling the assailing force of waves at the cliff base (Fw).

Cada tipo de onda aplica diferentes níveis de pressão sobre a arriba, sendo as ondas em rebentação as que exercem a pressão mais intensa. Todas as fórmulas a seguir referidas apresentam valores de pressão expressos em ton/m². Segundo Tsujimoto (1987), a pressão exercida pelas ondas não rebentadas sobre a arriba é máxima no nível das águas do mar e decresce progressivamente até uma altura equivalente à altura da onda, onde é nula:

$$p_{max} = \left\{ \frac{\rho g H_o}{\cosh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} + \rho g h \right\} \left(\frac{H_o + h_o}{h + H_o + h_o} \right) \quad (7)$$

ρg – peso específico da água salgada
 H_o – altura da onda de largo
 h – altura da coluna de água no sopé da arriba
 L – comprimento de onda no sopé da arriba¹
 $h_o = (\pi H^2 / L) \coth(2\pi h / L)$

No caso de ondas em rebentação sobre a arriba, como o demonstram os dados obtidos através da instalação de sensores na arriba levados a cabo por Blackmore e Hewson (1984), os valores mais elevados de pressão exercem-se de uma forma aproximadamente uniforme numa faixa à volta do nível das águas do mar. Estes autores sugerem que a pressão máxima ocorrerá entre $(h - H/2)$ e $(h + H/2)$ e, segundo Sunamura (1992), pode ser determinada pela seguinte expressão:

$$p_{max} = 35 \rho g (H_o)_b \quad (8)$$

$(H_o)_b$ – altura das ondas de largo que quebram na arriba

Finalmente, para as situações em que a arriba é atingida por ondas já rebentadas, utilizou-se formulação estabelecida pelo Coastal Engineering Research Center (1984) e testada tanto por Tsujimoto (1987), como por Sunamura (1992). Com base neste modelo, a pressão distribui-se uniformemente desde o nível das águas do mar até uma altura H_c , sendo que:

$$H_c = 0.78 H_b \quad (9)$$

H_b - altura das ondas de rebentação

¹ A obtenção do comprimento de onda em águas intermédias ou pouco profundas segue formulação clássica que pode ser encontrada em Sunamura (1992, p. 12)

em que a pressão, neste caso, é igual a:

$$p = 0.5 \rho g h_b$$

(10)

h_b – altura da coluna de água no ponto de rebentação

Convém chamar a atenção que boa parte das fórmulas apresentadas foram desenvolvidas em tanque de ensaio e, embora sendo posteriormente calibradas por testes de campo, a dificuldade de execução destes testes não permite considerar definitivas as formulações obtidas.

Será ainda de referir que os valores encontrados poderão nalguns casos ser subestimados ao não considerar o aumento de pressão sobre a rocha originado por abrasão, sempre que a onda arremessa sedimentos contra a arriba.

4. EXEMPLO DE APLICAÇÃO DO MODELO

O modelo agora desenvolvido foi testado num local escolhido por permitir discorrer sobre a vantagem e limitações da aplicação de modelos, bem como sobre a necessidade de os complementar com uma análise geomorfológica de campo.

O local em estudo - a Ponta da Mexilhoeira - situa-se a oeste de Cascais (Fig. 4). É um sector de litoral rochoso exposto a SW, localmente talhado em bancadas de material sedimentar do Cretácico inclinadas para leste cerca de 2°, compostas por calcários na base (A) - espessura de 9 a 10m, margas muito argilosas (B) - 1 a 2 m, alternância de calcários (C1) e margas calcárias (C2) em bancadas de 0,5 a 1,0 metros - espessura total de cerca de 10 metros – e, finalmente, no topo espessas bancadas de calcário recifal muito compacto (D) - aqui com 10 m de espessura pois encontram-se truncadas por erosão marinha no topo que pertence à plataforma litoral de Cascais.

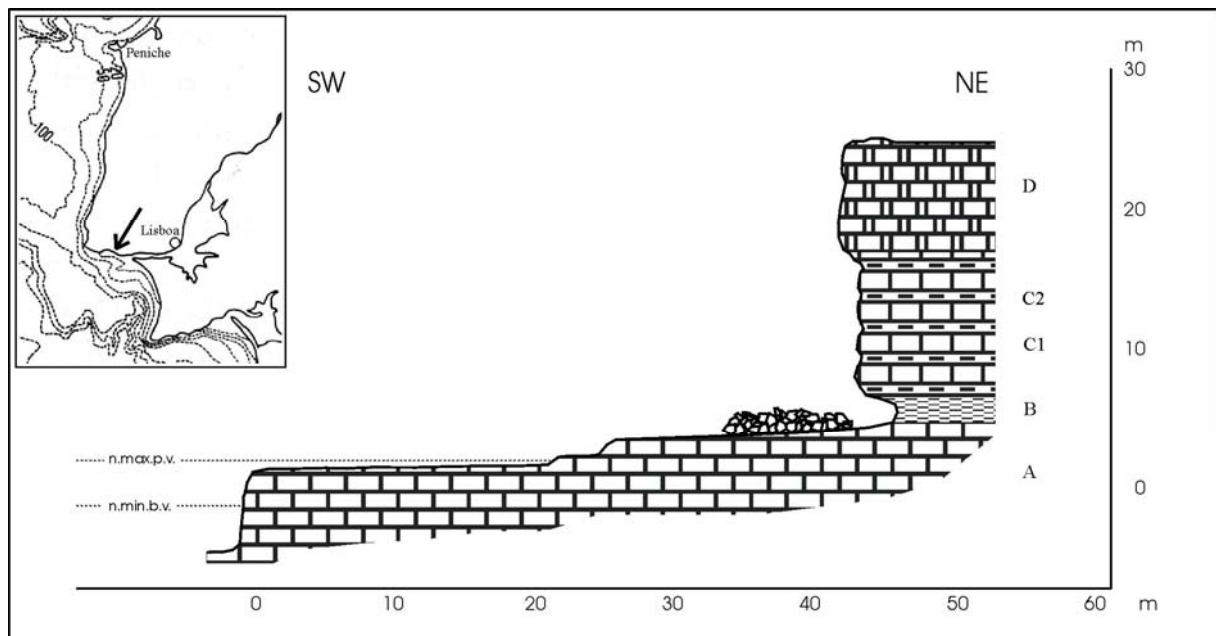


Fig. 4 – Corte geológico na Ponta da Mexilhoeira (Cascais). Litologia: A - calcários; B - margas argilosas; C1 - calcários; C2 - margas calcárias; D - calcários compactos.

n.max.p.v. - nível máximo da preiamar viva; n.min.b.v. – nível mínimo da baixamar viva

Fig. 4 – Geological profile of Ponta da Mexilhoeira (Cascais). Lithology: A - limestone; B – clay marl; C1 - limestone; C2 – limestone marl; D – compact limestone.

n.max.p.v. -spring tides maximum level; n.min.b.v. – spring tides minimum level

Morfológicamente, este troço de litoral rochoso é composto por um sector de arriba mergulhante que se desenvolve entre os 4 metros abaixo do nível médio do mar e 1,5 m acima, a que se segue, para o interior, uma plataforma sub-estrutural com pouco mais de 40 m de largura e uma vertente sub-vertical entre os 5 e os 25 m de altitude.

Para cada uma das unidades litológicas referidas, foi medida a resistência à compressão da rocha intacta e calculada a força de resistência mecânica da massa rochosa por intermédio da determinação do R_{Mi} (Quadro 1). Os valores mais elevados foram obtidos pelas bancadas de calcários compactos do topo e de calcários da base, enquanto o R_{Mi} mais baixo ocorreu na bancada de margas argilosas. É de notar que a elevada fracturação desta bancada tem como consequência uma diminuição muito significativa da resistência global da rocha (mesmo nos sectores com menor número de descontinuidades, correspondendo ao R_{Mi} máximo, a resistência baixa de 1530 para 20,6 ton/m²).

Unidades litológicas	Resistência à compressão (ton/m ²)	R _{Mi} (ton/m ²)		
		mínimo	médio	máximo
D	21420,0	1084,0	4748,0	10710,0
C2	6120,0	313,0	1240,0	2997,0
C1	14484,0	740,0	1936,0	7093,0
B	1530,0	5,0	12,4	20,6
A	14790,0	1310,0	4097,0	7395,0

Quadro 1 – Valores de resistência à compressão uniaxial da rocha intacta e de Índice de massa rochosa (R_{Mi}) das unidades litológicas da Ponta da Mexilhoeira (Cascais).

Table 1 – Intact rock uniaxial compressive strength and Rock Mass index (R_{Mi}) of the different lithological unities at Ponta da Mexilhoeira (Cascais).

Por inexistência de ondógrafo no local, os dados sobre a ondulação foram retirados das observações obtidas pela Bóia-Ondógrafo de Sines para situações de ondulação de SW e WSW, aquelas que atingem o sector litoral em estudo com o mínimo de refração. O modelo indica que, em função do declive da plataforma continental interna e da altura da coluna de água no sopé da arriba em situação de maré alta viva, serão as ondas com cerca de 4,3m de altura as que reventarão sobre a arriba (Quadro 2).

Nesta situação, a pressão máxima exercida pelas ondas pode atingir as 151 ton/m². Comparando este valor com os valores de resistência global das várias rochas existentes neste local, poder-se-á concluir que, de acordo com o modelo, todas as unidades litológicas são resistentes à acção hidráulica da ondulação com excepção da bancada composta por margas argilosas (Quadro 1 – unidade C). Iguamente de acordo com o modelo, esta bancada não oferece resistência a ondas com altura superior a 2,3m. No entanto, dado que esta bancada se encontra cerca de 3 m acima do nível da preiamar viva, é possível afirmar que, nesta situação particular, e de acordo com o modelo, todas as ondas reventadas - ondas com altura superior a 4,3m - (situação relativamente frequente no clima de agitação marinha do litoral oeste português) atingem esta bancada com capacidade erosiva para a destruir.

O modelo desenvolvido permite, deste modo, explicar a evolução geomorfológica deste sector de litoral rochoso com o actual clima de agitação marítima e nível do mar. Assim, a ondulação tem tido capacidade erosiva suficiente para explorar a fragilidade da bancada de margas argilosas, erodindo-a e consequentemente provocando o desabamento gradual das bancadas sobrejacentes por perda da sua base de sustentação. O progressivo recuo do sector cimeiro de arriba devido aos processos agora apontados tem tido como consequência o afastamento da bancada de margas argilosas da frente da arriba, o qual é actualmente superior a 40 metros (Fig. 4). Para além disso, os fragmentos rochosos – na maior parte blocos - resultantes de desabamentos das bancadas calcárias podem exercer sobre a bancada de margas argilosas um efeito de protecção relativamente ao ataque da ondulação.

Será então que, actualmente, a ondulação ainda tem capacidade erosiva para destruir as margas argilosas? A modelação matemática para locais em que o sector de arriba atingido pelas ondas se situa numa posição interior relativamente ao nível das águas, como é o caso do local estudado, é escassa

(CERC, 1984, citado por Sunamura, 1992 e Camfield, 1991) e não terá sido suficientemente testada para poder ser aplicada com o mínimo de segurança. Para o confirmar, torna-se então necessário proceder a uma análise geomorfológica de pormenor.

Altura da coluna de água no sopé da arriba (m)	Declive da plataforma continental interna (°)	Altura das ondas de largo (m)	Tipo de onda no sopé da arriba	Força compressiva	
				nível relativo às águas do mar (m)	pressão máxima (ton/m ²)
5,7	0,859458	1,5	não rebentada	0,0	15,40
		2,0	não rebentada	0,0	19,91
		2,5	não rebentada	0,0	24,18
		3,0	não rebentada	0,0	28,33
		3,5	não rebentada	0,0	32,45
		4,0	não rebentada	0,0	36,62
		4,3	em rebentação	de -2,4 a 2,4	151,40
		4,5	Rebentada	de 0,0 a 3,5	29,33
		5,0	Rebentada	de 0,0 a 3,9	32,78
		5,5	Rebentada	de 0,0 a 4,3	36,37
		6,0	Rebentada	de 0,0 a 4,7	40,02
		6,5	Rebentada	de 0,0 a 5,1	43,73
		7,0	Rebentada	de 0,0 a 5,5	47,50
		7,5	Rebentada	de 0,0 a 5,8	51,33
		8,0	Rebentada	de 0,0 a 6,2	55,21
		8,5	Rebentada	de 0,0 a 6,6	59,14
9,0	Rebentada	de 0,0 a 7,0	63,12		
9,5	Rebentada	de 0,0 a 7,4	67,15		
10,0	Rebentada	de 0,0 a 7,8	71,22		

Quadro 2 – Valores de algumas variáveis necessárias ao cálculo da Força erosiva das ondas no sopé da arriba (Fw) e resultados obtidos para a Ponta da Mexilhoeira (Cascais).

Table 2 – Data of some of the parameters needed to calculate wave force at the cliff base (Fw) and results obtained at Ponta da Mexilhoeira (Cascais).

A observação detalhada da bancada de margas argilosas permitiu verificar que esta funciona como horizonte impermeável da água das chuvas que atravessam as bancadas essencialmente calcárias e bastante permeáveis que lhe estão sobrejacentes. A comprovar esta afirmação estão as inúmeras fontes que se podem encontrar ao longo da bancada de margas argilosas. Estas nascentes, com funcionamento intermitente ao longo do ano, originam uma acção de hidratação/dessecação com conseqüente expansão e contracção das argilas que contribui de modo muito significativo para a sua desagregação. A presença de inúmeros fragmentos de argila junto à base desta bancada, constatada no decorrer de várias visitas ao local, parece indicar uma predominância actual do processo agora referido e uma ausência de acção marinha, quer erosiva, quer de transporte (Fig. 5).

Para desfazer a dúvida foi analisada uma situação de tempestade. No dia 7 de Dezembro de 2000, Portugal estava sujeito a um estado do tempo em que se sucediam situações depressionárias bastante cavadas a que se associaram sistemas frontais. Estas condições sinópticas vinham afectando de modo semelhante todo o sector atlântico a ocidente de Portugal nos dias precedentes, o que permitiu considerar esta como uma situação ideal para poder utilizar os dados do ondógrafo de Sines, minimizando a margem de erro que a utilização de valores recolhidos num local a cerca de 100km poderia introduzir.

A ondulação registada em Sines neste dia, de W e SW, tinha uma altura significativa a rondar os 6 metros e altura máxima superior a 8 metros.

Na Enseada da Maceira, esta tempestade permitiu por um lado aferir os dados obtidos pelo modelo - ondas com altura superior a 4,3 metros sofriam rebentação antes de chegar à arriba e assim ocorria na

realidade – e por outro verificar que as ondas que chegavam à arriba a atingiam na sua totalidade, logo também a bancada de margas argilosas.

A visita ao local quando a tempestade amainou permitiu constatar não só que a totalidade das palhetas de argila tinham sido removidas pelas ondas, como se notavam evidências da acção erosiva da ondulação.



Fig. 5 – Bancada de margas argilosas na Ponta da Mexilhoeira (Cascais).

Fig. 5 – Clay marl outcrop at Ponta da Mexilhoeira (Cascais).

É, assim, possível concluir relativamente à análise deste local que, com as actuais condições de agitação marítima e nível do mar, o modelo indica que a ondulação tinha capacidade erosiva suficiente para condicionar o recuo do sector cimeiro da arriba e explicar a morfologia actual deste sector. Por outro lado, o progressivo afastamento da bancada mais frágil – as margas argilosas - ao ataque erosivo da ondulação da frente da arriba vai também progressivamente dando importância a outros processos erosivos. Assim, pode-se afirmar que existem evidências de que a bancada argilosa sofre erosão de uma forma continuada pelo escoamento sub-superficial com desagregação das argilas por hidratação/dessecação (processos de elevada frequência e baixa magnitude) e de uma forma pontual e descontínua pela ondulação em situação de tempestade (processo de baixa frequência, mas que pode atingir elevada magnitude).

Agradecimentos

Ao Prof. Arild Palmstrøm pelas cópias de artigos enviadas, bem como pelos esclarecimentos prestados sobre a sua metodologia de cálculo do R_{Mi}.

Ao Prof. Fernando Marques pela leitura atenta do texto e pelas sugestões apresentadas.

BIBLIOGRAFIA

- Barton, N. (1990) – Scale effects or sampling bias? *Proceedings of the International Workshop on Scale Effects in Rock Masses*, Rotterdam, p. 31-55
- Blackmore, P.; Hewson, P. (1984) – Experiments on full-scale wave impact pressures. *Coastal Engineering*, 8, p.331-346.
- Budetta, P.; Galiotta, G.; Santo, A. (2000) – A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses. *Engineering Geology*, 56, p. 243-256.

- Camfield, F. (1991) – Wave forces on wall. *Coastal and Ocean Engineering*, 117, p. 76-79
- Davies, P.; Williams, A.; Bomboe, P. (1991) - Numerical modelling of lower Lias rock failures in the coastal cliffs of South Wales, *Coastal Sediments*, 91, ed. N.C.Krans, K.J.Girgerich & O.L.Kribel, p. 1599-1612.
- Day, M.; Goudie, A. (1977) – Field Assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin*, 18, p. 19-29.
- Hoek, E.; Brown, E. (1997) – Pratical estimates of rock masses. *International Journal for Rock Mechanics and Mining Sciences* 34, p. 1165-1186.
- ISRM – International Society for Rock Mechanics (1978) – Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *International Journal for Rock Mechanics and Mining Sciences*, 15, p.319-368.
- Kirkby, M. (1987) – Models in Physical Geography in *Horizons in Physical Geography*, ed. M. Clark, K. Gregory, A. Gurnell, Mcmillan Education, Ltd, London, p. 47-61.
- Longo, S.; Petti, M.; Losada, I. (2002) – Turbulence in the swash and surf zones: a review. *Coastal Engineering* 45, p. 129–147
- Marques, F. (1997) – *As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos*. Dissertação de Doutoramento. Fac. de Ciências da Univ. de Lisboa. 556 p.
- Neves, M. (1995) - *Dinâmica actual e recente dos litorais rochosos. Exemplos do SW português*, Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente, apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 127 p. + anexos, não publicada.
- Palmstrøm, A. (1996a) – Characterizing rock masses by the RMI for use in practical rock engineering. Part I: The development of the Rock Mass index (RMI). *Tunneling and Underground Space Technology*, 11, p.175-188.
- Palmstrøm, A. (1996b) – Characterizing rock masses by the RMI for use in practical rock engineering. Part II: Some practical applications of the Rock Mass index (RMI). *Tunneling and Underground Space Technology*, 11, p.287-303.
- Selby, M. (1980) - A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24 (1), Berlin, p. 31-51.
- Sunamura, T. (1992) – *Geomorphology of rocky coasts*. John Willey & Sons Ltd, Chichester, 302 p.
- Tsujimoto, H. (1987) – Dynamic conditions for shore platform initiation. *Science Reports of the Institute of Geoscience*, University of Tsukuba, Section A, Volume 8, p.45-93.

Beach/ Dune morphology survey errors in aeolian sand transport monitoring

N. Gomes*, J. Garcia**

Earth Sciences Department – DCT/UnI – Universidade Independente

Abstract: Aeolian sand transport on natural beach/dune systems is usually addressed under two different perspectives: 1) small prototype areas intensively monitored (>1Hz) with sand traps and electronic sensors and 2) extended coastal areas, generally using regional wind data and consecutive topographic surveys.

In order to quantify and monitor rates of embryo dune and fore dune growth, a set of field tests have been designed to address EDM and DGPS survey errors related with field conditions and incorrect equipment handling. Consecutive surveys on flat beach areas resulted in $0,10\text{m}^3/\text{m}^2$ volume error. When applying the same method on dune areas, maximum difference between consecutive surveys vary from $0,12\text{m}^3/\text{m}^2$ on homogeneous foredune / embryodune areas to $0,23\text{m}^3/\text{m}^2$ on eroded or complex dune systems, morphologically heterogeneous.

Topographic surveys carried out in dune areas must be done with maximum care, particularly in heterogeneous and/or eroded areas and feeding volume calculations used to calibrate aeolian sand transport models. The use of this surface definition methodology should be restricted to areas and time intervals where sand accumulation or erosion exceeds the measurement error. High frequency surveys won't monitor any aeolian sand transport under natural conditions; accumulation rates are far too low to be considered in this methodology. Monthly surveys will generally be of the same order of the method error, with accumulation ratios rarely exceeding $0,25\text{m}^3/\text{m}^2/\text{month}$. Only survey intervals of several months, preferably over a year, depending on sand transport rates, are considered compatible with topographic survey volume calculation methodology over natural beach/dune environments.

Keywords: Dune, transport, monitoring, topography, error.

Resumo: *Erros associados a levantamentos topográficos no âmbito de monitorização de transporte sólido eólico. Os sistemas de dunas costeiras, associados a praias arenosas, têm elevada dinâmica e grande vulnerabilidade. Urge por isso compreender todas as variáveis passíveis de influenciar a capacidade de recuperação de determinados sistemas dunares, ainda que nem todos os factores inibidores estejam completamente compreendidos. A monitorização e aferição dos modelos preditivos do transporte sólido eólico tem sido abordada segundo duas aproximações distintas: 1) instrumentalização de pequenas zonas experimentais, normalmente com registo de alta frequência (>1Hz), utilizando armadilhas de sedimentos, sensores sofisticados e levantamentos microtopográficos e 2) realizando uma abordagem regional, abrangendo áreas mais extensas, recorrendo a registos anemométricos de estações oficiais regionais e a levantamentos topográficos consecutivos, durante intervalos de tempo mais alargados.*

Por forma a quantificar e monitorizar taxas de crescimento de dunas embrionárias e dunas frontais, foi concebido um conjunto de ensaios destinados a enquadrar os problemas relacionados com erros resultantes de manuseamento imperfeito do equipamento, sendo utilizados uma estação total e um GPS diferencial. Levantamentos topográficos consecutivos em zonas aplanadas da praia resultaram em erros máximos de $0,10\text{m}^3/\text{m}^2$, da ordem daqueles esperados para os equipamentos utilizados. O mesmo método, de levantamentos consecutivos, aplicado a zonas de dunas, resulta em variações entre erros máximos de $0,12\text{m}^3/\text{m}^2$ em sistemas de morfologia homogénea de transição suave entre dunas embrionárias e dunas frontais e $0,23\text{m}^3/\text{m}^2$ em sistemas de morfologia complexa, muito heterogénea, resultante muitas vezes de avançado estado de deflação e/ou degradação.

Levantamentos topográficos realizados em zonas dunares devem ser realizados com particular minúcia, particularmente quando em sistemas muito degradados. Dada a grande sensibilidade do método a erros dos operadores, e ao processo particularmente destrutivo de ter de se andar sobre o que se está a medir, a utilização desta metodologia deve ser restringida a zonas em que os processos de acreção ou erosão superem o valor inerente aos erros do método. Este é portanto desaconselhado para monitorização associada a experiências de curta duração, com excepção de áreas onde o transporte sólido eólico seja de facto intenso, excedendo $0,25\text{m}^3/\text{m}^2/\text{mês}$. Em situações como as que têm sido acompanhadas na costa portuguesa aconselha-se um intervalo de alguns meses, ou até mesmo superior a um ano – dependendo das taxas de transporte verificadas – por forma a que os valores medidos sejam superiores ao erro do método e assim passíveis de ser utilizados na aferição de modelos empíricos.

Palavras-chave: Dunas, transporte, monitorização, topografia, erro.

* Earth Sciences Department – DCT/UnI – Universidade Independente. Avenida Marechal Gomes da Costa, Lote 9. 1800 Lisboa. PORTUGAL. E-mail: ngomes@uni.pt

** E-mail: jgarcia@uni.pt

1. INTRODUCTION

Coastal sand dunes are extremely dynamic systems, with its high vulnerability being a reason of concern of coastal planners (Mira and Gomes, 2002), although its exact rate of change and associated phenomena are still matter of uncertainty, with inhibitor factors playing an important role in limiting actual aeolian sand transport (Nordstrom *et al*, 1996, Bauer and Davidson – Arnott, 2002).

Aeolian sand transport on natural beach/dune systems is usually addressed under two different perspectives:

- Small prototype areas intensively monitored (>1Hz), with sand traps, micro topographic surveys and electronic sensors data used to calibrate empirical models (Jackson and McCloskey, 1997; Gomes *et al*, 2002);
- Extended coastal areas, where aeolian sand transport is generally calculated using regional wind data and consecutive topographic surveys (Gomes, 1992; Davidson-Arnott, 1996; Alcántara-Carrió and Alonso, 2000; Rebêlo *et al*, 2002).

Both approaches make intensive use of topographic surveys, at different time and geographic scales. Apart from well known problems defining detailed surface roughness – related to sand surface micro morphology, vegetation type and density and the existence of artificial objects (Bauer *et al*, 1996) – surface morphology surveys data are still vital in feeding aeolian sand volume calculations. In fact, the definition of aeolian sand transport threshold conditions and the effect of inhibitor factors as important as soil moisture contents and sediment textural parameterisation depends somehow on the detail and precision of topographic surveys.

This paper aims to: (1) clarify error types, (2) identify the origin of the error and (3) adapt sand dune monitoring methodologies to known problems.

2. METHODOLOGY

In order to quantify and monitor rates of embryo and fore dune growth, a set of field tests has been designed to address EDM and DGPS survey errors related with field conditions and incorrect equipment handling. Surface interpolation algorithms optimisation is not discussed in this paper, and a simple triangulation with linear interpolation was applied to all survey data sets using SCC – *Survey Control Centre*®.

Errors were identified and classified in 3 types:

- equipment errors, expected to be around 5cm for planimetry and 1cm for altimetry when using high precision DGPS and around 10cm height for EDM surveys (Sá-Pires *et al*, 2002);
- operator errors, such as heterogeneous burying and inclination of the stud, witch can be quantified according to table 1 – as an example, for a target at 2m, at 10° from the vertical ideal position, the planimetric error (error_{xy}) is 34,73cm (in the direction of the error) and vertical error (error_z) is 3,04cm;
- method errors, which include surface degradation while surveying, consequent surveys time interval and choice of points to survey – which were different on every survey, chosen for their importance on surface slope definition.

		Target height (cm)											
		150		200		250		300		350		400	
Error (cm)		ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ
Stud Angle (°)	5	13,07	0,57	17,43	0,76	21,78	0,95	26,15	1,14	30,50	1,33	34,86	1,52
	10	26,04	2,28	34,73	3,04	43,41	3,80	52,09	4,56	60,77	5,32	69,45	6,08
	15	38,82	5,11	51,76	6,81	64,70	8,52	77,64	10,22	90,59	11,93	103,53	13,63
	20	51,30	9,05	68,40	12,06	85,51	15,08	102,61	18,09	119,71	21,11	136,81	24,12

Table 1 – Relationship between stud inclination, target height and errors on surveyed points.

Tabela 1 – Relação entre a inclinação do bastão, a altura do alvo e os erros do levantamento.

Two dune systems with distinctive morphology were selected for consecutive surveys: Troia beach, in the SW coast of Portugal, 40 km south of Lisbon (figure 1), is an accreting dissipative to intermediate beach, with a wide and quite homogeneous embryo dune system (Andrade *et al*, 1998). Faro beach, just close to Faro airport in the western limit of Ria Formosa barrier island system (figure 2), is a narrow and reflective beach, bordered by a deeply degraded dune system (Andrade, 1990) – presently regenerating after Ria Formosa Natural Park authorities took action against building occupation and vegetation degradation.

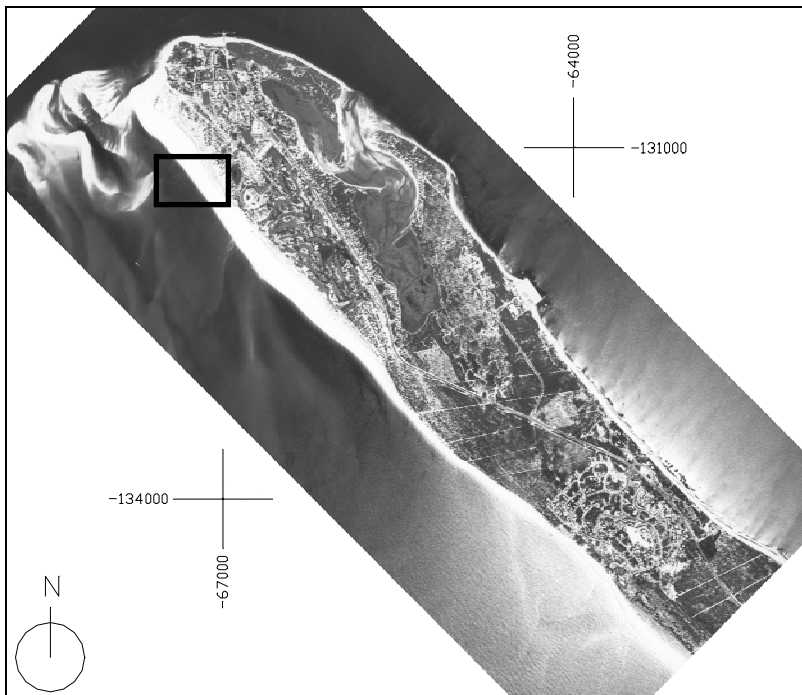


Fig. 1 – Study area location in Tróia (Hayford ellipsoid, Datum 73; 1997 photograph).
 Fig. 1 – Zona de estudo em Tróia (elipsóide de Hayford, Datum 73, fotografia de 1997).

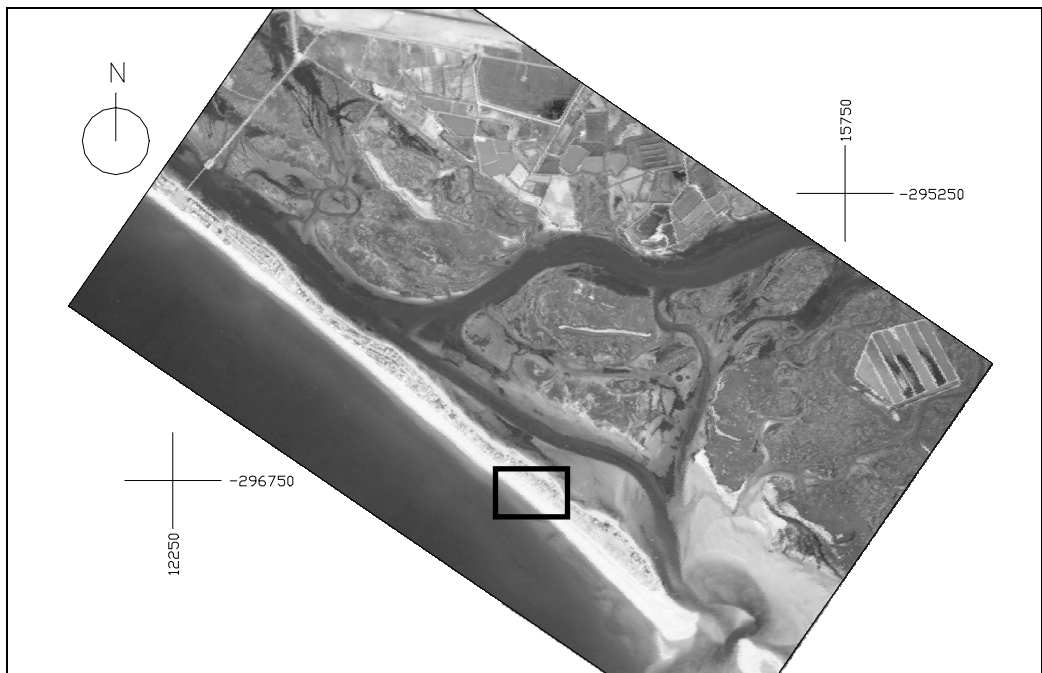


Fig. 2 – Study area location in Faro Beach (Hayford ellipsoid, Datum73; 2002 photograph).
 Fig. 2 – Zona de estudo na praia de Faro (elipsóide de Hayford, Datum73, fotografia de 1997).

3. RESULTS

Surveys were done during summer 2001, from July to September, each using about 4000 points registered in 7 days. Each site was surveyed twice, without any pause. During fieldwork, there wasn't any aeolian sand transport event.

Every point in homogeneous areas distanced about 0,50m to the next one. Accuracy increases with the complexity of the surface, up to one point each 10cm.

Results from beach areas consecutive surveys in both sites confirm the $0,10\text{m}^3/\text{m}^2$ volume error obtained by Sá-Pires (2002). This value slightly increases on homogeneous foredune / embryodune areas (Tróia embryo dunes) up to $0,12\text{m}^3/\text{m}^2$. When applying the same method on eroded or complex dune systems, morphologically heterogeneous (Faro beach), the maximum difference between consecutive surveys rises up to $0,23\text{m}^3/\text{m}^2$.

This is due to the planimetric error, with random shifting dune bodies representation resulting in higher volume calculation error. This value integrates, randomly, all the errors, in both value and direction, resulting difficult to determine each component. Errors don't seem to compensate each other, eventually resulting in a misjudgement of accumulation or erosion.

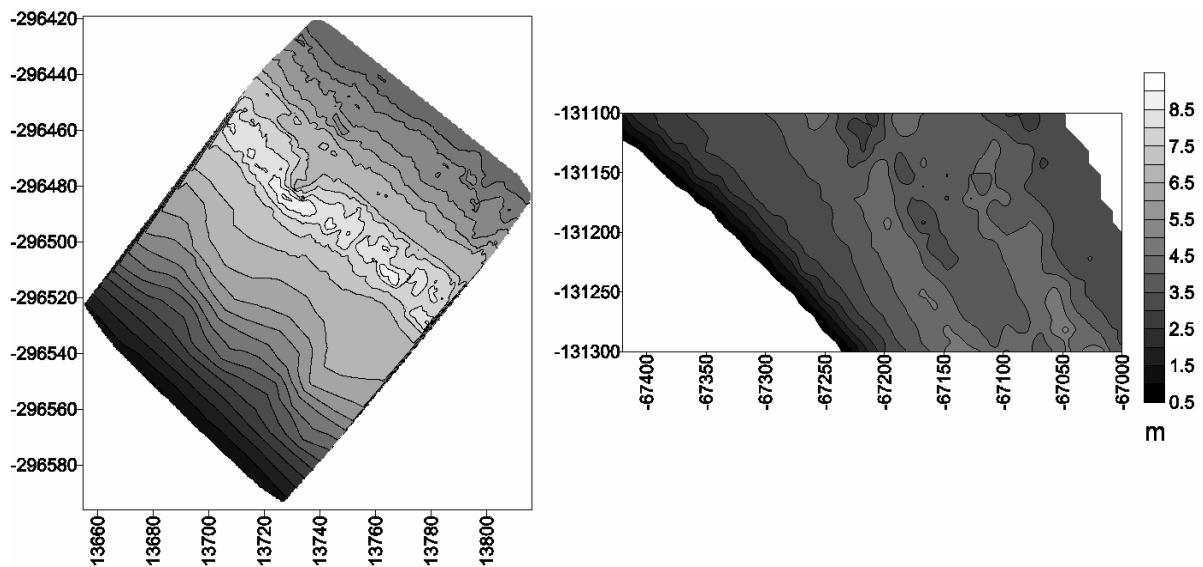


Fig. 3 – Detailed topographic surveys of Faro beach (left) and Tróia beach (right).
 Fig. 3 – Levantamentos topográficos de pormenor da P.Faro (esq.) e Tróia (dir.).

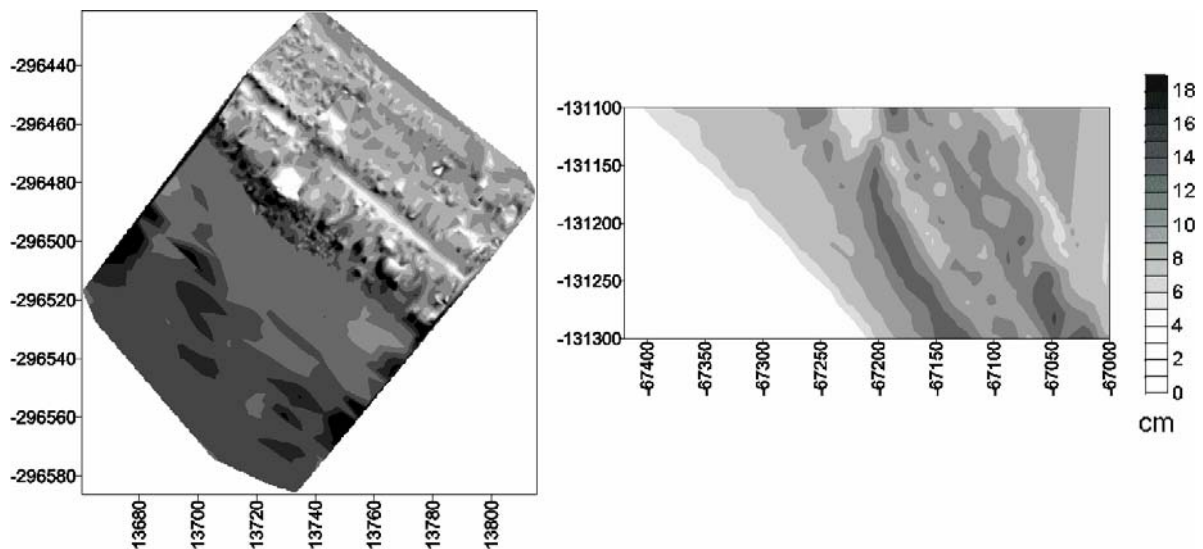


Fig. 4 – Differences between consecutive surveys, Faro beach (left) and Tróia beach (right).
 Fig. 4 – Diferenças em levantamentos consecutivos, P.Faro (esq.) e Tróia (dir.).

4. CONCLUSIONS

Topographic surveys carried out in dune areas must be accomplished with extreme care, particularly in heterogeneous and/or eroded areas and feeding volume calculations used to calibrate aeolian sand transport models. The use of this surface definition methodology should be restricted to areas and time intervals where sand accumulation or erosion exceeds the method error. High frequency surveys won't monitor any aeolian sand transport under natural conditions; accumulation rates are far too low to be considered in this methodology (Gomes *et al*, 1994). Monthly surveys will generally be of the same order of the method error, with accumulation ratios rarely exceeding $0,25\text{m}^3/\text{m}^2/\text{month}$ (Gomes *et al*, 2001). Only survey intervals of several months, preferably over a year, depending on sand transport rates (Gomes *et al*, 1992), are considered compatible with topographic survey volume calculation methodology over natural beach/dune environments.

Acknowledgements

This work was made partly possible under the framework of IMAR – Institute for Marine Research, as part of Imoareia SA Environmental Impact Assessment, carried out in Tróia, under the coordination of Prof. F. Andrade. In Faro beach this work was part of FCT funded project CROP – Cross-Shore Processes on Contrasting Environments, (PDCTM/P/ MAR/ 15265/ 1999), under the coordination of Prof. A. Dias.

The authors gratefully acknowledge M. Carapuço (Lab.Mar.Guia/IMAR), N. Mira and A. Serra – Earth Sciences Department (DCT/UnI), C. Sá-Pires and B. Morris (CIACOMAR/ UALG) for their helpful assistance with fieldwork.

A special mention also to T. Sameiro (DRAOT-Alentejo) for his help within Dune Rebuilding Project in Tróia-Sines, I. Pires for joint work in the framework of Ria Formosa Natural Park Sand Dune Management Project and L. Rebêlo for interesting never-ending discussions on the theme.

REFERENCES

- Alcántara-Carrió, J. and Alonso, I. (2000) – Aeolian sand transport across the Isthmus of Jandia (Fuerteventura): An annual rates prediction. *Actas do Simpósio Brasileiro sobre praias arenosas*, pp. 70-72.
- Andrade, C. (1990) – *O ambiente de barreira da Ria Formosa. Algarve - Portugal*. PhD Thesis. Univ. Lisboa. (In Portuguese) 643 pp.
- Andrade, F., Baptista, R., Ferreira, A., Gomes, N., Melo, J. J., Leitão, P., Pinto, M. J. 1998. *Estudo Ambiental Estratégico para a Península de Tróia*. Int.Rep. 1-2. (In Portuguese, not published). 38pp.
- Bauer, B. O., Davidson – Arnott, R. G. D., Nordstrom, K.F., Ollerhead, J., Jackson, N.L. (1996) – Indeterminacy in aeolian sediment transport across beaches. *Journal of Coastal Research*, 12(3), pp. 641-653.
- Bauer, B. O., Davidson – Arnott, R. G. D. (2002) – Modelling the Effect of Wind Angle and Beach Geometry on Sediment Delivery to Coastal Dunes, *Jour.Coastal Research - ICS2002 special issue (in press)* Davidson – Arnott, R. G. D. and Law, M. N. (1996) – Measurement and prediction of long-term sediment supply to coastal fore dunes. *Jour. of Coastal Research*, 12(3), pp. 654-663.
- Gomes, N., Andrade, C., Nevin, G., McCloskey, J., Jackson, D. (1994) – Aeolian sand transport in Culatra barrier, Ria Formosa (Portugal). *Proc. Littoral 94*, ed. Eurocoast, pp. 509-516.
- Gomes, N., Andrade, C., Romariz, C. (1992) – Sand transport rates in the Tróia-Sines arc, S.W. Portugal, in *Coastal Dunes*, R.W.G. Carter, T.G.F. Curtis & M.J. Sheehy-Skeffington (eds) - BALKENA (Rotterdam), pp. 33-42.
- Gomes, N., Carapuço, A.M., Morgado, N. (2001) – Aplicação e aferição a 1Hz por período superior a um ano de modelos preditivos do fluxo sólido eólico em Tróia – Portugal, *Anais Científicos da Universidade Independente*, Vol2/n.4, pp. 39-60 (In Portuguese).
- Gomes, N., Domingos, J., Jardim, N., Santos, R. (2002) – Wind distribution over beach/dune surface: Improving aeolian sand transport estimation, *Jour.Coastal Research - ICS2002 special issue* 36, pp. 317-324.
- Jackson, D. W. T. and McCloskey, J. (1997) – Preliminary results from a field investigation of aeolian sand transport using high resolution wind and transport measurements. *Geophysical Research Letters*, Vol.24, No.2, pp. 163-166.

- Mira, N., Gomes, N. (2002) – Integrated beach use management: SW Portugal study case. *Proc. Littoral 2002*, Eurocoast – Porto, pp. 439-442.
- Nordstrom, K. F., Bauer, B. O., Davidson-Arnott, R. G. D., Gares, P.A., Carter, R. W. G., Jackson, D. W. T., Sherman, D. J. (1996) – Offshore aeolian transport across a beach: Carrick Finn Strand, Ireland, *Journal of Coastal Research*, 12(3), pp. 664-672.
- Rebêlo, L., Brito, P., Monteiro, J. (2002) – Monitoring the Cresmina dune evolution (Portugal) using differential GPS, *Jour. Coastal Research - ICS2002 special issue 36*, pp. 591-604.
- Sá-Pires, C., Ferreira, Ó., Morris, B., Matias, A., E Dias, J. A. (2002) – Programa de monitorização para a determinação das variações transversais em praias. (*In this publication*).

Monitoring program to determine cross-shore changes in beach morphology

C. Sá-Pires*, B. Morris**, A. Matias***, A. Vila-Concejo****

CIACOMAR, Universidade do Algarve

Ó. Ferreira*****, J. A. Dias*****

FCMA, Universidade do Algarve.

Abstract: The main objective of the CROP (Cross-shore Process on Contrasting Environments) project is to enhance the understanding of cross-shore processes over different time scales. With respect to morphodynamics, studies will focus mainly on closure depth, movement of submerged bars, beach profile changes and erosion and accretion time scales. To achieve this, a monitoring program involving periodic topography and nearshore bathymetric surveys is planned. The shore surveying is undertaken using a total station while the nearshore bathymetry is surveyed using a boat mounted bathymetric survey system that consists of a RTK-DGPS (Real-Time Kinematic Differential GPS) and echo sounder. The results of testing of the bathymetry survey system show that the system is capable of providing good quality morphology data with reasonably high accuracy. The system and general method developed is functional and accessible and could be easily used at other sites.

Keywords: Coastal, bathymetry, GPS, Praia de Faro, nearshore.

Resumo: Programa de monitorização para a determinação das variações transversais em praias. O projecto CROP (Cross-shore Process on Contrasting Environments) pretende estudar os processos transversais, em zonas costeiras arenosas, a diferentes escalas temporais evidenciando as variações sazonais e as variações pós temporal. O projecto tem carácter interdisciplinar, envolvendo áreas de conhecimento diversificadas, entre elas a morfodinâmica.

No que respeita à morfodinâmica, os objectivos prendem-se com a definição da profundidade de fecho, da quantificação do movimento de barras submersas, das variações no perfil de praia, das escalas de recuperação e erosão, entre outros. Para isso, foi planeado um programa de monitorização com levantamentos topográficos e batimétricos. Para cada levantamento o tipo de equipamento e método utilizado é diferente. No levantamento topográfico é utilizado uma estação total enquanto que no levantamento batimétrico é utilizado o sistema CBASS (Ciacomar BATHymetric Survey System) em que o posicionamento é dado por RTK-DGPS (Real-Time Kinematic Differential GPS). Para aferir os erros do equipamento e métodos e assegurar a conjugação dos dois tipos de levantamentos, foram efectuados diferentes testes na Praia de Faro, Ria Formosa. De acordo com os resultados, os dois métodos promovem dados de boa qualidade, permitindo uma boa representação da morfologia da área de estudo. A metodologia utilizada é bastante funcional com resultados creíveis e pode ser facilmente utilizada em outros locais ou estudos.

Palavras-chave: Costa, batimetria, GPS, perfis de praia, Praia de Faro, praia submersa.

1. INTRODUCTION

Coastal processes on exposed coastlines are dominated either by their longshore or their cross-shore component. Longshore transport has been studied for approximately five decades and even though there are uncertainties regarding some aspects of this subject, general knowledge is reasonably well established. The focus on cross-shore processes is relatively recent. Here, the uncertainty in prediction capability is considerably greater. To improve scientific knowledge and understanding of cross-shore processes, the study of the changes in morphology of the shore and nearshore zone are of

* CIACOMAR, Universidade do Algarve, Av. 16 Junho s/n, 8700-311 Olhão. PORTUGAL. E-mail: csapires@ualg.pt

** E-mail: bmorris@ualg.pt

*** E-mail: ammatias@ualg.pt

**** E-mail: aconcejo@ualg.pt

***** E-mail: oferreir@ualg.pt

***** E-mail: jdias@ualg.pt

primary importance and require high quality data. The acquisition of high quality field data depends on the establishing of criteria, the technologies used and the method defined.

One of the major problems with establishing criteria is related to the lower limit of the nearshore survey. This limit should be the closure depth, the exact definition and quantification of which is still uncertain. Beyond this limit repetitive shore-nearshore profiles show negligible vertical change (Birkemeier, 1985). However, it is expected that the limit will vary with environment (waves, tides, etc) and time scale (Nicholls *et al.*, 1998a). An analytical method to estimate closure depth based on incident wave conditions has been proposed by Hallermeier (1981). This analytical method is based on the equilibrium profile and it remains relatively untested against high-quality field data. According to Nicholls *et al.* (1998b) the closure depth can be determined by repeating shore-nearshore profiles.

Several surveying technologies are available for collecting survey data on the shore and in the nearshore, each having its advantages and disadvantages. This is also true of the collection methods. Some methods directly measure topographic elevations through direct contact with the surface being surveyed, while others remotely measure water depth. However, both the technologies and methods to be applied to a specific area, depend on local features, in particular to tide amplitude, wave climate and bottom irregularities. There are various manuals and papers where different technologies and methods are compared and tested, for example: Inman and Rusnak (1956), Lee and Birkemeier (1993), USACE (1995), Parson (1997), Wamsley and Edge (2001) and Dugan *et al.* (2001).

The main goal of this work is to determine the accuracy of surveying methods and to compare the obtained results with the expected morphological changes, in order to define if the methods are appropriated for the quantification of cross-shore morphodynamic changes at beach profiles.

The results used in this work were obtained within the CROP (Cross-shore Processes on Contrasting Environments) project, a multidisciplinary project with one of the study issues being morphodynamics. The main goals of the project in this issue are the determination of closure depth, the qualification of the movement of submerged bars, quantification of beach profile changes, and the definition of erosion and accretion time scales. In order to accomplish this, a monitoring program was planned with periodic topographic and nearshore bathymetric surveys using state of the art equipment. The used methods used take into account the morphodynamic features of the study area. The study area of the project is Praia de Faro, on the Ancão Peninsula (Ria Formosa).

2. STUDY AREA LOCATION AND GENERAL CHARACTERISTICS

The study area is on the Ancão Peninsula, which is part of the Ria Formosa barrier island system in the south of Portugal (Figure 1). This barrier island system is highly dynamic, exposed to both wave action and tidal currents. The mean wave energy is low to moderate with an average offshore significant wave height of 0.92 m (Costa, 1994). However, storm events (significant wave heights > 3 m) are frequent during winter (Costa, 1994). Mean tidal range is about 2.5 m, reaching up to 3.5 m at spring tides.

The Ancão Peninsula is the western limit of the Ria Formosa. The beaches on this peninsula can be classified as Low Tide Terrace + Rip, with a generic reflective to intermediate behaviour (Ferreira *et al.*, 1997). However, the morphodynamic state of these beaches changes to intermediate/dissipative conditions during low tide (Ferreira *et al.*, 1997). Wave breaking type also changes from plunging at high tide to spilling at low tide. The average beach slope is 0.13 for the beach face and 0.06 for the low tide terrace (Martins *et al.*, 1997). Andrade (1990) describes the presence of beach-cusps on the beaches in the Ria Formosa. These cusps can have wavelengths of 10 to 20 m, and heights of 0.1 to 0.3 m during calm conditions, and wavelengths of 20 to 50 m with heights of 0.5 to 1.0 m due to storms. In the central sector of the Ancão Peninsula, the dune has been destroyed and human occupation dominates. For this reason, overwashes are more frequent in this sector with some dramatic consequences (Pilkey *et al.*, 1989). The field site is at the eastern end of the Ancão Peninsula where natural beach and dune conditions still exist and direct human influence is small. Andrade (1990), attempted to estimate the closure depth for the barrier island system using the formulation of Hallermeier (1981). This was done using wave heights estimated visually or obtained from a non directional wave-buoy and the value of 8 m below mean sea level (MSL) was obtained.

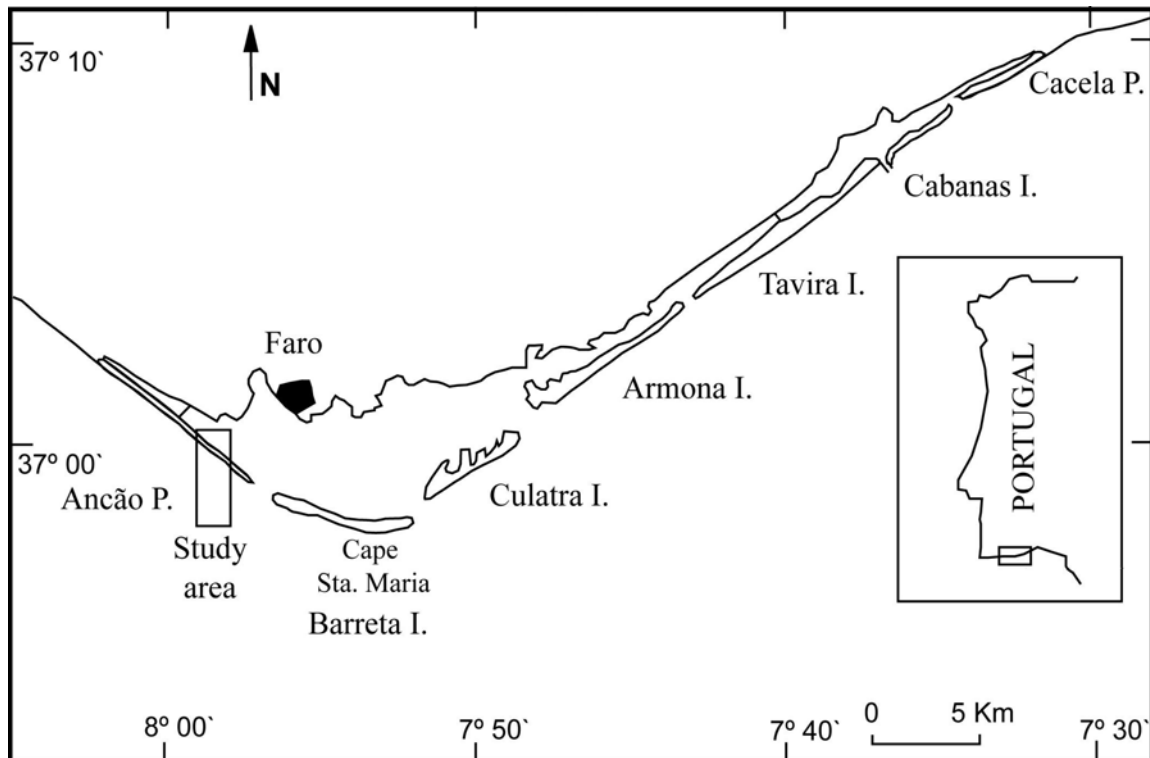


Fig. 1 – Location of study area.

Fig. 1 – Localização da área de estudo.

3. SHORE AND NEARSHORE SURVEYS

Survey planning

The most commonly accepted coastal surveying technique involves collecting a series of shore-normal profiles. In the cross-shore direction, surveys should adequately cover the most active zones such as the shore and upper shoreface. For the study area, the used upper limit of the profiles is located on the vegetated dune where it is supposed there is no hydrodynamic influence. However, periodically the profile lines are extended 10 m in the shoreward direction, to take into account the effects of overwash, dune accretion or shoreline retreat. The lower limit, according to Andrade (1990), should be 8 m below MSL. However, this is the only value in the literature and due to the method of calculation is not considered a precise value. For this reason, the profile lines end at approximately 18 m below MSL. This depth is much greater than the closure depth and thus provides a means for its determination and also for the validation of profile lines (from the closure depth to the end of the profile no changes are expected to occur in the short to medium term).

The existence of beach cusps influences the spacing of the cross-shore profiles. A profile line on a crest will be quite different to that in a trough. To effectively cover the spatial scale of this morphology and its influence on cross-shore processes, eleven profiles were defined with a spacing of 10 m. In the nearshore such close spacing is not necessary because the morphology in this zone is dominated by an offshore bar, of longer along-shore extent than the beach cusps, and thus the profiles in this zone have a spacing of 20 m, coinciding with every second beach profile (Figure 2).

Over a three year time period, three types of field work will be carried out at the study area: monthly surveying in order to understanding the prevailing seasonal changes, detailed seasonal field work with surveys closely spaced in time during periods of approximately 6 weeks to reveal short term patterns of variation, and sporadic surveys after storms to determine the storm impacts and recovery response of the beach.

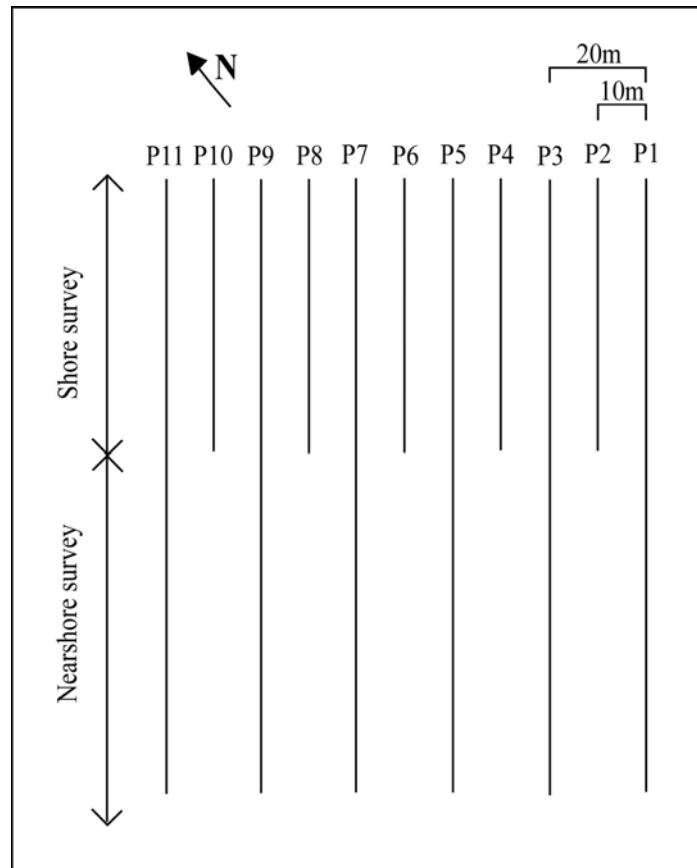


Fig. 2 – Schematic showing profile line locations and distance between lines.

Fig. 2 – Esquema da localização das linhas de perfil e da distância entre elas.

The only direct way to measure an entire profile line at once is using a vehicle that operates both underwater and at the shore, equipped with a total station or GPS, such as the CRAB or SLED system (Birkemeier and Mason *in* Lee and Birkemeier, 1993; Langley, 1992 *in* Parson, 1997). These kind of systems are very expensive and also cannot be used in the study area for several reasons, namely the presence of rocks in the nearshore zone, wave height, existence of strong currents and very steep beach morphology at the beach face, including the existence of beach scarps. Therefore, shore and nearshore surveys have to be performed separately. Shore surveys are performed during low tide in order to get maximum across-shore coverage. The nearshore surveys are performed during high tide to get crossover with the measurements from the shore survey. An overlap zone between surveys is useful and can be used to validate results (Figure 3). The largest overlap zone is obtained if the surveys are performed during spring tides on consecutive days.

Survey system design and equipment

It is complicated to survey the lower part of the beach profile even at low tide of spring tides, being normally necessary to take some points in the water. Real-Time Kinematic Differential GPS (RTK-DGPS) equipment give highly accurate positioning but is not suitable for work in an energetic swash zone. For this reason, the beach topography is performed using a total station (Nikon CTM-310) with auto tracking.

For the nearshore surveys the CIACOMAR Bathymetry Survey System (CBASS) is used. The CBASS is a boat mounted survey system consisting of a RTK-DGPS (DSNP SCORPIO 6001 SK/MK) for positioning, an echo-sounder (Jmc F-840) for water depth measurement, and navigation software (HYPACK Max) installed on a laptop PC for data collection and assimilation as well as navigation. This system is based on a similar concept to systems being tested and used in the United States (e.g., Wamsley and Edge, 2001; Dugan *et al.*, 2001).

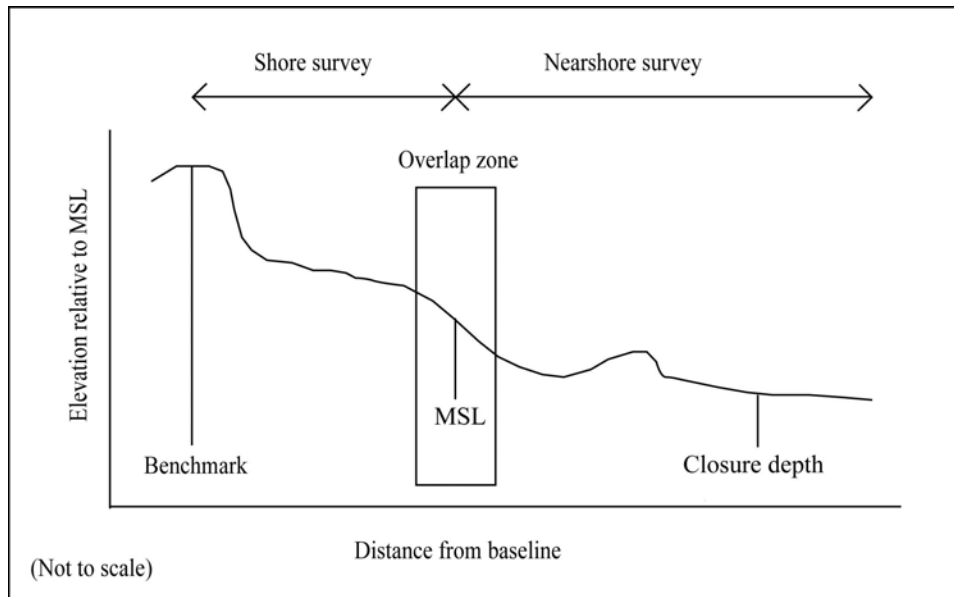


Fig. 3 – Schematic showing the limits of the shore and nearshore surveys and overlap zone between surveys.

Fig. 3 – Esquema dos limites dos levantamentos da praia emersa e da praia submersa e respectiva zona de sobreposição.

Nominally GPS systems output positions in latitude/longitude with vertical heights relative to the WGS84 ellipsoid. However, for this study the GPS horizontal position output is transformed onto the Portuguese Melriça co-ordinate system (a rectilinear UTM system) in order to enable the integration of the nearshore surveys with the shore surveys. Likewise the GPS elevations are converted to heights relative to Lisbon Datum or Hydrographic Zero (2 m below MSL). To obtain the nearshore bathymetry the water depths measured by the echo sounder are corrected for water level variations (i.e. tides and waves) using the heights recorded by the RTK-DGPS. The RTK-DGPS position and height measurements are synchronised with the echo sounder water depth measurements and taken at a frequency of 1 Hz.

System accuracy

The shore surveys are performed using a total station that has accuracy of 1 cm or better in both the horizontal and vertical. Using the published manufacturers precision of the instrument and the maximum distance (150 m) during the surveys the maximum expected instrument errors are calculated as 9.3 and 6.5 mm in the horizontal and vertical respectively. In addition to the instrument error there will be an operational error introduced in the field. This is due to the deviation from the vertical of the prism stadia at each position taken. This error is difficult to quantify, however can be estimated as being of order 10 cm, in the vertical.

The RTK-DGPS has an accuracy of 5 mm as quoted by the manufacturer. However, this is under optimal conditions and in the field the accuracy is dependent on several factors, including satellite configuration and dilution of the precision of the position solution (DOP). In order to make an assessment of the accuracy in the field of the RTK-DGPS position data the standard deviation of the positions, which is included in the collected data, was examined. Using the standard deviation of the RTK-DGPS data as an estimate of the accuracy shows that the errors in both horizontal and vertical are 1 cm or better. The mean of the standard deviation of the positions over a survey was calculated as 6 and 7 mm for the horizontal and vertical respectively.

Since the data from the shore surveys and the nearshore surveys are to be combined a comparison of the positions obtained using the total station and the RTK-DGPS was made. This was done by measuring 12 fixed points on the beach with both instruments and the results are shown in Table 1. This comparison shows that there is a mean difference of 8 cm in the horizontal, with a standard deviation of 5 cm. These differences are well within the order 10 cm error expected from operational errors.

Value	x	y	x, y
Minimum Difference (cm)	1	1	1
Maximum Difference (cm)	13	15	19
Mean Difference (cm)	4	7	8
Standard Deviation (cm)	3	4	5

Table 1 – Horizontal differences between shore surveys using RTK-DGPS and total station.

Quadro 1 – Diferenças horizontais obtidas entre levantamentos, usando o RTK-DGPS e a estação total.

Estimating the errors of the CBASS is more complicated than for the shore survey, the errors being a combination of the errors of the RTK-DGPS, the echo sounder and also the motion of the boat.

The echo sounder accuracy is quoted by the manufacturer as being 0.5% of the measured depth. Thus in the study area the maximum expected error from the echo sounder will be 0.1 m since the maximum depth is 20 m. The minimum error will be 0.01 m (in 2 m water depth) since the echo sounder becomes unreliable in water depths of less than 2 m. Therefore, due to this depth dependence the echo sounder error is expressed as a range, i.e. from 0.01 to 0.1 m.

In terms of the horizontal errors of CBASS the only source of boat motion independent errors is the RTK-DGPS, which is of order 1 cm. By combining the vertical errors associated with the RTK-DGPS and the echo sounder an estimate of the vertical, boat motion independent, errors in the CBASS is calculated. This error thus ranges between 2 – 11 cm (using 1 cm as the RTK-DGPS error) since the echo sounder error is depth dependent.

As a means of estimating the overall vertical accuracy of the CBASS in the field, including boat motion, duplicate measurements of a profile were made following Wamsley and Edge (2001). Profile P1 (see Figure 2) was used and the comparison can be seen in Figure 4. The mean absolute difference between profiles is 0.1645 m (16.45 cm), with a standard deviation of 0.2081 m (20.81 cm).

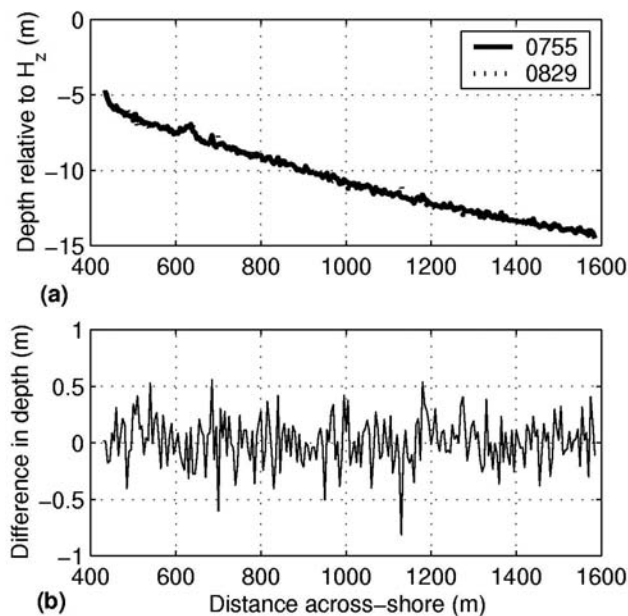


Fig. 4 – Comparison of replication of profile P1 from Wednesday 6 March 2002 (0755 and 0829 UTC), shown in (a).

The difference in depths between profiles is shown in (b).

Fig. 4 – a) Comparação do perfil duplicado (P1) no dia 6 de Março de 2002 (0755 e 0829 UTC). b) Diferenças na profundidade entre os dois perfis.

4. DISCUSSION

The study area, Praia de Faro in the Ria Formosa is a moderate to low energy environment with steep shoreface morphology. This requires the use of different methodologies on the shore as compared to the nearshore zone. Previous studies carried out in the study area (Andrade, 1990; Martins *et al.*, 1996; Ferreira *et al.*, 1997) provide a solid background of knowledge that helped in the definition of the limits of the area to be studied and the spacing of beach profiles. To achieve the main goals of the project, the equipment and methods to be used were carefully chosen, considering the morphologic features of the shore and nearshore zone. Thus for the shore surveys a total station is used, whilst for the nearshore surveys the CBASS was developed. To quantify the errors of the equipment and from the methodology, tests were carried out in the field. Knowledge of the error of the equipment in the field provided a means by which the quantification of the operational and environment errors was possible. These errors should be less than the spatial scale of the morphologic features to be studied, and smaller than the changes to be observed between surveys.

Since the data from shore surveys and the nearshore surveys are to be combined a comparison of the positions obtained using the total station and the RTK-DGPS was made. The differences obtained between surveys with each type of equipment were of the order of 10 cm. Most of this error is from total station, however, it is not a significant error considering the changes that are expected to occur in the beach morphology of the study area. This then allows the combination and comparison of horizontal positions obtained with these two different types of equipment (total station versus GPS). However, in the vertical two different methods of measurement are used, the total station via direct measurements of topographic elevations and the CBASS via indirect measurements of the water depth. The vertical accuracy of CBASS, combining the vertical errors from the RTK-DGPS (of 1 cm) and the echo sounder (1 – 10 cm in 2 – 20 m water depth), ranges between 2 – 11 cm since the echo sounder error is depth dependent. The accuracy of this system is comparable to similar systems developed by Dungan *et al.* (2001) and Wamsley and Edge (2001) and also to other nearshore survey systems. In the field, the vertical accuracy of this system was estimated following Wamsley and Edge (2001), by repeating the same profile line in a short period of time. During that period no changes in the bathymetry or the hydrodynamic conditions were expected. The results obtained were of the same order as those obtained by Wamsley and Edge (2001), in this case an absolute mean difference of 16.45 cm with a standard deviation of 20.81 cm. Considering the expected changes in morphology in the nearshore zone of the study area this is an acceptable margin of error. Further, the error is of the same order as the vertical accuracy of the shore survey allowing the combination and comparison of the two data sources.

Overall it was found that the systems used for the shore and nearshore surveys provide accurate data and thus, when combined, reliable morphology of the study area. However, the effects on the nearshore data of hydrodynamic processes such as wave height, wave period and direction must be considered in the post-processing. The ability to obtain repeatable morphology will provide the means to determine several types of beach parameters, while comparisons between surveys will allow the quantification of volumetric changes and seasonal profile response.

5. CONCLUSIONS

The monitoring program for Praia de Faro was carefully planned to take into account the morphodynamics of the study area and the acquisition of data useful for the determination of cross-shore morphological changes.

The overall system of surveying was adjusted to the morphology of the study area and thus requires different equipment and methods to be used on the shore as compared to the nearshore zone. A bathymetric survey system was developed for the nearshore zone (CBASS) which provides reasonably high accuracy data (an average lower than 20 cm). The vertical accuracy of the CBASS is comparable with other nearshore measurement systems and is also easily usable at other sites with moderate wave energy and steep morphology.

Equipment, operational and environment errors combined are of the order of 10 cm for both the shore surveys (using a total station) and in the nearshore (using CBASS). These errors are more than acceptable in terms of the morphology changes that are expected to occur in the study area.

In the future the ability to perform repeatable bathymetric surveys will provide high quality morphology data. This in turn will enable the interpretation of beach response to coastal processes and will contribute to the existing knowledge of cross-shore process.

Acknowledgements

This work was funded by the CROP project (**CRO**ss-Shore **P**rocess on **C**ontrasting **E**nvironments, PDCTM/P/MAR/15265/1999). The authors would like to thank the authorities of the Parque Natural da Ria Formosa and the Capitania de Faro for giving permission to carry out the fieldwork. Thanks also to all the people from CIACOMAR that helped during fieldwork.

REFERENCES

- Andrade, C. (1990) – O ambiente de barreira da Ria Formosa. Algarve - Portugal. *PhD Thesis*, Universidade de Lisboa, p. 645.
- Birkemeier, W.A. (1985) – Field data on seaward limit of profile change, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111 (3), p. 598-602.
- Costa, C.L. (1994) – Final report of sub-project “A Wind wave climatology of the Portuguese Coast”. *Report PO-WAVES 6/94-A*, IH/LNEC, Lisbon, 80 p.
- Dugan, J.P., Morris, W.D., Vierra, K.C., Piotrowski, C.C., Farruggia, G.J. and Campion, D.C. (2001) – Jetski-based nearshore bathymetric and current survey system, *Journal of Coastal Research*, 17 (4), p. 900-908.
- Ferreira, Ó., Martins, J.T. and Dias, J.A. (1997) – Morfodinâmica e vulnerabilidade da Praia de Faro. *In: Seminário sobre a Zona Costeira*, Algarve, EUROCOAST, Portugal, p. 67-76.
- Hallermeier, R.J. (1981) – A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering*, 4, p. 253-277
- Inman, D.L. and Rusnak, G.A. (1956) – Changes in sand level on the beach and shelf at La Jolla, California, *Beach Erosion Board TM-82*, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C., p. 255-284.
- Lee, G. and Birkemeier, W.A. (1993) – Beach and nearshore survey data: 1985-1991. CERC field research facility. *Technical Report CERC-93-3*, CERC, U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Leggett, D.J., Lowe, J.L. and Cooper, N.J. (1998) – Beach evolution on the Southern North Sea Coast, *Proc. Coastal Engineering 98*, Copenhagen, ASCE, Denmark, Vol. 3, p. 2759-2772.
- Martins, J.T., Ferreira, Ó., Ciavola, P. and Dias, J.M.A. (1996) – Monitoring of profile changes at Praia de Faro, Algarve: A tool to predict and solve problems. Taussik and J. Mitchell (eds), *Partnership in Coastal Zone Management*, Samara Publishing, p. 615–622.
- Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A. and Lee, G. (1998a) – Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA, *Marine Geology*, 148, p. 179-201.
- Nicholls, R.J., Larson, M., Capobianco, M. and Birkemeier, W.A. (1998b) – Depth of closure: improving understanding and prediction, *Proc. Coastal Engineering 98*, Copenhagen, ASCE, Denmark, Vol. 3, p. 2888-2901.
- Parson, L.E. (1997) – Beach and nearshore survey technology. *Coastal Engineering Technical Note II-38*, U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Pilkey Jr, O.H., Neal, W.J., Monteiro, J.H. and Dias, J.A. (1989) – Algarve barrier isles: a non coastal-plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 5 (2), p. 239–261.
- USACE (U.S. Army Corps of Engineers) (1995) – Coastal geology. *Engineer Manual 1110-2-1810*, Washington, DC.
- Wamsley, T. and Edge, B.L. (2001) – Shoreline monitoring program on the Texas Coast by real-time kinematic differential global positioning system, *Shore & Beach*, 69 (4), p. 25-31.

I Seminário de Geomorfologia

O I Seminário de Geomorfologia, organizado pela Associação Portuguesa de Geomorfólogos (APGeom), realizou-se em Lisboa, entre 14 e 16 de Março de 2002.

A Comissão Científica foi composta pelos seguintes membros de várias universidades: Suzanne Daveau, António de Brum Ferreira, Ana Ramos Pereira, Catarina Ramos, José Luís Zêzere, Maria Luísa Rodrigues (Universidade de Lisboa); Fernando Rebelo e Lúcio Cunha (Universidade de Coimbra); Miguel Azevedo Coutinho (Universidade Técnica de Lisboa); Maria Assunção Araújo e António Pedrosa (Universidade do Porto); Virgínia Henriques e António Martins (Universidade de Évora).

A Comissão Organizadora do Seminário foi formada por Catarina Ramos, Mário Neves e Gonçalo Vieira e o Secretariado por Jorge Trindade e Ricardo Garcia.

O Seminário procurou reunir investigadores que, em vários domínios científicos (Geografia Física, Geologia, Engenharia, Arquitectura e Arqueologia), se dedicam ou utilizam a Geomorfologia, no estudo do funcionamento dos sistemas físicos do território (litorais, fluviais, de vertente...), bem como das suas aplicações no domínio do ambiente (estado do ambiente e sua evolução) e do ordenamento do território (recursos e riscos).

Os dois primeiros dias (14 e 15 de Março), que decorreram na Faculdade de Letras de Lisboa, foram dedicados à apresentação de conferências e comunicações (orais e em poster), bem como à discussão das mesmas no espaço dedicado ao debate; o terceiro dia foi ocupado com uma saída de campo, cujo objectivo foi o de mostrar e discutir *in loco* os processos da dinâmica geomorfológica das vertentes na região de Lisboa e os riscos naturais daí decorrentes.

A realização do I Seminário de Geomorfologia saldou-se por um grande sucesso, como comprovam: o número de inscrições (146) que ultrapassou, em mais de um terço, as inicialmente previstas; a grande adesão de estudantes do ensino superior, os quais representaram cerca de metade (75) dos inscritos; a diversidade e interesse das 32 comunicações apresentadas; o reconhecimento por parte dos participantes da boa organização do Seminário, bem como dos contactos entre investigadores de várias instituições que foram possíveis de estabelecer devido à realização deste encontro científico.

Os participantes no Seminário pertencem a 11 Universidades, 4 Institutos de Investigação, 2 Escolas Superiores, 11 Escolas Secundárias e 8 organismos vários (Ministério da Educação, Centro Nacional de Informação Geográfica, GEOTA, Direcção-Geral do Território e Desenvolvimento Urbano, Junta da Área Metropolitana de Lisboa e 3 Câmaras Municipais).

O Seminário foi dividido em 4 temas, cada um dos quais foi aberto por uma conferência, proferida por um reconhecido especialista, à qual se seguiram as comunicações. Foram apresentadas 32 comunicações, das quais 27 orais e 5 em poster.

Conferencistas e comunicantes foram convidados a participar no Volume I das Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos. À Comissão Redatorial chegaram 16 contribuições escritas (3 conferências e 13 comunicações). As comunicações foram apreciadas por revisores científicos, aos quais a Comissão Redatorial agradece a sua disponibilidade: António de Brum Ferreira, Suzanne Daveau, Ana Ramos Pereira, Maria Assunção Araújo, Catarina Ramos, José Luís Zêzere e Maria Luísa Rodrigues.

É o resultado de todo esse trabalho que constitui o I Volume das Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos.

A Coordenadora da Comissão Redatorial
Catarina Ramos