

CATÁSTROFES MISTAS

UMA PERSPETIVA AMBIENTAL

IMPRESA DA
UNIVERSIDADE
DE COIMBRA
COIMBRA
UNIVERSITY
PRESS

LUCIANO LOURENÇO
ADÉLIA NUNES
(COORDS.)

RISCOS
E C A T Á S T R O F E S

I
IMPRESA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA
COIMBRA UNIVERSITY PRESS
U

ESTRUTURAS EDITORIAIS

Série Riscos e Catástrofes
Estudos Cindínicos

DIRETOR PRINCIPAL | MAIN EDITOR

Luciano Lourenço
Universidade de Coimbra

DIRETORES ADJUNTOS | ASSISTANT EDITORS

Adélia Nunes, Fátima Velez de Castro
Universidade de Coimbra

ASSISTENTE EDITORIAL | EDITORIAL ASSISTANT

Fernando Félix
Universidade de Coimbra

COMISSÃO CIENTÍFICA | EDITORIAL BOARD

Ana C. Meira Castro
Instituto Superior de Engenharia do Porto

António Betâmio de Almeida
Instituto Superior Técnico, Lisboa

António Duarte Amaro
Escola Superior de Saúde do Alcoitão

António Manuel Saraiva Lopes
Universidade de Lisboa

António Vieira
Universidade do Minho

Cármem Ferreira
Universidade do Porto

Helena Fernandez
Universidade do Algarve

Humberto Varum
Universidade de Aveiro

José Simão Antunes do Carmo
Universidade de Coimbra

Margarida Horta Antunes
Instituto Politécnico de Castelo Branco

Margarida Queirós
Universidade de Lisboa

Maria José Roxo
Universidade Nova de Lisboa

Romero Bandeira
Instituto de Ciências Biomédicas Abel Salazar, Porto

Tomás de Figueiredo
Instituto Politécnico de Bragança

Antenora Maria da Mata Siqueira
Univ. Federal Fluminense, Brasil

Carla Juscélia Oliveira Souza
Univ. de São João del Rei, Brasil

Esteban Castro
Univ. de Newcastle, Reino Unido

José António Vega
Centro de Investigación Forestal de Lourizán, Espanha

José Arnaez Vadillo
Univ.de La Rioja, Espanha

Lidia Esther Romero Martín
Univ. Las Palmas de Gran Canaria, Espanha

Miguel Castillo Soto
Universidade do Chile

Montserrat Díaz-Raviña
Inst. Inv. Agrobiológicas de Galicia, Espanha

Norma Valencio
Univ. Federal de São Carlos, Brasil

Ricardo Alvarez
Univ. Atlântica, Florida, Estados Unidos da América

Victor Quintanilla
Univ. de Santiago de Chile, Chile

Virginia Araceli García Acosta
CIESAS, México

Xavier Ubeda Cartaña
Univ. de Barcelona, Espanha

Yvette Veyret
Univ. de Paris X, França

CATÁSTROFES MISTAS

UMA PERSPETIVA AMBIENTAL

IMPrensa DA
UNIVERSIDADE
DE COIMBRA
COIMBRA
UNIVERSITY
PRESS

LUCIANO LOURENÇO
ADÉLIA NUNES
(COORDS.)

EDIÇÃO

Imprensa da Universidade de Coimbra
Email: imprensa@uc.pt
URL: http://www.uc.pt/imprensa_uc
Vendas online: <http://livrariadaimprensa.uc.pt>

COORDENAÇÃO EDITORIAL

Imprensa da Universidade de Coimbra

CONCEÇÃO GRÁFICA

Imprensa da Universidade de Coimbra

PRÉ-IMPRESSÃO

Fernando Felix

INFOGRAFIA DA CAPA

Mickael Silva

PRINT BY

KDP

ISBN

978-989-26-1902-6

ISBN DIGITAL

978-989-26-1901-9

DOI

<https://doi.org/10.14195/978-989-26-1901-9>

RISCOS - ASSOCIAÇÃO PORTUGUESA DE RISCOS, PREVENÇÃO E SEGURANÇA

TEL.: +351 239 992 251; FAX: +351 239 836 733

E-MAIL: RISCOS@UC.PT

© DEZEMBRO 2019, IMPRENSA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA

CATÁSTROFES MISTAS

Catástrofes mistas : uma perspetiva ambiental / coord. Luciano Lourenço, Adélia Nunes. – (Riscos e catástrofes)

ISBN 978-989-26-1902-6 (ed. impressa)

ISBN 978-989-26-1901-9 (ed. eletrónica)

I – LOURENÇO, Luciano, 1951-

II – NUNES, Adélia, 1971-

CDU 551

SUMÁRIO

PREFÁCIO	7
INTRODUÇÃO	11
RISCOS MISTOS DE COMPONENTE ATMOSFÉRICA.....	17
Riscos atmosféricos mistos	
Ana Monteiro e Helena Madureira	19
RISCOS MISTOS DE COMPONENTE GEODINÂMICA	39
Risco de sismicidade induzida	
Bruno M. Martins	41
Risco de erosão hídrica do solo	
Adélia Nunes	51
Risco de erosão fluvial	
Adélia Nunes	77
Risco de erosão costeira	
António Campar de Almeida.....	109
Risco de erosão eólica	
António Campar de Almeida.....	155
Risco de erosão química	
António Campar de Almeida.....	195
Desertificação	
Maria José Roxo e Carlos Russo Machado	211
Riscos de salinização do solo	
Maria da Conceição Gonçalves, José Casimiro Martins e Tiago Brito Ramos	241
Riscos relacionados com intrusão salina	
Bruno M. Martins	269
Riscos de poluição	
Cármén Ferreira.....	279
Riesgos de incendio forestal	
Miguel E. Castillo Soto.....	313
CONCLUSÃO	361

(Página deixada propositadamente em branco)

PREFÁCIO

O terceiro dos volumes dedicados às Catástrofes trata daquelas que tanto podem ter uma origem natural, como podem ser provocadas pelo ser humano, razão pela qual as designamos por catástrofes mistas. Porque a maioria delas produz efeitos notórios sobre o ambiente, por vezes também são referidas como catástrofes ambientais, embora, neste caso, não seja tida em conta a sua origem, ou seja, as causas que as determinaram, mas sim as suas consequências, o que corresponde a um critério diferente daquele que esteve subjacente à divisão que usámos para organizar os três últimos volumes da Série.

Mas, porque muitas das consequências das catástrofes mistas se refletem exatamente sobre o ambiente, torna-se difícil traduzir esses efeitos em perdas de seres humanos, como fizemos nos dois volumes anteriores, já que mesmo quando elas existem, raramente ocorrem em simultâneo e, por conseguinte, não se tornam tão visíveis como sucede nas catástrofes naturais e antrópicas, em que o número de mortos provocados por um único acontecimento pode ser muito elevado.

Todavia e embora sendo mais raro, as catástrofes mistas também podem provocar muitas mortes, sendo suficiente estar atento às notícias para, de quando em vez, tomar conhecimento de algumas dessas consequências, traduzidas em número de mortes.

Apenas a título de exemplo, referimos duas notícias sobre os efeitos da poluição. Uma delas da autoria de Amber Milne, da *Thomson Reuters Foundation*, publicada no jornal O Globo, de 12 de março de 2019, intitulada: *Poluição mata mais do que cigarro, revela estudo internacional*, dava conta de que “cientistas constataam que 8,8 milhões de pessoas morreram em apenas um ano, mais do que as 7 milhões de vítimas anuais do tabagismo” (<https://oglobo.globo.com/sociedade/saude/poluicao-mata-mais-do-que-cigarro-revela-estudo-internacional-23515245>).

Uma outra notícia, publicada no Público de 4 de abril de 2019, da autoria de Sofia Neves, intitulada *Só em 2017 morreram 3540 pessoas devido à poluição atmosférica em Portugal*, dava conta de que “a poluição do ar foi o quinto principal causador de mortes prematuras em todo o mundo: 4,9 milhões. Em Portugal, o problema

matou pelo menos 3540 pessoas. Os países em desenvolvimento são os mais afectados, mas os casos mais graves continuam a ser a China e a Índia” (<https://www.publico.pt/2019/04/04/ciencia/noticia/quase-dez-mortes-2017-causados-poluicao-atmosferica-1867924>).

E porque, na altura em que estou a redigir este prefácio, as notícias são sobre os grandes incêndios florestais que, de novo, voltaram ao Centro de Portugal, não posso deixar de referir o trabalho da Agência Lusa, publicado no Observador de 18 de junho de 2017, na sequência do incêndio florestal de Pedrógão Grande, registado no dia anterior e de triste memória, com o título: *Os incêndios que mais mataram no mundo*, dando conta de que aquele que mais vítimas mortais causou ter-se-á sido registado em 1871, nos Estados Unidos. “*O incêndio florestal mais mortífero parece ter sido o de outubro desse ano, em Peshtigo (Wisconsin), que causou entre 800 e 1 200 mortos, segundo as estimativas. O incêndio, que tinha deflagrado na floresta há uns dias, destruiu em algumas horas a localidade de 1 700 habitantes, bem como outras 16 vilas, numa área de mais de 500 000 hectares*” (<https://observador.pt/2017/06/18/os-incendios-que-mais-mataram-no-mundo/>). Depois, seguia-se a lista com o número de vítimas mortais provocados por outros grandes incêndios.

Como é sabido, em Portugal o ano com maior número de mortos foi o de 2017, num total de 121, sobretudo vítimas dos incêndios de 17 de junho e 15 de outubro, como refere a Sábado, um ano depois, a 16 de junho de 2018, num texto da Lusa com o título “*Está ‘tudo’ por fazer para que Pedrógão não regresse ao pré-incêndios*”. Entre outros aspetos, menciona expressamente:

“O incêndio que deflagrou há um ano em Pedrógão Grande (distrito de Leiria), em 17 de Junho, e alastrou a concelhos vizinhos provocou 66 mortos e cerca de 250 feridos.

As chamas, extintas uma semana depois, destruíram meio milhar de casas, 261 das quais habitações permanentes, e 50 empresas.

Em Outubro, os incêndios rurais que atingiram a região Centro fizeram 50 mortes, a que se somam outras cinco registadas noutros fogos, elevando para 121 o número total de mortos em 2017” (<https://www.sabado.pt/portugal/detalhe/esta-tudo-por-fazer-para-que-pedrogao-nao-regresse-ao-pre-incendios>).

Com efeito, os grandes incêndios florestais são um bom exemplo de catástrofes de origem mista, não tanto, felizmente, pelo número de mortos, mas sobretudo

pela destruição de diversos tipos de bens e haveres, bem como de extensas áreas de património florestal e, ainda, pelas graves consequências socioeconómicas e ambientais que acarretam *a posteriori*.

De facto, muitas das catástrofes que serão abordadas neste volume, não se traduzem diretamente num elevado número de mortos, mas antes fazem sentir os seus efeitos sobre o ambiente e, deste modo, indiretamente, sobre a população que, por vezes, só mais tarde acaba por ser afetada.

Porventura, as catástrofes mistas que permitem uma quantificação mais direta do número de mortos resultam da plena manifestação dos riscos biomédicos, também designados por riscos do foro infecto-contagioso, em resultado da atuação de microrganismos e parasitas, que podem ser transmitidos por vectores biológicos (vírus e bactérias), por ingestão de água e alimentos, por contágio de sangue contaminado e secreções orgânicas, por inalação e, ainda, por mais de que um dos mecanismos anteriores. Todavia, a conclusão deste capítulo foi mais demorada do que o inicialmente previsto e, para não atrasar mais a publicação deste volume, por opção dos autores foi decido publicá-lo mais tarde, num outro tomo dedicado ao assunto.

Depois desta breve nota sobre algumas das consequências das catástrofes mistas, esperamos ter aguçado o apetite do leitor para não só se embrenhar nas páginas seguintes, onde estes temas serão tratados de forma mais profunda, mas também para se empenhar na investigação das catástrofes mistas, uma área científica que ainda carece de muita pesquisa.

Coimbra, 23 de julho de 2019

Luciano Lourenço

(Página deixada propositadamente em branco)

INTRODUÇÃO

Adélia Nunes

Departamento de Geografia e Turismo da Faculdade de Letras
CEGOT e RISCOS, Universidade de Coimbra, Portugal
ORCID: 0000-0003-3927-0748 adelia.nunes@ci.uc.pt

Os riscos mistos, de componente ambiental, associam-se a fenómeno potencialmente perigosos com causas combinadas, ou seja, para a sua manifestação concorrem condições naturais e/ou ações antrópicas. Resultam, assim, da combinação de ações continuadas da atividade humana com o funcionamento dos sistemas naturais, incluindo-se neste conjunto os incêndios florestais, a contaminação de cursos de água e aquíferos e a degradação e contaminação dos solos. Na terminologia sobre a Redução de Risco de Catástrofes do UNISDR emergem como riscos sicionatu-rais, pois estão associados à combinação de factores naturais e antropogénicos, enfatizando a degradação ambiental e as mudanças climáticas. Acrescentam, ainda, que podem ser riscos químicos, naturais e biológicos, e resultar da degradação ambiental ou da poluição física ou química do ar, da água e do solo. No entanto, muitos dos processos e fenómenos que se enquadram nesta categoria podem ser, também, considerados “*driving forces*” de outros riscos como a degradação do solo, a desfloresta-ção, a perda de biodiversidade, a salinização e o aumento do nível do mar.

Na obra que agora se apresenta analisam-se dois tipos principais de riscos: (i) os riscos mistos de componente atmosférica, quando, além do factor antrópico, se produzem no seio da atmosfera e os (ii) riscos mistos de componente geodinâmica, quando, além da ação antrópica, se relacionam com forças (geodinâmica interna) e processos (geodinâmica externa) que atuam sobre a Terra.

Nos riscos de componente atmosférica, no capítulo intitulado “*Riscos atmosfê-ricos mistos*”, as autoras, Ana Monteiro e Helena Madureira, pretendem identificar algumas das ameaças provenientes da atmosfera que podem causar, direta ou indiretamente, perdas e danos severos para os seres humanos, assim como a sua distribuição planetária. Entre a multiplicidade de riscos que podem ser identificados, abordaram três com grande relevância científica e mediatismo social, associados às alterações na composição química da atmosfera, e dois menos valorizados nos

planos de prevenção, como a queda de meteoritos e os resultantes das pesquisas espaciais. A redução de espessura da camada de ozono, o agravamento do efeito de estufa e a poluição da atmosfera por terem sido identificados como ameaças severas, tanto os estímulos como as consequências têm sido descritos e bastante divulgados na sociedade. Concluem, todavia, que a valorização destes riscos ainda se encontra fortemente condicionada pela magnitude das consequências, diretas e imediatas, e pelo contexto social, económico e político dos alvos.

A abordagem aos Riscos Mistos de componente geodinâmica inicia-se como o capítulo “*Risco de sismicidade induzida*”, da autoria de Bruno Martins. De acordo com o Autor, a génese antrópica de sismos, em reservatórios, minas, campos de petróleo e gás e injeção de fluidos justificam-se, fundamentalmente, pelas mudanças de pressão introduzidas sobre a estrutura geológica, modificadoras das pressões neutras nas falhas, no volume, forças aplicadas e carga. Acrescenta, ainda, que a dimensão da estrutura influi no impacto sobre a área crustal, sugerindo que quanto maior for, maior será o risco de sismicidade.

Os capítulos subsequentes, relacionados com a erosão (geodinâmica externa), têm como denominador comum a água enquanto agente erosivo. A erosão assume, assim, diversas formas: pluvial, resultante das águas das chuvas; fluvial, causada pela água que flui nas linhas de água; costeira, consequência da ação das águas do mar; química, através da reação dos materiais minerais das rochas à água, levando a formação de novos minerais (argilas) e sais solúveis. O “*Risco de erosão hídrica do solo*”, da autoria de Adélia Nunes, sintetiza os tipos e os principais fatores que interferem na erosão hídrica em vertentes. Analisam-se alguns dos principais métodos usados na sua avaliação/monitorização, assim com as atividades antrópicas que mais têm contribuído para acelerar estes processos, bem como as respetivas consequências e algumas medidas de mitigação. Com efeito, a erosão por efeito da água da chuva constitui um dos principais processos de degradação da camada edáfica superficial, à escala global, ameaçando a produtividade agrícola do solo e a estabilidade económica e social de diversas regiões do globo. No capítulo seguinte, da mesma autora, intitulado “*Risco de erosão fluvial*” analisa-se a dinâmica fluvial, enfatizando-se os agentes e processos que atuam ao nível do escavamento, transporte e deposição de sedimentos. São também abordadas as principais formas resultantes, os fatores

intervenientes, alguns dos métodos utilizados na avaliação do transporte de sedimentos e na erosão lateral, assim como na sua proteção.

António Campar de Almeida, autor dos três capítulos que se seguem, debruça-se em primeiro lugar sobre os “*Riscos de erosão costeira*”, discutindo as condições naturais terrestres e marinhas mais favoráveis à ação dos processos perigosos, assim como o aumento da exposição humana a esses processos. São abordadas as dinâmicas próprias da costa de arriba e da costa arenosa baixa e são analisadas as medidas que têm sido tomadas para combater ou mitigar a erosão costeira e possíveis adaptações. No capítulo que intitula “*Risco de erosão química*”, o autor refere que os principais processos químicos que se verificam à superfície da crosta terrestre têm como principal interveniente a água, quer como meio de reação quer como reagente. Assim, entre os múltiplos processos que podem ocorrer, aborda a hidratação, a dissolução, a hidrólise, a oxidação e a redução. São, igualmente, analisados alguns dos efeitos mais evidentes da ação destes processos, quer na natureza quer em construções humanas. Problematisa, também, algumas das alterações que se verificarão, em termos da generalidade dos processos químicos, na sequência das mudanças climáticas previstas.

No capítulo, com o título “*Riscos de erosão eólica*”, também da autoria de António Campar de Almeida, o vento assume-se como agente erosivo, cujos modos de atuar sobre as rochas e de destruir ou construir geoformas são muito diferenciados. Assim, depois de analisar como atua o vento, apresenta o modo como modela a paisagem nas regiões áridas e como pode afetar os solos das regiões semiáridas. Por último, discute algumas das medidas usadas para minimizar os efeitos da erosão eólica, tanto em solos como em dunas, assim como as adaptações humanas a essa erosão.

Maria José Roxo e Carlos Russo Machado, no seu capítulo “*Desertificação*”, descrevem este processo como gradual, marcado pela perda de produtividade do solo e de diminuição da cobertura vegetal, em consequência da interação das atividades humanas com as condições ambientais marcadas por situações de seca e aridez. Analisam a sua dimensão planetária, os processos envolvidos, as consequências, a sua evolução e discutem o papel de organizações como as Nações Unidas e a União Europeia no combate à desertificação, identificando os mecanismos, instrumentos e estratégias adotadas para minimizar os seus efeitos. O “desaparecimento do Mar

de Aral” e o fenómeno da desertificação na Península Ibérica, constituem os estudos de caso. No final, são perentórios quanto à necessidade, perante um cenário em que as alterações climáticas são bem evidentes, dos governos e dos cidadãos, em todo o mundo, terem o conhecimento da dimensão, das causas, consequências e de algumas medidas de mitigação/adaptação aos processos de desertificação.

“*Riscos de salinização do solo*”, de Maria da Conceição Goncalves, José Casimiro Martins e Tiago Brito Ramos, e “*Riscos relacionados com intrusão salina*”, de Bruno Martins, abordam as questões da salinização, enquanto processos de degradação do solo e dos aquíferos, a nível mundial. Embora o problema de salinização do solo pareça limitado às zonas costeiras afetadas pelas marés (sapais) e a algumas áreas regadas no sul do País (Alentejo), o aumento do regadio e as perspetivas de mudanças climáticas para as próximas décadas, nomeadamente, o aumento das temperaturas e da concentração de sais solúveis na água de rega, podem levar a um acréscimo da área afetada em Portugal e a uma crescente degradação dos solos.

Por outro lado, a excessiva extração de água doce, devido à crescente pressão demográfica nas áreas costeiras, aliada a uma agricultura intensiva, exigentes em consumo de água, têm conduzido a uma penetração da água salgada para áreas mais continentais, responsável pela denominada intrusão salina em aquíferos. Os problemas relacionados com a intrusão salina são mundiais e têm-se agravado ao longo das últimas décadas, com consequências severas para o ambiente, as populações, a economia e a sociedade. De acordo com o autor, B. Martins, a diminuição do risco dependerá em boa parte das estratégias de redução das vulnerabilidades que passarão, necessariamente, por um planeamento e gestão global dos recursos hídricos objetivada num princípio de desenvolvimento sustentável.

O capítulo “*Riscos de poluição*”, de autoria de Carmén Ferreira, inicia-se com a discussão dos termos “poluição” *vs.* “contaminação”, concluindo que que um solo ou uma massa de água pode estar contaminado/a mas não poluído/a, todavia se estiver poluído/a está, obviamente, contaminado/a. Enfatizando os efeitos adversos da ação antrópica nestes dois recursos estratégicos, o solo e a água, dos quais depende o futuro da Humanidade, reforça a necessidade de um controlo da ocupação do solo urbano, das práticas agrícolas e industriais e o respeito pelo cumprimento da legislação relativa a estes recursos, tendo em conta a sua gestão baseada nos princípios de sustentabilidade.

O último dos capítulos desta obra, “*Riesgos de incendio forestal*”, da autoria de Miguel E. Castillo Soto, analisa a incidência geográfica dos incêndios florestais, numa perspetiva multiescalar, desde o global, com o intuito de definir macro zonas de ocorrência, ao particular, ou seja, através da análise de alguns exemplos de incêndios particularmente catastróficos, onde se incluem os incêndios de junho e outubro de 2017 em Portugal. Com efeito, entre os riscos mistos, os incêndios florestais têm merecido maior destaque sobretudo pela sua dimensão global, pelos impactes que provocam nas diferentes componentes da natureza e da sociedade. Apesar de fazerem parte da história da humanidade, os incêndios florestais representam, na atualidade, uma das mais importantes ameaças às funções e serviços dos ecossistemas, de que dependem o bem estar e a qualidade de vida da população.

(Página deixada propositadamente em branco)

**RISCOS MISTOS
DE COMPONENTE
GEODINÂMICA**

(Página deixada propositadamente em branco)

RISCO DE EROSÃO EÓLICA

RISK OF WIND EROSION

António Campar de Almeida

Departamento de Geografia e Turismo da Faculdade de Letras
CEGOT, Universidade de Coimbra, Portugal
ORCID: 0000-0002-7616-4023 campar@ci.uc.pt

Sumário: O vento tem os seus modos muito próprios de atuar sobre os sedimentos e de destruir ou construir geoformas. Depois de mostrar como atua o vento, apresenta-se o modo como modela a paisagem nas regiões áridas e como pode afetar os solos das regiões semiáridas. Segue-se uma exposição sobre a origem, dinâmica e formas dos principais tipos de dunas, em especial nas regiões costeiras, como é o nosso caso. Termina-se por discutir medidas contra a erosão eólica tanto em solos como em dunas, assim como as adaptações humanas a essa erosão.

Palavras-chave: Erosão, vento, dunas, desertos, *dust bowl*.

Abstract: The wind has its own special ways of acting on sediments and of destroying or constructing landforms. After showing how the wind acts, we show how it shapes the landscape of arid regions and how it can affect the soils of semi-arid regions. We then describe the origin, dynamics and forms of the main types of dunes, especially in coastal regions, as in our case. Finally, we discuss measures to combat wind erosion of both soil and dunes, as well as human adaptations to such erosion.

Keywords: Erosion, wind, dunes, deserts, dust bowl.

Introdução

O vento é com frequência um agente erosivo. Porém, não obstante faça sentir o seu efeito por toda a superfície terrestre, apenas sob certas condições desempenha aquela função de modificação desta superfície. Vários fatores concorrem para esta disparidade de comportamento: a diversidade espacial e temporal na distribuição dos ventos eficazes, ou seja, dos ventos capazes de transportar sedimentos, a variada disponibilidade destes sedimentos à superfície e, fundamentalmente, a existência ou não de vegetação a proteger essa superfície. É quando se conjugam áreas sem vegetação ou com vegetação muito esparsa, com partículas minerais soltas do tamanho de areias ou inferiores e ventos moderados ou fortes, que estes conseguem desempenhar o seu papel morfogenético.

Tal como com outros agentes de transporte a sua dinâmica manifesta-se através das componentes arranque, transporte e acumulação, completando-se no processo geral erosivo e cabendo a cada uma delas potenciais riscos, embora em graus diferenciados, que abaixo serão objeto de análise.

Vários têm sido os tipos de abordagem da problemática do vento como agente erosivo. Uma das primeiras preocupações foi a da velocidade mínima necessária para colocar os sedimentos em movimentação a partir de uma superfície com materiais soltos. Físicos ou engenheiros, em regra trabalhando em laboratório, com túnel de vento, dedicaram-se a descobrir os fatores intervenientes e a formular as suas relações. Ralph Bagnold (1941) foi o expoente maior nesta tentativa e a sua fórmula, que considera o diâmetro do sedimento a variável fundamental, está na base de todas as que se seguiram. Este problema da velocidade limiar de arranque ou velocidade tangencial crítica continuou a ser estudado por outros autores mais recentes como D. J. Sherman e S. Hotta (1990). O passo sequencial óbvio foi a tentativa de determinação da quantidade de sedimentos transportados durante certo tempo e por unidade de secção. Os mesmos autores e vários outros (e.g. Fryberger, 1979, Pye e Tsoar, 1990) encontraram resultados onde é apontada a velocidade do vento como a variável explicativa mais importante.

A abordagem das geoformas criadas pelo transporte eólico de sedimentos principalmente arenosos é desenvolvida em especial pelos geomorfólogos, embora o

engenheiro Bagnold (1941) também se lhe tenha dedicado, e a sua preocupação recai sobre os diferentes tipos destas geoformas, as razões da sua origem e transformação ou permanência, e a sua dinâmica. As dunas quer litorais quer dos interiores continentais áridos são o seu campo de exploração. Autores como A. Clos-Arceud (1969), I. G. Wilson (1973), N. Lancaster (1995), Giles Wiggs (2001) e outros concentraram-se a estudar as dunas das regiões áridas, enquanto sobre as dunas costeiras há uma panóplia muito grande de autores entre os quais se podem destacar W. S. Cooper (1958), P. A. Hesp (1988), K. Pye (1983), K. F. Nordstrom *et al.* (1990).

Geomorfólogos também se têm preocupado com um outro tipo de abordagem que está relacionada com as formas decorrentes fundamentalmente da deflação e do impacto das partículas minerais sobre superfícies rochosas coesas (Bloom, 1998; Thomas, 2011a). Em regra, estes efeitos erosivos manifestam-se com maior frequência nas regiões áridas.

Os acontecimentos catastróficos conhecidos por “Dust Bowl” que tiveram lugar nas grandes planícies norte-americanas, uma das quais na década de trinta do séc. XX, em que enormes quantidades de poeiras retiradas aos solos foram postas em movimento pelo vento, suscitaram o aparecimento de vários estudos sobre as suas causas, consequências e possibilidades de mitigação e prevenção. W. S. Chepil (1957; Chepil e Woodruff, 1954; Chepil *et al.*, 1962) destaca-se entre vários autores, alguns deles na sequência de trabalhos mandados desenvolver pelos serviços de agricultura norte-americanos. Esta abordagem recai sobre más práticas agrícolas, mas também sobre episódios climáticos, que potenciam processos de erosão eólica sobre solos estruturalmente erodíveis pelo vento. A Universidade do Nebraska-Lincoln criou, inclusive, um centro de investigação deste fenómeno climático-geomorfológico (*The National Drought Mitigation Center*).

A pressão exercida pelo uso e ocupação humana sobre a orla costeira e a previsível, e já verificada, subida do nível do mar têm suscitado o desenvolvimento de inúmeros trabalhos de investigação sobre as relações praia-duna e sobre a estabilidade das dunas como primeira barreira à transgressão marinha e por serem sistemas sensíveis. Esta abordagem prosperou, em especial a partir da década de 1980, com as manifestações evidentes de recuo da linha de costa em muitas praias espalhadas pelo mundo (e.g. Carter *et al.*, 1990; Carter, 1991; Sherman e Bauer, 1993; Haslett, 2009).

Fontes de energia

As fontes de energia que fazem movimentar o ar, originando o vento, são exógenas (Haslett, 2009). A captação espacialmente diferenciada da energia solar por parte da baixa atmosfera, ou seja do seu maior ou menor aquecimento, induz a formação de campos barométricos com valores médios de pressão do ar também diferentes e, assim, promove a circulação de ar entre eles na tentativa de equilibrar as suas pressões (Summerfield, 1991). A energia cinética (E_c) assim criada, tendo em atenção a fórmula geral desta energia, varia em função da massa específica do fluido (m), praticamente constante ($1,22 \text{ g cm}^{-3}$), e da velocidade (v) a que circula, na seguinte relação: $E_c = (m.v^2)/2$. Embora um ar frio seja mais pesado do que um ar quente (a $-5^\circ\text{C} = 1,31 \text{ g cm}^{-3}$ e a $40^\circ\text{C} = 1,10 \text{ g cm}^{-3}$) é a velocidade que determina a energia cinética do vento, por estar elevada ao quadrado (Sherman & Hotta, 1990).

Áreas de atuação

Quando se fala no vento como agente de transporte de sedimentos pensa-se de imediato nas regiões secas, portanto nas áreas áridas e semi-áridas. No entanto, mesmo em regiões húmidas ele pode atuar, pelo varrimento de superfícies desnudadas, pelo levantamento e transporte de sedimentos e pela construção de geoformas próprias. Os litorais de costa arenosa são dos mais propícios a estas atuações à custa da existência de uma superfície sem ou com muito pouca vegetação que é a praia. Ventos provenientes do mar são os mais favoráveis ao transporte de areias e construção de dunas. No entanto, quer no litoral quer no interior dos continentes, superfícies agricultadas, desde que os solos apresentem texturas arenosas finas ou siltosas, poderão ser varridas por ventos suficientemente fortes para os transportar, bastando que estes coincidam com a sua exposição depois de lavrados ou remexidos de qualquer outro modo. Mesmo na húmida Europa do Norte há exemplos da erosão pelo vento em situações destas (Bärring *et al.*, 2003).

Agentes erosivos e processos

O vento, só por si, pode ser um agente direto de erosão ao levantar e transportar, a variadas distâncias, sedimentos que estavam estabilizados numa determinada superfície a qual é, assim, erodida. Este processo, conhecido por *deflação*, é o ponto de partida para os outros processos que são os de *deposição* e os de desgaste ou *corrasão*.

A deposição verifica-se mal a energia de sustentação das partículas sólidas no ar baixe para valores aquém do seu limiar mínimo, que se pode verificar quer pela diminuição geral da velocidade do vento, quer pela expansão do canal de circulação que leva a essa mesma diminuição de velocidade. Outro caso ocorre com a criação de uma barreira à progressão dessas partículas, normalmente provocada por vegetação que diminui a pressão tangencial, aumenta a rugosidade da superfície do fluxo do ar (Goldsmith *et al.*, 1990), assim como a altura de deslocamento do ar que passa a ser a partir de 2/3 da altura média da vegetação, desde que esta seja densa, diminuindo-lhe a capacidade de cisalhamento junto a essa superfície (Sherman & Hotta, 1990; Pye, 1983). A interposição de barreiras artificiais, como paliçadas, colocadas nas áreas de maior circulação do vento, em muitos períodos carregado de areia, promove também a diminuição brusca da sua velocidade e, assim, a acumulação da areia, especialmente a sotavento, mas também a barlavento do obstáculo.

O desgaste ou corrasão é a ação erosiva provocada pela projeção das partículas transportadas pelo vento de encontro a superfícies rochosas ou sobre fragmentos de rocha destacados, mas não deslocáveis pelo vento. Este processo, quando efetuado sobre superfícies rochosas, assemelha-se ao que as ondas exercem sobre a base das arribas com os sedimentos que transportam, a abrasão (na literatura científica de língua inglesa estes dois processos são referidos pelo mesmo termo, *abrasion*) e o modo de desgaste é algo semelhante.

Modos de circulação dos sedimentos

As partículas podem mover-se por *suspensão*, *saltação* e *reptação*.

Em *suspensão* atingem longas distâncias em cada um dos movimentos, elevam-se mais, e é típica de partículas com diâmetro menor do que 60 a 70 μm , ou seja principalmente siltes e argilas. Nos desertos e semidesertos dão origem às tempestades de areia, se são constituídas, de facto, por areias finas e, no essencial, por partículas siltosas e argilosas. Quando os ventos são fortemente convectivos podem subir para níveis altos da troposfera e deslocarem-se por milhares de quilómetros. Com alguma frequência, os arquipélagos da Madeira, das Canárias e de Cabo Verde e mesmo o continente europeu e as Caraíbas (Pye, 1995) são atingidos por estes sedimentos com origem no deserto do Sahara.

Em *saltação* as partículas deslocam-se pequenas distâncias de cada vez e os seus diâmetros variam entre 60 e 500 μm , ou seja areias finas e médias.

Em *reptação*, muitas das vezes em rolamento, as partículas deslocam-se distâncias muito curtas e são impelidas pelas partículas em saltação, ao chocarem contra a superfície. Os seus diâmetros são superiores a 500 μm , ou seja, areias médias a grosseiras.

A maior parte dos grãos de areia desloca-se numa camada junto ao solo, com uma espessura que ronda os 20-30 cm, mas que varia para mais ou para menos, consoante o seu diâmetro médio é menor ou maior, respectivamente (Bagnold, 1941).

Também em média, cerca de 75% dos grãos desloca-se em saltação e 25% em reptação (Bloom, 1998).

Velocidade limiar de arranque ou velocidade tangencial crítica

Os grãos de areia serão movidos pelo vento quando as forças do fluido (sustentação, arraste e momento) excederem os efeitos do peso da partícula e da coesão com as partículas adjacentes. Vários autores têm estudado o modo como os grãos de areia entram em movimento, assim como os vários factores que intervêm nesse processo.

Bagnold (1941), como já foi referido, foi um dos pioneiros e a sua fórmula já se tornou clássica:

$$U_{*c} = A [(r_s - r/r)gd]^{0,5}$$

em que U_{*c} é a velocidade tangencial crítica, r é a massa específica do fluido (neste caso o ar = $1,22 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$), r_s é a massa específica do grão ($2,65 \text{ g cm}^{-3}$ para o quartzo), g é a aceleração da gravidade (980 cm s^{-2}), d é o diâmetro médio do grão (mm) e A um coeficiente cujo valor é 0,1 no ar para partículas maiores que 0,2 mm.

Como se pode ver pela fórmula, a velocidade mínima capaz de movimentar as areias varia diretamente com a raiz quadrada da massa específica dos grãos e do seu diâmetro; a massa específica dos grãos pode ser praticamente negligenciada se não se verificar alteração na composição dos sedimentos (em regra são maioritariamente de quartzo). A massa específica do ar pode ter alguma influência se houver grande variação de temperatura pelas razões apontadas acima, ou seja, o ar quente é mais leve e o ar frio mais pesado, portanto, para igual composição mineralógica e tamanho do grão, a velocidade limiar será maior no primeiro caso e menor no segundo. A fig. 1 ilustra a variação com o diâmetro. Curiosamente abaixo de diâmetros de $60 \mu\text{m}$ a relação torna-se inversa, o que pode ser explicado pela actuação de outros factores que aumentam a coesão entre as partículas, como cargas electrostáticas e filmes de humidade.

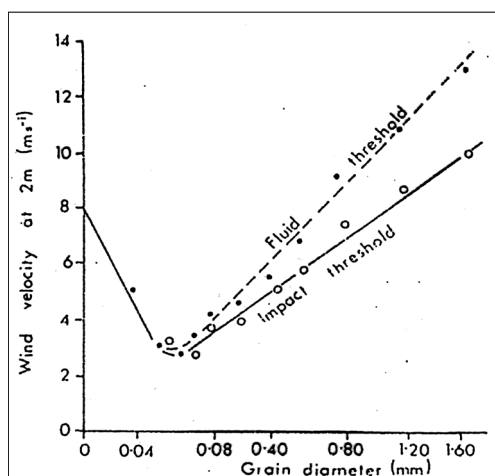


Fig. 1 - Variação da velocidade tangencial crítica em função do tamanho do grão
(Fonte: Baseado em Bagnold, 1941).

Fig. 1 - *Threshold wind shear velocity versus grain diameter*
(Source: Based on Bagnold, 1941).

A humidade (assim como a granulometria, a rugosidade da superfície e a presença de agentes ligantes) é outro factor extremamente importante. Belly (1964) modificou a fórmula de Bagnold de modo a acrescentar-lhe a acção deste factor:

$$U_{*t} = A [(r_s - r/r) g d]^{0,5} (1,8 + 0,6 \log W)$$

sendo W o teor de humidade em percentagem.

Esta fórmula foi encontrada para areias de 0,44 mm e um conteúdo de humidade variando de 0 a 4%.

Hotta *et al.* (1984) encontraram outra relação para a influência da humidade no arranque das areias. Assim, o limiar de arranque para sedimentos húmidos, u_{*tw} , seria definido pela fórmula:

$$u_{*tw} = u_{*t} + 7,5w,$$

sendo w a percentagem de conteúdo em água nos 5 mm superiores de areia.

É válida para $0\% < w < 8\%$ e $0,2 \text{ mm} < d < 0,8 \text{ mm}$ (sendo d o diâmetro do sedimento). O valor de 8% para o conteúdo em humidade surge porque é o verificado nas porções superiores da zona de espalho, nas praias. Esta relação aplica-se, de facto, sobretudo na capacidade que o vento terá em adquirir areia primária a partir das praias.

O declive local também tem influência no valor da velocidade limiar, já que a variação de um mesmo valor de declive não tem os mesmos efeitos quando o vento está a subir ou a descer. Com o vento a subir, o aumento de declive implica um aumento suave da velocidade limiar e com uma variação média linear; com o vento a descer o aumento de declive leva a uma diminuição brusca da velocidade limiar, por norma até um valor zero com declive de cerca de 32-34°, o ângulo máximo de repouso da areia seca.

Processos de saltação

Como acima referido, a maior parte dos grãos movimenta-se em saltação, sob a forma de uma nuvem com poucas dezenas de cm de espessura. Os impactos entre os grãos em saltação e a superfície transferem parte da energia cinética para outros grãos semelhantes que aproveitam o impulso para se elevarem também em saltação, necessitando neste caso de uma energia suplementar do fluxo de ar menor. No caso de serem grãos de diâmetro superior movem-se uma pequena distância e em *reptação*.

Em regra, os grãos em saltação ressaltam com ~ 50-60% da sua velocidade original. Contudo, os grãos entrados em reptação alcançam um máximo de apenas ~ 10% da velocidade do grão incidente. No entanto, é o suficiente para que a velocidade necessária para fazer arrancar as partículas sedimentares que sofrem impacto seja cerca de 80% inferior à necessária para fazer movimentar as partículas em repouso (Bagnold, 1941), como ilustra a fig. 1, com a curva de impacto a ser inferior à curva da velocidade limiar de arranque. Ou seja, depois de iniciado o processo de levantamento dos primeiros grãos, o vento, mesmo mantendo a velocidade, consegue movimentar mais sedimentos do que no início do processo.

Trajectórias de saltação

As trajectórias das areias em saltação são caracterizadas por uma ascensão vertical inicial abrupta seguida por um trajecto parabólico de modo que retornam à superfície por ângulos relativamente pequenos. Há 4 forças que determinam a trajectória: 1) gravidade, 2) arraste aerodinâmico, 3) efeito Magnus, 4) sustentação aerodinâmica.

A força da gravidade, que resulta da atração entre os corpos, na perspectiva newtoniana, traduz-se por uma componente vertical em direção à superfície terrestre, à razão de 980 cm s^{-2} , ou seja o valor da aceleração da gravidade (g).

O arraste aerodinâmico é a força exercida paralelamente ao fluido e no seu sentido e que resulta da ação da pressão do vento sobre a superfície exposta do grão e depende

da sua forma, ou seja a sua maior ou menor resistência a ser contornada pelo fluido, e pela ação do atrito que é influenciada pelas características da superfície, ou seja mais ou menos rugosa, portanto maior ou menor atrito (Couto *et al.*, 2004). Quando muito atuados pelo vento e graças aos impactos constantes existentes entre os grãos, estes apresentam superfícies picotadas, daí o caráter fosco da sua superfície, aumentando assim o seu atrito. A força de arraste exprime-se, geralmente, pela seguinte fórmula:

$F = \frac{1}{2} C A \rho v^2$, em que C é o coeficiente de arraste (adimensional), A é a área característica (m^2), ρ é a massa volúmica do fluido ($Kg\ m^{-3}$) e v é a velocidade uniforme do fluido ($m\ s^{-1}$) (Couto *et al.*, 2004).

O efeito Magnus resulta da entrada em rotação de uma partícula quando embalada no fluxo de um fluido. Ao ser levantada de uma superfície de repouso, uma partícula vai ser em primeiro contactada e, portanto, aderida pelo fluido na sua superfície superior, logo a tendência é para entrar em rotação com a parte superior a rodar no sentido do fluxo. Ora isto faz aumentar a superfície de adesão superiormente e diminuir na parte inferior e como resultante uma força perpendicular ao fluxo e para cima, ajudando à sustentação (Oliveira, 2008).

A sustentação aerodinâmica é a principal força que se opõe à força da gravidade, portanto com um sentido ascendente, permitindo que uma partícula se possa manter no fluido do ar durante um certo tempo. Essa força equivale à força centrífuga, força radial, ou seja perpendicular ao escoamento, provocada pelo acelerar da deslocação de um determinado volume de ar ao contornar a superfície do grão e que é igual ao produto da massa volúmica do fluido com a aceleração centrípeta (igual a v^2/r mas de sentido contrário), assim: $F_{cf} = \rho v^2/r$;

sendo F_{cf} a força centrífuga, v a velocidade do vento e r o raio de curvatura do movimento do ar ao contornar o grão (Oliveira, 2008, 11-12). Como o grão tem forma muitas vezes aproximadamente esférica, convém que entre em rotação com a superfície superior a rodar no sentido do fluido e a inferior em sentido contrário, para que a força centrífuga se exerça mais naquela do que nesta e assim produzir sustentação, como foi referido para o efeito Magnus.

Para P. R. Owen (1964), se a velocidade inicial for igual à velocidade limiar de arranque (u_{τ}), a altura da trajectória é $0,81\ u_{\tau}^2/g$ e o comprimento $10,3\ u_{\tau}^2/g$. Ou seja, o comprimento alcançado será cerca de 13 vezes superior ao da altura atingida.

Ângulos de levantamento de 75° a 90° foram medidos por Bagnold (1941), mas White e Schultz (1977) determinaram o ângulo de ejeção médio de ~ 50° para partículas de 586 μmm de diâmetro, para uma velocidade de arranque de 40 cm.s^{-1} . Também verificaram que as trajetórias eram superiores ao calculado teoricamente. Acontece por causa da força de sustentação que é gerada pela rotação do grão quando se move através do ar (o efeito Magnus) que está relacionado com a taxa de rotação (350 a 400 rps) e com o gradiente de velocidade abrupto adjacente à superfície da partícula. Como o gradiente de velocidade próximo da superfície é abrupto, quanto mais alto a partícula em saltação sobe, maior a velocidade à qual ela será arrastada no ar, portanto maior o trajecto realizado. Uma vez atingida a sua máxima altura, ela desce de modo aproximadamente linear, para chocar com a superfície em ângulos incidentes de 10° a 16° (Bagnold, 1941), ou de 4° a 28° com um ângulo médio de 13,9° (White e Schultz, 1977).

Quantidade transportada

Do mesmo modo que se preocupou com o cálculo da velocidade mínima necessária para que areias possam ser postas em movimento pelo vento, Bagnold (1941) também procurou calcular a taxa de transporte de areia, assim como os seus fatores determinantes e o modo como se conjugam para esse movimento sedimentar. Verificou que a velocidade do vento é a variável fundamental e a fórmula a seguinte: $q = C(d/D)^{0.5} (p/g)u_*^3$ sendo C uma constante (de 1,5 para sedimentos homogêneos, a 3,5 para muito heterogêneos), d é o diâmetro médio do sedimento, D é um tamanho de referência do grão de 0,25 mm, g é a aceleração da gravidade, p é a massa volúmica do ar e u_* é a velocidade tangencial sobre uma camada de saltação (Bauer *et al.*, 1990).

Posteriormente, Bagnold (1973) procurou corrigir a sua fórmula da quantidade de sedimentos transportados para situações reais onde entra o declive. Assim, encontrou um fator G que ajusta o transporte ao declive ($q' = Gq$) em que:

$$G = \tan \alpha / (\cos \theta (\tan \theta + \tan \theta))$$

onde α é o ângulo de atrito interno dos sedimentos (assumido ser de 32°); e θ é o declive da superfície, com valores positivos quando o vento sobe.

Em termos práticos e baseando-se na fórmula generalizada de Lettau (Lettau & Lettau, 1978 *apud* Sherman & Hotta, 1990), adaptada para ventos medidos a uma altura de 10 m, Fryberger (1979) concluiu que a quantidade de sedimentos transportados pelo vento, que denominou de deriva de areias, é proporcional à sua velocidade e ao tempo durante o qual sopra, na seguinte relação:

$$Q \text{ proporc. } V^2 (V - V_t) t$$

sendo Q a taxa anual de deriva arenosa; V a velocidade do vento a 10 m de altura; V_t a velocidade limiar de impacto a 10 m de altura, ou seja capaz de manter a areia em saltação; t a percentagem de tempo em que o vento sopra de determinado rumo. Tendo em conta as tabelas dos vários rumos do vento, é possível calcular e representar vetorialmente a deriva potencial desses rumos e a direção da deriva resultante para um determinado período de tempo, por exemplo um ano. Como a velocidade aparece exponenciada ela é fundamental para explicar o rumo preferencial de transporte e de deposição, podendo prever-se a evolução das geoformas eólicas, a qual nem sempre corresponde à do rumo mais frequente.

Erosão e modelação de superfícies rochosas e solos

Como foi acima referido, é nas regiões com falta de vegetação ou com vegetação muito esparsa e, em especial, de pequeno porte onde estão reunidas as condições para os sedimentos soltos, com calibre apropriado, serem transportados pelo vento e terem oportunidade de ser atirados contra superfícies expostas, podendo assim exercer desgaste nessas superfícies. As regiões áridas e semiáridas são aquelas que apresentam estas características de cobertura vegetal e portanto onde este processo mais se assinala. Não só por estas razões, mas por serem áreas com grandes dificuldades em sustentar uma ocupação humana autónoma, por exemplo quanto aos recursos alimentares, tem

havido por parte de cientistas e mesmo de organizações mundiais a preocupação em as definir em moldes que se possam generalizar a todo o globo. Essa discussão acabou por ser promovida pela ONU, nas Conferências de Nairobi, em 1977, e onde se acordou a definição de aridez para aplicação no Plano de Ação de Combate à Desertificação das Nações Unidas. Os elementos climáticos foram considerados os mais apropriados para este fim e, assim, se chegou à elaboração de índices climáticos que estabelecem os limiares para a definição e cartografia dessas regiões secas, cuja publicação sairia dois anos depois (UNESCO, 1979). Para além das regiões áridas e semiáridas também foram consideradas as sub-húmidas secas. Os parâmetros climáticos basearam-se na Precipitação (P) e na Evapotranspiração potencial (ETP). As classes são quatro:

1. Hiperáridas – $P/ETP < 0,03$;
2. Áridas – $0,03 < P/ETP < 0,20$;
3. Semiáridas – $0,20 < P/ETP < 0,50$;
4. Sub-húmidas secas – $0,50 < P/ETP < 0,65$

Nas regiões hiperáridas e áridas verifica-se a atuação de todos os processos eólicos; nas semiáridas e sub-húmidas secas alguns processos só esporadicamente são facilitados, graças à existência de maior cobertura vegetal. No entanto, apesar de poder desencadear-se em regiões húmidas, como foi acima referido, é fundamentalmente nestas regiões secas que a ocorrência de erosão eólica se pode verificar. Curiosamente, nas regiões hiperáridas e áridas, aquelas onde os processos eólicos são mais intensos e frequentes, o risco decorrente destes processos acaba por ser mais fraco, atendendo à escassez de presença humana, portanto da sua rara exposição. Os processos eólicos são considerados mais como fenómenos naturais modeladores da paisagem e menos como potenciais perigos para os grupos humanos, embora, como veremos, alguns processos possam ser potencialmente perigosos para os habitantes ou simples transeuntes destas regiões inóspitas.

Processos e formas

A atuação do vento pode ser traduzida em morfologias próprias de pormenor ou em formas que podem abranger muitos quilómetros de extensão. O vento ao

soprar junto à superfície de uma área com sedimentos soltos, mesmo que bastante heterométricos, e sem vegetação, a uma velocidade superior à velocidade tangencial crítica, levanta e transporta grande quantidade de sedimentos finos que, no caso das areias, circulam nas primeiras dezenas de centímetros, e no caso do silte e das argilas a alturas bem superiores. A triagem realizada pelo vento, ao levantar sedimentos mais finos e ao deixar os mais grosseiros, dá origem a uma superfície extremamente irregular, pedregosa, onde certamente será difícil caminhar. A esta superfície é dado o nome de *deserto de pedras* ou *pavimento desértico* (Bermudez, 1992), de *reg* ou *serir* no Sahara, de *gibber plains* na Austrália e de *gobi* na Mongólia (Laity, 2011a). Pode haver algumas diferenciações na composição destas superfícies como acontece com o *gobi*, que os autores identificam como uma superfície aplanada constituída apenas por seixos e cascalhos (Laity, 2011a).

Os materiais heterométricos componentes destas superfícies podem ser de origem compósita, ora são oriundos da meteorização *in situ*, ora principalmente de sedimentos escorridos das montanhas adjacentes que cobrem delgadamente o *pediment* das suas bases ou a *bajada* mais afastada e profunda (Bloom, 1998).

As areias em saltação vão batendo e afeiçoando os calhaus salientes nesta superfície, podendo criar faces (*facetas*) perpendiculares e expostas ao vento dominante. Por esse facto, estes seixos, calhaus ou burgaus, assim modelados pelo vento são chamados *ventifactos* (Bloom, 1998; Bermudez, 1992). Quando há mais do que um rumo dominante, as faces adquiridas correspondem a essas dominâncias e podem ser duas, três ou mais, sendo então os seixos denominados de *zweikanter*, *dreikanter*, etc. (Bermudez, 1992; Laity, 2011b). Com o aumento do ângulo da face relativamente ao vento, graças ao seu desgaste, começam a desenvolver-se caneluras nesta face que por sua vez estão alinhadas com o vento.

As superfícies rochosas, formadas por afloramentos rochosos mais ou menos intactos ou fragmentados por meteorização mecânica, termoclastia por exemplo, varridas, desgastadas e envernizadas pelos sedimentos transportados pelo vento, costumam receber o nome de *hamadas* ou *hamadas* (Laity, 2011b).

Nos rochedos salientes, o impacto da areia eólica cria concavidades sob a forma de *orifícios*, *caneluras* e *cavidades*, que se vão alargando e aprofundando, as últimas em especial pelos jatos turbilhonares das areias, e que adquirem maior expressão

na base desses afloramentos ou paredes rochosas (Bermudez, 1992; Amaral, 1979). Com a continuação do processo, o trabalho de sapa adelgaça essa base dos rochedos isolados, transformando-os em *rochas-cogumelo*, ou então, no caso de se tratar de paredes rochosas ou escarpas, dá origem a *solapos* ou *abrigos sob rocha*. A altura atingida pela erosão, por vezes mais de 2 m, tem sido motivo para ser posta em causa a origem apenas eólica deste processo, já que, em regra a areia se desloca em saltação e, portanto, desgasta por impacto essencialmente entre os 10 e os 40 cm de altura; para cima o desgaste tem sido atribuído por alguns autores a escamações ou lascamentos da superfície da rocha (Bloom, 1998, p. 281).

Quando extensas superfícies rochosas apresentam alinhamentos mais ou menos paralelos de maior fragilidade associados a fraturas ou diáclases, por exemplo, e os ventos dominantes lhes são coincidentes, estes encetam um processo de desgaste desses pequenos canais por intermédio das areias que transportam em saltação que, com a continuação, se vão aprofundando e alargando (Bermudez, 1992). A canalização do vento nesses canais faz com que a sua velocidade aumente, acrescendo a sua eficácia erosiva na base e lateralmente. Ao fim de milhares ou milhões de anos desenvolvem-se largos corredores por onde circula areia, por norma não em grande quantidade, por vezes sob a forma de dunas que são em regra *barkanes*, portanto dunas em crescente. As formas salientes residuais, alongadas, de face abrupta para barlavento e suave e cada vez mais estreita para sotavento são denominadas de *yardangs* (Laity, 2011b). O seu tamanho varia em função da dureza da rocha, do grau de aridez do clima e do tempo de atuação do processo e pode apresentar alturas de alguns metros a dezenas de metros e comprimentos de dezenas de metros a quilómetros (*idem, ibidem*).

As partículas arenosas, de início com superfície irregular, com arestas, ao baterem umas nas outras e ao colidirem contra os obstáculos rochosos, arredondam-se pela libertação dessas arestas e arrancam também pequenas partículas das superfícies onde embatem, todas de tamanho sub-arenoso. Os pequenos orifícios da sua superfície, que fazem dela fosca à vista, também resultam de partículas que saltam aquando dos choques entre si. Estas partículas finas a que se juntam outras semelhantes oriundas da meteorização hídrica, quando chove, constituem as poeiras que facilmente entram em suspensão, em especial se houver movimentos ascendentes do ar.

É nestas condições que se formam as chamadas *tempestades de areia* dos desertos, que afinal não é de areia mas de partículas mais pequenas, do tamanho dos siltes e das argilas (Bermúdez, 1992). São um dos maiores problemas para os habitantes ou caminhanes das regiões secas. Em condições ventosas favoráveis podem ultrapassar as regiões áridas subtropicais e atingir regiões tropicais e temperadas húmidas, como foi acima referido.

Efeitos sobre os solos

Para além destas regiões mais secas, nas semiáridas e sub-húmidas secas o vento também pode ser um agente erosivo de grande importância. Será tanto mais eficaz quanto mais perturbado pelo homem for o solo e quanto mais favorável à movimentação forem os constituintes desse solo. As regiões subtropicais e temperadas continentais de bioma pradaria e com substrato constituído por *loess* são aquelas onde melhor estão reunidas as condições para a atuação do vento, desde que haja perturbação da cobertura vegetal. Esta perturbação pode ser resultado de secura prolongada ou de incorreta utilização agrícola do solo.

Um dos casos mais paradigmáticos e dramáticos desta realidade aconteceu na década de 1930 nas grandes planícies norte-americanas, em vários Estados como Oklahoma, Kansas, Texas, Colorado e Novo México (NDMC, 2018). Depois de alguns anos de diminuição dos preços dos cereais, os agricultores sentiram-se na necessidade de aumentar as áreas de produção recorrendo a solos marginais com menor produtividade e mais suscetíveis à erosão. Para agravar a situação, houve uma sequência de anos muito secos, 1930-31, 1934, 1936 e 1939-40, de tal modo próximos que não permitiram a recuperação dos solos para manterem uma produção normal. A acrescentar a estas condições gravosas, o problema agudiza-se quando a constituição do solo é altamente favorável à erosão eólica, ou seja, uma composição lítica atreita à deflação, o *loess*. Este *loess*, de granulometria essencialmente siltosa, resultou da deposição de sedimentos arrancados e transportados pelos ventos fortes principalmente dos finais do último período glacial, graças à grande quantidade de

sedimentos finos, de origem fluvio-glacial, depositados em extensas planícies aluviais construídas pelos rios alimentados pela fusão dos gelos dos glaciares e calotes de gelo na sua imediata proximidade. Transportados pelos ventos de Oeste das latitudes médias puderam ser espalhados por milhares de quilómetros em particular no interior dos continentes norte-americano, euro-asiático e sul-americano. Significa isto que quando secos, sem vegetação protetora e remexidos são facilmente repostos em movimento, em especial em suspensão. Daí as frequentes tempestades de poeira e areia que varreram aqueles Estados americanos, com acumulações sob a forma de dunas em vários sítios que chegaram a cobrir casas e alfaías agrícolas, e cujo processo viria a ser conhecido por *Dust Bowl* (Chepil, 1957).

Para além da origem fluvio-glacial, o *loess* pode derivar da meteorização de afloramentos rochosos cujos resíduos sejam finos e, em seguida, transportados e depositados em outras áreas quer diretamente pelo vento quer por cursos de água. Aí, com condições favoráveis de seca e de vento, serão passíveis de ser deflacionados, num processo de erosão eólica (Pye, 1995).

Mesmo que a constituição do solo não seja à base de *loess*, mas apresente uma textura silto-arenosa ou silto-franca decorrente da meteorização do substrato rochoso, e que seja sujeito a clima semiárido como acontece na bacia central do rio Ebro em Aragão, Espanha, em que a precipitação média anual é inferior a 400 mm, assim como em várias outras regiões do Sudeste deste país, a erosão eólica pode processar-se de modo significativo (Gomes *et al.*, 2003). As condições ideais para este fenómeno têm lugar quando sopra o vento *Cierzo*, vento de WNW que emboca bacia abaixo e, assim, sofre o efeito de Foehn, ou seja aquece e seca. Se forem conjugadas práticas agrícolas de mobilização do solo no longo período de pousio de 16 a 17 meses com solo nu, regista-se levantamento e transporte de sedimentos finos e arenosos, empobrecendo ainda mais estes solos. No entanto, verificou-se menor efeito com práticas agrícolas em que o solo não era revolvido mas apenas escarificado (*idem, ibidem*).

Em situação bastante diferente em termos climáticos e fitogeográficos, na região sul da Suécia, Scania, húmida durante a maior parte do ano e com floresta nemoral, ou seja temperada com árvores de folha caduca, tem sido registada erosão eólica em casos particulares. Este facto está associado com áreas aplanadas ou ligeiramente

onduladas com solos arenosos ou siltosos, agricultados e quando sujeitos a fortes ventos, principalmente de oeste, nos períodos de preparação dos terrenos para as sementeiras, na Primavera ou mesmo no Outono, bastando para isso que o solo esteja desprovido de vegetação e não haja proteção lateral aos campos (Bärring *et al.*, 2003).

Na construção do mapa de suscetibilidade dos solos europeus à erosão eólica, baseados na aplicação de um conjunto de indicadores essencialmente relacionados com o uso e coberto do solo, a geomorfologia e elementos climáticos, Borrelli *et al.* (2014) concluíram que algumas das regiões mais suscetíveis estão sob condições climáticas semelhantes às do Sul da Suécia, neste caso no NW da França e numa faixa da Bélgica à Polónia, incluindo a Dinamarca. Decerto que a textura dos solos, essencialmente siltosa ou arenosa, foi um dos indicadores fundamentais, bastando para isso que estejam desprotegidos em períodos mais ventosos. O vento como fator forçador é fundamental e estas regiões são palco da frequente passagem das depressões das latitudes médias em direção a Este e que são acompanhadas de ventos fortes.

A retirada das poeiras, portanto dos elementos mais finos dos solos por parte do vento, manifesta-se numa perda de produtividade destes porque é aí que estão concentrados os nutrientes do solo, mas também pela diminuição da capacidade de armazenagem de água e pela degradação da estrutura do solo (Gomes *et al.*, 2013).

Dunas

O risco de erosão eólica pode manifestar-se não só pelo desgaste promovido pelo vento, mas também pela sua acumulação de grande quantidade de sedimentos e isso é mais notório com as dunas. As dunas eólicas são geoformas constituídas quase exclusivamente por areias e são mais frequentes nas áreas do Globo caracterizadas pela escassez ou inexistência de vegetação. Aí, todas as partículas minerais expostas e passíveis de serem movimentadas pelo vento se deslocam e se retêm, pelo menos temporariamente, nos locais onde diminui aquela capacidade de transporte. Assim se foram acumulando, ao longo de centenas e milhares de anos, grandes quantida-

des de areia capazes de constituírem enormes extensões de dunas que, distribuindo-se de uma forma mais ou menos ritmada e com morfologia variada, são conhecidas por *ergs* ou *sand seas*, da literatura inglesa (extensões superiores a 100 km², segundo Lancaster, 2014).

Naquelas áreas desérticas é óbvia a formação e desenvolvimento de dunas, mas em áreas mais húmidas, como já foi referido, elas também podem surgir em extensões razoáveis, formando campos dunares (extensões inferiores a 100 km², para Lancaster, 2014). Basta, para tanto, que sejam oferecidas ao vento superfícies arenosas sem vegetação para aquele as poder varrer e pegar, transportar e distribuir essas areias para sotavento. Nas zonas costeiras verificam-se essas condições, desde que se tenham desenvolvido praias, mais ou menos largas, mais ou menos inclinadas, em progressão ou em regressão, mas com ventos dominantes do lado do mar. Para o interior, as areias acumular-se-ão mais próximas ou mais afastadas da praia, com uma morfologia ou outra, em função de todo um conjunto de processos e condições prévias que serão em seguida objecto de apresentação.

Factores influentes sobre a formação de dunas

Para além de outros, a formação de dunas está dependente destes factores.

O vento

Como já foi referido, é o agente de transporte dos sedimentos e, portanto, importa na construção das dunas pela sua velocidade e pelo regime das direcções de onde sopra ao longo do ano. No caso das regiões litorais é determinante que sobre fundamentalmente do lado do mar para o interior. Na costa portuguesa assim acontece, em especial na costa ocidental, já que o vento dominante é do quadrante NW. No Inverno, no entanto, pode soprar com alguma frequência de outros quadrantes, o que traz implicações para a morfologia de grande parte das dunas.

O clima

Para além do papel que as características climáticas desempenham sobre os processos morfogénéticos de onde resulta a desagregação e decomposição das rochas e daí a maior ou menor quantidade de sedimentos disponibilizados para posterior mobilização pelo vento; são elas, também, que determinam a composição da vegetação natural existente nas áreas costeiras. Esta, pela sua maior ou menor densidade e altura, e pela sua maior ou menor adaptação ao soterramento, vai condicionar o desenvolvimento das dunas.

Mas é também o clima que facilita a ocorrência de fenómenos naturais ou antrópicos, capazes de restabelecer dinâmicas eólicas eventualmente paradas, como é o caso dos incêndios florestais. Queimado o coberto vegetal que mantinha as dunas fixas, estas podem entrar de novo em movimento. O clima português, por ser mediterrâneo, é favorável ao desencadeamento e proliferação deste fenómeno, pois tem uma estação quente e seca bem marcada e em alguns anos prolongada, como foi o caso de 2017. Apesar disso, não se tem verificado remobilização das areias pelo vento nos casos de incêndios florestais ocorridos sobre as dunas litorais em Portugal (Noivo, 1996). Deve-se isso à queda sobre a superfície das agulhas mortas, mas não queimadas, dos pinheiros, à manutenção das toças de muitos dos arbustos aí desenvolvidos e à existência de um solo, por muito incipiente que seja.

Afluxo de sedimentos arenosos às praias

No caso das regiões litorais, há muito mais probabilidade de se formarem dunas na direcção de praias que, por receberem suficientes quantidades de sedimentos, através da deriva litoral, por exemplo, se mantêm em equilíbrio ou estão mesmo em progressão e, por isso, oferecem maiores superfícies de varrimento, ou *fetch*, aos ventos. Próximo às embocaduras de rios é normal surgirem importantes campos dunares. Veja-se o exemplo da costa portuguesa a Norte do Douro.

A topografia

Ainda no caso do litoral, a costa baixa é favorável ao alastramento de areia para o interior, mas uma costa alta, especialmente se é constituída por arribas altas junto à praia, dificulta ou impede mesmo a circulação da areia e, portanto, a formação de dunas. Nas regiões interiores dos continentes são as grandes superfícies ou bacias depressionadas entre montanhas, aquelas onde mais facilmente se desenvolvem campos de dunas porque aí há saturação de areia, por a acumulação exceder o transporte (Thomas, 2011b).

Formas e dinâmicas das dunas

Antes de abordar a forma das dunas como resultado da mobilização e da deposição de areia pelo vento, convém entender como se processa a ação deste agente morfogenético nos dois flancos das dunas.

Na vertente barlavento, depois de uma ligeira diminuição da velocidade do vento com a aproximação da base da duna (Wiggs *et al.*, 1996a; Livingstone *et al.*, 2007), verifica-se um aumento da velocidade com a sua subida. Esta variação pode ser representada por uma *ratio de aumento de velocidade* (D_s) ou *factor amplificador* (A_z), em que $A_z = U_2/U_1$, e onde U_2 é a velocidade na crista da duna e U_1 é a velocidade na base barlavento. Este factor varia com a altura da duna e com a *ratio de exposição* (ou inclinação da vertente expressa por h/L , em que h é a altura da duna e L o comprimento horizontal da vertente barlavento). Também varia directamente com o ângulo de ataque do vento, de modo que a *ratio de exposição efectiva* se torna igual a h/La , sendo $La = L/\sin \alpha$, com La o comprimento horizontal da vertente paralela ao vento e α o ângulo de ataque relativamente à crista.

Verificou-se que o fluxo de sedimentos varia pela duna acima, com aumento desde a base até ao topo. Mas a relação de transporte altera-se com a velocidade do vento de modo que, a baixas velocidades, o fluxo sedimentar tende a aumentar

exponencialmente com a distância para cima, enquanto sob velocidades mais altas o aumento torna-se mais ou menos linear.

Isto vem suportar o modelo de Lancaster (1995, p. 133) que sugere que as diferenças entre as taxas de transporte de areia na base e na crista da vertente barlavento terá um máximo quando os ventos incidentes estiverem imediatamente acima da velocidade limiar de arranque, e diminui quando a velocidade do vento ascendente aumenta. Implica que em períodos de baixas velocidades do vento o transporte de areia ocorrerá apenas nas áreas superiores da duna, enquanto em períodos de forte vento toda a duna será móvel.

Ou seja, a crista será erodida e a duna abaixada em períodos de vento fraco, mas cresce em períodos de ventos mais fortes.

Na vertente sotavento Sweet e Kocurek (1990) sugerem que há três tipos de fluxos: 1) separado; 2) ligado; 3) ligado e deflectido (desviado). O tipo de fluxo é controlado pela forma da duna (a sua *ratio de exposição*), pelo ângulo de incidência entre o vento primário e a linha de crista (ângulo de ataque) e pela estabilidade da atmosfera (com atmosfera instável, portanto com o ar em ascensão, a areia tende a separar-se mais facilmente).

A separação do fluxo ocorre principalmente onde a *ratio de exposição* é alta e o fluxo é transversal à crista. Para além disso, é frequente a existência de fluxos reversos junto à vertente sotavento (Hoyt, 1966; Wiggs, 2001; Araújo *et al.*, 2013).

A extensão da zona de separação do fluxo, ou seja até o vento retomar o contacto com o solo, além de variar diretamente com a velocidade tangencial do vento (Araújo *et al.*, 2013), não é unânime, apesar de a maioria dos autores apontar, em regra, para quatro a oito vezes a altura do rebordo da face de avalanche (Frank & Kocurek, 1996; Walker, 1999).

Quando um vento se aproxima da crista da duna segundo um ângulo baixo, é desviado para fluir paralela ou subparalelamente à face sotavento. O grau de desvio é função do coseno do ângulo de incidência entre a linha de crista e o vento primário:

$U_l = U_c (k \ln(\cos \alpha + A))$, onde U_l é a velocidade na base da vertente sotavento, U_c é a velocidade na crista, α é o ângulo de incidência, A é o valor máximo de U_l/U_c e k é uma constante empírica. O grau de desvio é assim inversamente proporcional ao ângulo de incidência entre a linha de crista e o vento primário.

Velocidades de vento relativamente altas na vertente sotavento estão associadas com dunas de ratio de exposição baixa e ventos primários oblíquos.

Quando o ângulo entre a duna e o vento é inferior a 40° , a velocidade do vento desviado é maior do que na crista e a areia é transportada ao longo da duna. Quando os ventos sopram em ângulos superiores a 40° relativamente à crista, a velocidade do vento desviado será reduzida, dando lugar a deposição no lado sotavento (Tsoar, 1983; Lancaster, 1989).

Em todo o caso, as vertentes erosivas são as que experimentam ventos em aceleração ou divergentes.

Por outro lado, a deposição tem lugar em duas situações: deposição ampla e rápida nas faces de avalanche a sotavento, onde ocorre fluxo de separação; deposição lenta em áreas onde as taxas de transporte de areia diminuí para sotavento como resultado de convergência de fluxo (como nas dunas sombra) ou expansão local do fluxo.

As formas dos perfis das vertentes barlavento das dunas parecem estar ajustadas para manter um equilíbrio entre a taxa de erosão e o aumento em velocidade requerido para manter uma quantidade de areia em transporte sempre crescente.

A duna frontal, também designada por cordão litoral ou por duna primária, pela sua posição paralela à praia e imediatamente contígua, está sujeita à acção não só do vento, mas também do mar quando este se apresenta tempestuoso, sendo um caso particular em termos de evolução. Apesar de ser considerada dentro das dunas imóveis por K. Pye (1983), é extremamente dinâmica, quer pelos processos que nela decorrem quer pela própria posição que pode tomar, e adquire as mais variadas morfologias em função da dinâmica natural ou antrópica na costa. Nas costas em regressão está sujeita a forte erosão e tem tendência a desaparecer ou então a deslocar-se para o interior; nas costas em progressão tende a crescer ou a ser substituída por outra duna frontal paralela, do lado da praia. A crista é ondulada por causa da acumulação irregular ou pela interposição de áreas de deflação.

Muito frequentemente, a vegetação herbácea que a cobre é afetada pelo pisoteio humano ou por galgamentos do mar na sequência de ondas de tempestade, formando-se, então, corredores de deflação, em regra transversais, que se vão aprofundando pelo arranque e transporte de areia por ventos acelerados pelo efeito de canal que criam. Para o seu interior acumula-se aquela areia normalmente sob a

forma de línguas, fazendo com que a duna recue intermitentemente para o interior (fot. 1). Por outro lado, permitem o mais fácil galgamento do mar quando ocorre a tempestade seguinte.



Fot. 1 - Corredores de deflação a barlavento e a sotavento (Praia de Mira).

Photo 1 - Deflation corridors to windward and leeward (Praia de Mira).

O efeito erosivo da duna frontal é maior quando na sequência de um rasgo efetuado, por exemplo para acesso a barcos de pesca costeira, recreação, construção de vedações ou de casas, ou então erosão marinha ou galgamentos, morte de vegetação ou deficiência de nutrientes do solo, recorrente impedimento de crescimento da vegetação em certa área, pode criar-se um corredor de deflação muito alargado e aprofundado que se denomina de duna *blowout*. Neste caso, esse efeito erosivo pode afetar dezenas de metros da duna frontal, quer longitudinal quer transversalmente (fot. 2). Também é vulgar verificar-se um aprofundamento na depressão central da forma, por arranque e transporte das areias, que evolui para sotavento e por vezes para barlavento. Assim, os *blowouts* podem migrar para sotavento ou para barlavento. A migração para sotavento tem a margem erosiva frontal a avançar lentamente com o vento, muitas vezes acumulando para sotavento da zona de deflação. Este tipo de *blowouts* leva a um retrabalhar extensivo dos sedimentos da duna. As que migram para barlavento, desgastam na margem barlavento e acumulam na sotavento (Jungerius, Verheggen e Wiggers, 1981).

Os flancos laterais são geralmente compósitos com uma face superior ($> 40^\circ$) formada pela zona de raízes da vegetação, que está sobre uma face de avalanche com inclinação próxima do ângulo de repouso inicial ($30\text{-}34^\circ$). A velocidade do vento nos *blowouts* é

topograficamente acelerada e alterada consoante se move através da geoforma. A inclinação dos flancos de erosão laterais acelera o fluxo do vento e, assim, ocorrem rajadas de alta velocidade ao longo destes flancos. Verificam-se as máximas pressões tangenciais e transporte de sedimentos ao longo da base da caleira e ao longo da parte mais abrupta dos flancos. Muitos *blowouts* são assimétricos por causa da obliquidade do vento. O vento penetra obliquamente o *blowout*, ataca o flanco exposto (oposto), mas não o abrigado (Almeida, 2001). Os lobos deposicionais são também desviados obliquamente logo que o vento sopra preferentemente para um lado do *blowout* (Carter *et al.*, 1990). Quando o canal do *blowout* se alarga, para sotavento, o jacto expande-se e desacelera e, assim, a areia deslocada constrói uma crista de forma arredondada em meia-lua (*blowout* em pires), ou então estira-se em grande corredor para o interior (*blowout* em gamela) e, deste modo, pode ser o início de uma duna parabólica.



Fot. 2 - *Blowout* em pires (arredondado) e em gamela (alongado) na Praia de Mira.

Photo 2 - *Saucer blowout (rounded) and trough blowout (elongate) in Praia de Mira.*

Nem só sobre a duna frontal se desenvolvem *blowouts*. Sempre que uma duna se apresente relativamente fixa por vegetação e por qualquer razão essa vegetação é destruída em determinada área dessa duna, pode, aqui, ter início a abertura de um *blowout*. Por regra, este é o ponto de partida para o desenvolvimento de uma duna parabólica. Este tipo de duna, com extensão que pode atingir centenas de metros, apresenta a forma de uma parábola alongada, com as pontas distendidas para barlavento. De facto, a canalização do vento na sua depressão central e o desvio e confluência dos ventos a sotavento para a crista de precipitação terminal posterior, faz com que progrida pela sua ponta convexa (fig. 2).

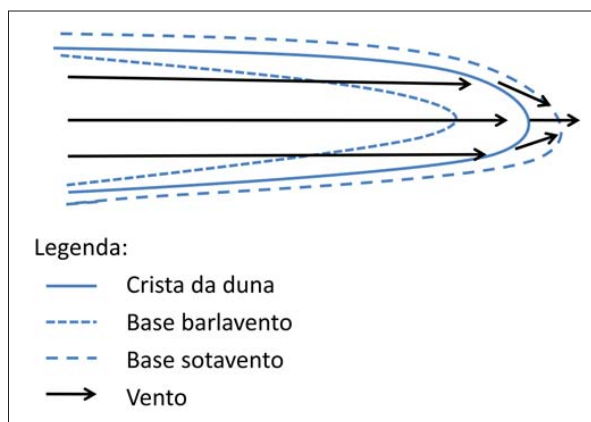


Fig. 2 - Duna parabólica, em esquema simplificado.

Fig. 2 - Parabolic dune, a simplified scheme.

Quando sobre a praia alta ou sobre uma superfície dunar sem vegetação surge ou se instala um obstáculo impermeável ao vento, como um apoio de praia ou uma casa, por exemplo, o vento passa a ter três fluxos do lado barlavento: 1) sobe e aumenta de velocidade, 2) desce e reverte o sentido, 3) contorna em movimento helicoidal e aumenta de velocidade. Entretanto, ainda antes, verifica-se um abrandamento da velocidade entre: $d/h = 3,3$ e $d/h = 0,75$ (onde se encontram os fluxos), sendo h a altura do obstáculo e d a distância a barlavento deste. Desde que o vento sopra durante um tempo significativo desse rumo, constrói-se uma duna eco. Há erosão em $0 < d/h < 0,3$ (Tsoar, 2001).

Esse efeito erosivo junto à base do obstáculo manifesta-se pela granulometria mais grosseira das areias ou cascalhos que cobrem o chão dessa depressão. Esta duna é sempre baixa, já que a sua altura máxima será $0,3$ a $0,4h$ (fot. 3).



Fot. 3 - Duna eco na praia alta (Praia do Poço da Cruz, Mira).

Photo 3 - Echo dune on the backshore (Poço da Cruz Beach, Mira).

A sotavento do obstáculo acumula-se a areia que o transpõe lateralmente porque o vento conflui para o centro anulando ou diminuindo significativamente a sua velocidade. Neste caso, a duna formada é mais alta e mais alongada, diminuindo progressivamente a sua altura e a largura com o afastamento do obstáculo (fot. 4 esq.). O tamanho da duna é proporcional à largura do obstáculo, sendo a altura deste desproporcionada.

Se o obstáculo é permeável, como vegetação ou uma paliçada aberta, a acumulação verifica-se tanto imediatamente a barlavento como, com mais extensão, a sotavento. No caso da praia alta quando se instala um tufo de vegetação, este promove a acumulação de areia, formando uma duna sombra, chamada *nebka*, que, caso não seja destruída pelo mar e a vegetação se propague sobre ela, se poderá juntar à duna frontal (fot. 4 dta).



Fot. 4 - Dunas sombra a sotavento de obstáculo impermeável e permeável
(Praia do Poço da Cruz, Mira).

Photo 4 - Shadow dunes to leeward of impermeable and permeable barrier
(Poço da Cruz Beach, Mira).

Onde o abastecimento em areia é relativamente pequeno, como por exemplo nas margens de *sand seas*, e a actuação do vento é praticamente unidireccional (Lancaster, 1983; Wiggs, 2001) formam-se dunas com o flanco barlavento convexo, alongado, de declive suave e flanco sotavento côncavo, abrupto (30-34°), correspondendo à face de avalanche. Termina lateralmente e para sotavento por duas pontas e, em regra, evoluem no terreno individualmente. São as dunas em crescente ou *barcanes*. A sotavento, o vento separa-se da superfície na parte central depositando a areia que transporta; em direção às pontas o vento deflete e mantém-se ligado fazendo prolongar, assim, estas pontas (fig. 3). Se houver muita areia disponível

podem ligar-se umas com as outras pelas pontas que, ao alinharem-se, facilmente se confundem com as dunas transversas.

O movimento destas dunas pode ser rápido e cobrir obras de origem humana, como estradas, casas e outras infraestruturas, tal como se tem registado por exemplo no município de Areia Branca, no Estado do Rio Grande do Norte, Brasil. Aqui dunas barcanóides estão a deslocar-se a uma velocidade média de mais de 25 m por ano (Medeiros *et al.*, 2012; Medeiros, 2017).

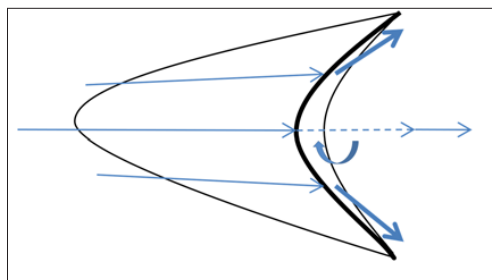


Fig. 3 - Duna barcané.
Setas – vento; traço grosso – crista;
traço fino – bases da duna.

Fig. 3 - Barchan dune.
Arrows – wind; thick line – crest; thin
line – dune feet.

As dunas transversas são dunas dissimétricas, formando por vezes cristas alongadas, paralelas entre si e com espaçamento regular, com uma vertente barlavento suave (máximo 10°) e uma vertente sotavento abrupta (cerca de 30°). Avançam pelo flanco sotavento, pela acção de ventos unidireccionais, ou pelo menos fortemente dominantes de um rumo, perpendiculares à crista. Tanto as *barcanes* como as transversas são classificadas por H. Tsoar (2001) de dunas migrantes.

Também com disposição linear e paralela entre si, as dunas oblíquas (Cooper, 1958) ou lineares são transversalmente simétricas ou ligeiramente dissimétricas e com uma crista que varia de posição consoante está a ser afetada pelo vento de um rumo ou de outro. Em regra, a crista é sinuosa, mais raramente é rectilínea. De facto, é uma duna de alongamento pela sua ponta (Tsoar, 2001) cuja direcção é a resultante de ventos com domínio oblíquo e menor do que 180° entre si (fig. 4). O cimo destas dunas, quando não têm a crista bem definida e apresentam uma largura de algumas dezenas de metros, por vezes é bastante irregular porque vai recebendo o contributo de línguas de areia de vários rumos (fig. 5) que ajudam ao aumento da sua altura (Almeida, 2012).

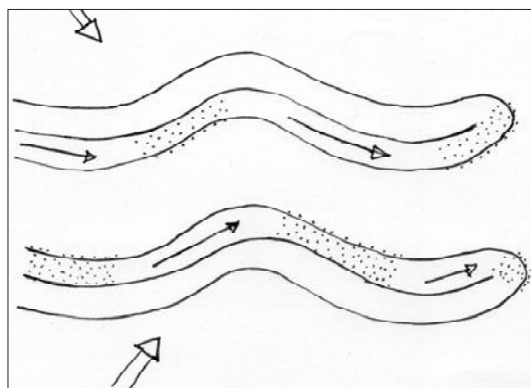


Fig. 4 - Dinâmica de ventos oblíquos numa duna linear de alongamento. Seta larga – vento geral; seta estreita – vento defletido a sotavento; pontos – acumulação de areia
(Fonte: Baseado em Tsoar, 2001).

Fig. 4 - Oblique winds dynamics on an elongated linear dune. Wide arrow – general wind; thin arrow – leeward deflected wind (Source: Based on Tsoar, 2001).

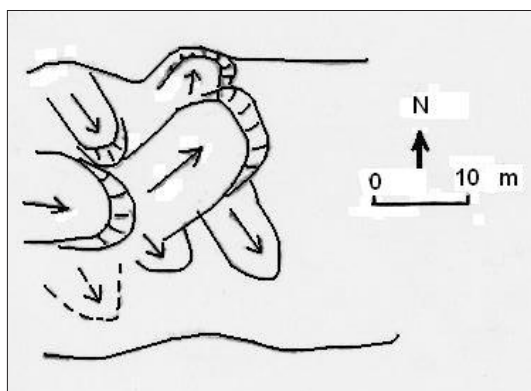


Fig. 5 - Línguas de areia no cimo de duna linear a norte de Quiaios.

Fig. 5 - Sand tongues on linear dune crest, north of Quiaios.

Tanto as dunas transversas como as oblíquas desenvolvem-se em áreas onde há grande quantidade de areia disponível e em circulação, em regra em plenos campos dunares, e, assim, podem atingir algumas dezenas de metros de altura e extensões lineares de alguns quilómetros. Nos campos de dunas do litoral da Região Centro de Portugal, dunas com disposição grosseira W-E, chegam a atingir cerca de dois

quilómetros de extensão (Almeida, 1997; 2012). No entanto, nas regiões desérticas estas dunas chegam a ultrapassar os vinte quilómetros (Lancaster, 2014). A velocidade média de deslocação daquelas dunas litorais em direção ao interior foi calculada em cerca de 20 m ano^{-1} , quando ainda circulavam, o que se verificou até ao início da década de 1920 (Rei, 1940) e as populações da Gândara viam com grande preocupação os seus terrenos agrícolas serem soterrados de areia estéril.

Medidas contra a erosão eólica

Nas regiões áridas, desérticas de vegetação e de seres humanos, a erosão eólica está sempre presente e não é possível nem sequer tem interesse tentar tomar medidas contra esse processo natural. Apoiado pelas precipitações raras mas, em regra, intensas, o vento é o grande agente modelador da paisagem desértica.

No entanto, sempre que haja presença humana, permanente ou temporária e/ou empreendimentos por si desenvolvidos, o vento pode tornar-se um agente pernicioso, em especial no que respeita à acumulação de sedimentos que promove. Sendo assim, esses sedimentos em movimento, por regra areias, devem ser desviados das pessoas e bens ou, quando possível, fixados.

Fixação de dunas

As medidas que tradicionalmente são tomadas para evitar o deslocamento e eventual soterramento de bens humanos pelas dunas é a sua fixação pela cobertura com vegetação. Nas regiões onde a precipitação atmosférica é suficiente para manter essa cobertura vegetal procura-se instalar árvores ou arbustos que façam aumentar a rugosidade da superfície arenosa em uma altura que não permita a atuação do vento e, portanto, as dunas param de se movimentar. A plantação ou sementeira de pinheiros nas dunas costeiras na Europa, por ser uma espécie pouco exigente em nutrientes, tem sido uma solução

seguida já há vários séculos, como é o exemplo do Pinhal de Leiria, em Portugal, cuja sementeira remonta ao século XIII (Devy-Vareta, 2005). O uso desse género veio a ser usado noutras dunas no séc. XIX e, especialmente, na primeira metade do séc. XX nas dunas a norte da Praia do Pedrógão (Rei, 1940). Aqui também foram usadas espécies que mais tarde se viriam a manifestar altamente invasoras, como é o caso da *Acacia longifolia* (Andrews) Willd. (Marchante *et al.*, 2014). Nos primeiros tempos da sementeira, e a fim de evitar a provável mobilização da areia pelo vento, cobriram-se os regos com mato trazido de outras áreas e semearam-se arbustos típicos das dunas litorais, como a camarinheira, *Corema album* (L.) D. Don, entre outros (Rei, 1940).

Noutras regiões mais secas, outras espécies mais resistentes à secura têm sido usadas, como é o caso da casuarina (*Casuarina* spp.) e da tamargueira (*Tamarix* spp.), também por resistirem a alguma acumulação de sal no solo ou à salsugem, factos frequentes em depressões áridas ou semiáridas e junto à costa.

Como estratégia de fixação primária, pode usar-se a técnica da cobertura do solo com restos orgânicos, o *mulching*, a fim de evitar a mobilização da areia e, assim, permitir a instalação de vegetação, a qual aproveita do suplemento nutricional a partir da matéria orgânica. Em casos especiais chegou a ser usado o crude, quando este abunda (chegou a ser praticado na República Islâmica do Irão – Berte *et al.*, 2010).

Outro processo é a elevação das dunas a barlavento da área a proteger, através da instalação de paliçadas que podem ser constituídas por vários materiais, desde ramos de plantas a tábuas ou ripas em madeira ou noutro material. As paliçadas devem ser permeáveis, em regra 30 a 40%, a fim de evitar a turbulência do vento a sotavento e promover a deposição de um e de outro lado (Berte *et al.*, 2010). Uma duna artificial deste tipo foi levantada na duna frontal da Região Centro de Portugal quando da sementeira do pinhal, a fim de proteger o crescimento dos pinheiros na sua primeira fase de desenvolvimento (Rei, 1940).

Prevenção da erosão

A erosão eólica, no sentido restrito da retirada de sedimentos, coloca-se fundamentalmente em duas situações: na duna frontal e nos solos siltosos ou

silto-arenosos. Neste segundo caso, várias medidas mitigadoras têm sido propostas, em especial depois das grandes crises do Dust Bowl, nos Estados Unidos da América, como referido acima. Chepil (1957) aconselhava que o solo não poderia ficar sem cobertura vegetal ou então deveria ficar com os restos das culturas, a fim de o vento não ter disponíveis sedimentos soltos. De igual modo, recomendava que os solos sem aptidão agrícola nunca deveriam ser usados, já que a maior dificuldade na recuperação da sua vegetação natural, pós-culturas, torná-los-ia mais vulneráveis. A instalação de longas sebes de árvores, sempre que isso fosse viável, seria também uma outra solução. A cultura em faixas paralelas alternando com faixas sem serem cultivadas, embora mais aconselhada para evitar a erosão hídrica, também ajudam sobre a erosão eólica. O essencial é expor o solo sem vegetação ao vento, durante um período mínimo e com uma superfície mínima possível.

Quanto à mitigação da erosão na duna frontal, a primeira e principal medida a tomar deveria ser a sua preservação, ou seja a sua intocabilidade no máximo possível da sua área. Para isso é fundamental prevenir a instalação de corredores de deflação, em especial de origem humana. Assim, deve ser banida, sempre que possível, a utilização da duna por pessoas, sendo admitido unicamente raros acessos às praias, mas de modo que não fomentem a canalização do vento ou da água do mar aquando das tempestades, a fim de ser evitada retirada de areia, tão importante para defender a retaguarda da duna. Por exemplo na Holanda, e por regra, os acessos às praias são preparados de modo a evitar canalização com os ventos dominantes, por vezes com disposição em zig-zag, o piso é compactado ou coberto com materiais que evitem o levantamento da areia e apenas por aí poderão circular as pessoas; não há corredores pedonais espontâneos, como acontece em todas as dunas frontais das praias em Portugal.

Aquela medida de preservação incluiria, como é evidente, a exclusão de qualquer tipo de estrutura, mesmo elevada acima da duna, como é o caso de passadiços em madeira. Esta moda em Portugal desde há umas dezenas de anos, crivou vários quilómetros de passadiços elevados sobre estacas, com disposição longitudinal, transversal e oblíqua sobre as dunas, para que as pessoas pudessem passear junto ao mar, mesmo que a 50 ou 100 m corresse paralelamente uma avenida ou

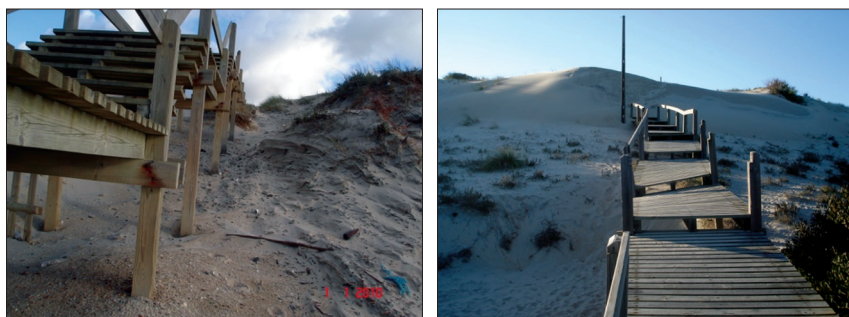
rua com passeios largos próprios para serem usados pedonalmente. Vários têm sido os destinos destes passadiços, ora são frequentemente cobertos de areia mal o vento sopra um pouco mais forte, em particular onde a praia se apresente larga, como acontece na Praia do Areão, Vagos (fot. 5 esq.), e Praia da Costa Nova, Ílhavo (Almeida, 2011), ora são desmanteladas pelo avanço do mar aquando de tempestades, como na Praia da Barra, Ílhavo (fot. 5 dta) e Praia da Cova/Gala, Figueira da Foz (Almeida *et al.*, 2017).



Fot. 5 - Cobertura total do passadiço na Praia do Areão (4/3/2014), à esquerda e destruição do passadiço pelo mar na Praia da Barra (7/02/2014), à direita.

Photo 5 - Completely covered walkway in Praia do Areão (4/3/2014) – left; walkway destroyed by the sea on Praia da Barra (7/02/2014) – right.

Os passadiços elevados, em especial quando estão perpendiculares à duna frontal e servem como acesso à praia, têm, para além de dificultarem o desenvolvimento da vegetação dunar sob si, a desvantagem de criar condições de túnel para os ventos que sopram do mar para o interior acelerando a erosão na face barlavento da duna por onde passam. O resultado é o aprofundamento do corredor eólico já existente ou a criação de um corredor eólico caso não existisse (fot. 6 esq). Em contrapartida, para sotavento acumula-se o excedente de areia arrancada e o próprio passadiço torna-se inoperacional rapidamente (fot. 6 dta). Entretanto, grande quantidade de areia avançou em língua para o interior mais do que seria expectável caso existisse a vegetação natural.



Fot. 6 - Passadiço transversal à duna na Praia de Mira com efeito de túnel, à esquerda, e totalmente coberto a sotavento, à direita.

Photo 6 - A walkway cross-cutting a dune in Praia de Mira, with a tunnel effect (left), and completely covered to leeward (right).

Muito mais barato e eficaz seria a instalação de paliçadas semiabertas, ou paliçadas flexíveis com vimes (Vega Seoane *et al.*, 2007), no início e meio dos corredores eólicos da duna frontal de modo a fomentar a acumulação de areia e o preenchimento desses canais preferenciais de transporte de areia para o interior, porque neles a velocidade do vento é acelerada (fot. 7 esq.). A colocação das paliçadas deveria começar na praia alta de modo a criar uma duna com face barlavento suave e o mais próximo possível da forma convexa, a mais estabilizada (Tsoar, 2001; Vega Seoane *et al.*, 2007). Posteriormente segue-se a ocupação com vegetação, de modo artificial ou natural, na sequência ecológica esperada, ou seja, com domínio de *Elytrigia juncea* ssp. *boreoatlantica*, na base da duna, seguida pelo domínio de *Ammophila arenaria* (estorno) no resto da duna. Estas espécies construtoras, acompanhadas pelas outras das suas comunidades vegetais encarregar-se-iam de manter a duna com altura suficiente para resistir às investidas do mar, previsivelmente cada vez mais frequentes. O uso de paliçadas sobre dunas artificiais construídas com dragados, como é o caso nas praias entre a Costa Nova e o Areão, tem-se mostrado bastante eficaz porque fomentou o aumento da espessura de areia eólica sobre a base de sedimentos fluvio-marinhos e, inclusive, permitiu a ocupação por vegetação dominada pelo estorno (fot. 7 dta).



Fot. 7 - O sobrescavamento do fundo do corredor e os ripples maiores com areia mais grosseira são indicadores da maior velocidade do vento (Poço da Cruz, Mira, 01/2010), à esquerda; Duna artificial com paliçadas, areia eólica e estorno no cimo (Praia do Areão, 2018), à direita.

Photo 7 - Overdeepening of corridor floor and larger ripples with coarse sand are indicators of greater wind speed (Poço da Cruz, Mira, 01/2010) – (left); top of artificial dune with palisades, aeolian sand and marram grass (Praia do Areão, 2018) – (right).

Adaptação das construções humanas

Nas últimas décadas a faixa costeira tem visto crescer exponencialmente a quantidade de construções habitacionais junto às praias, na sequência normal do aumento de procura do uso balnear de sol e mar. O problema é que esse aumento também se tem traduzido numa extensão da frente de mar construída, contrariando precisamente aquilo que é recomendado por muitos dos cientistas e técnicos que estudam os riscos das regiões costeiras. Essa frente de mar alongada, que se situa, na costa baixa e por regra, sobre a duna frontal, aumenta a exposição das pessoas e bens aos riscos associados com o mar. As recomendações são que as construções se desenvolvam para o interior com a manutenção, ou se possível a diminuição, da sua frente de mar (Veloso-Gomes *et al.*, 2006). Para além disso, a própria construção sobre a duna frontal ou mesmo que seja junto a ela, não permite a sua dinâmica natural de poder recuar para o interior em caso de transgressão marinha, obrigando a que sejam construídas obras de engenharia pesada para a manter na mesma posição, a fim de defender a povoação ou outras construções existentes.

Os chamados apoios de praia (bares, balneários, etc.) deveriam estar situadas fora da duna frontal, ou para o interior ou em plena praia, sendo que, neste caso,

seriam retirados no final da época balnear. Para além disso, a sua construção deveria imitar os palheiros existentes antigamente junto ao litoral arenoso, com a vantagem de estarem sobre estacas e permitirem a passagem do vento sob si ou da água do mar quando da ocorrência de tempestades mais violentas.

Conclusão

Pelo exposto, pode-se concluir que o vento é um agente morfogenético capaz de comportar situações de risco, assim estejam reunidas as condições para a sua atuação. Essas condições, em regra, resumem-se a três: falta de vegetação, material mineral passível de ser transportado e pessoas ou bens afetáveis pelo seu efeito.

Vimos que, salvo o caso de solos arenosos ou siltosos, desde que expostos a ventos moderados a fortes e as faixas litorais com formação de dunas, ambos em ambientes húmidos, a maioria dos ambientes propícios à atuação do vento são os áridos ou semiáridos. Isto remete-nos para os cenários climáticos que estão apontados para Portugal para este século, em particular para o sul do país e para o NE duriense. O aumento da temperatura média, com ondas de calor cada vez mais frequentes, associado com a diminuição de precipitação anual e maior extensão do período seco (Santos e Miranda, 2006) farão aumentar o processo de desertificação, com provável desaparecimento, inclusive, das florestas e mesmo de matos no interior do Alentejo (Pereira *et al.*, 2006). Ora, isto exporá vastas áreas à atuação do vento, com varrimento da superfície dos solos, o qual terá um efeito de retroação positiva de maior empobrecimento destes e maior dificuldade de manutenção de vegetação. Terá o alastramento de oliveais pelo Alentejo uma ação secundária inesperada de defesa contra a desertificação? Assim consigam as oliveiras viver com a cada vez maior escassez em água.

Embora até este momento não se tenha verificado a reativação das dunas litorais sempre que a sua cobertura vegetal é totalmente queimada, a previsível maior frequência de incêndios, também aí, sem tempo para recuperação da floresta de pinheiros, pode ter como consequência a remobilização das areias e a aquisição,

de novo, de uma paisagem praticamente desértica. Resta, no entanto, o consolo de pensar que o papel desempenhado por uma espécie oportunista e extremamente invasora, como é a acácia-de-espigas (*Acacia longifolia*), pode ter a capacidade de evitar esse deserto por se alastrar mais facilmente depois dos grandes incêndios. A paisagem deixa de ser desértica, mas passa a ser exótica australiana. Enfim, malhas que a globalização tece ...

Referências bibliográficas

- Almeida, A. Campar (1997). *Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem. Uma abordagem ecológica da paisagem*. Lisboa, FCG/JNICT.
- Almeida, A. Campar (2001). O balanço de sedimentação em corredores de deflação na duna frontal de Quiaios, Costinha e Tocha. In M.E.A. Moreira, A. Casal Moura, H.M. Granja e F. Noronha (eds). *Homenagem (in honorium) Professor Doutor Gaspar Soares de Carvalho*, 177-184.
- Almeida, A. Campar (2011). Praia do Areão (Vagos, Centro de Portugal) – Dinâmica e gestão da duna frontal, *Estudos do Quaternário. Revista da Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário*, nº 7, 79-86.
- Almeida, A. Campar (2012). As dunas litorais entre Quiaios e Aveiro. *GOT-Revista de Geografia e Ordenamento do Território*, 2: 7-23.
- Almeida, A. Campar; Nunes, Adélia e Lourenço, Luciano (2017). *Risco de Erosão Litoral entre Cova/Gala e Esmoriz / Risk of Coastal Erosion between Cova/Gala and Esmoriz. Livro-Guia da Visita Técnica n.º 2 / Guidebook of the Study Trip n.º 2*. Coimbra, IV Congresso Internacional de Riscos, 23-26 Maio 2017, 60 p.
- Amaral, I. do (1979). *Formas e processos eólicos, com exemplos do Deserto de Moçâmedes*. CEG, Lisboa.
- Araújo, A. D., Parteli, E. J. R., Pöschel, T., Andrade Jr, J.S. & Herrmann, H. J. (2013). Numerical modeling of the wind flow over a transverse dune. *Nature*, Scientific Reports (On-line: www.nature.com/articles/srep02858.pdf – consultado em 30/04/2018)
- Bagnold, R. A. (1941). *The Physics of Blown Sands and Desert Dunes*. Methuen, London, 256 p.
- Bagnold, R. A. (1973). The nature of saltation and “bed-load” transport in water. *Proceedings of the Royal Society of London*, Ser. A 332, 473-504.
- Bärring, L., Jönsson, P., Mattsson, J.O. & Ahlman, R. (2003). Wind erosion on arable land in Scania, Sweden and the relation to the wind climate – a review. *Catena*, 52: 173-190.
- Belly, P. Y. (1964). *Sand movement by wind*. U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center Technical Memory, n.º 1, Washington, DC.
- Bermúdez, F. López (1992). Geomorfología. In F. López Bermúdez, J.M. Rubio Recio y J.M. Cuadrat, *Geografía Física*. Cátedra, Madrid, 17-227.
- Berte, C. J., Mohamed, M. O. & Saleck, M. O. (2010). *Fighting sand encroachment. Lessons from Mauritania*. FAO Forestry Paper nº 158.
- Bloom, A. L. (1998). *Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. (3th ed.), Long Grove, Waveland Press, Inc.

- Borrelli, P., Ballabio, C., Panagos, P., Montanarella, L. (2014). Wind erosion susceptibility of European soils. *Geoderma*, 232: 471-478.
- Carter, R. W. G. (1991). Near-future sea level impacts on coastal dune landscapes. *Landscape Ecology*, 6 (1/2): 29-39.
- Carter, R. W. G., Hesp, P. A. & Nordstrom, K. F. (1990). Erosional landforms in coastal dunes. In K.F. Nordstrom, N.P. Psuty & R.W.G. Carter (eds) (1990). *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley & Sons, 217-250.
- Chepil, W. S. (1957). Dust Bowl: Causes and Effects. *Journal of Soil and Water Conservation*, 12 (3):108-111.
- Chepil, W. S. & Woodruff (1954). Estimations of wind erodibility of field surfaces. *Journal of Soil and Water Conservation*, 9: 257-265.
- Chepil, W. S., Siddoway, F. H. & Armbrust, D. V. (1962). Climatic factors for estimating wind erodibility of farm fields- *Journal of Soil and Water Conservation*, 17: 162-165.
- Clos-Arceduc, A. (1969). Éssai d'explication des forms dunaires sahariennes. Paris, Inst. Géogr. National, Études de Photo-Interprétation n° 4, 66 p.
- Cooper, W. S. (1958). *Coastal Sand Dunes of Oregon and Washington*. Geological Society of America. Mem. 72, 169 p.
- Couto, S. M., Santos, A. E. D., Vieira, S. M. J., Silva, D. J. P. (2004). Determinação da força de arrasto e da velocidade terminal de frutos de café pela técnica de elementos finitos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 8, nº 2/3: 274-283. (Online: www.scielo.br/pdf/rbeaa/v8n2-3/v8n2a17). Acedido em 14/02/2018.
- Devy-Vareta, N. (2005). A floresta na construção das paisagens rurais. In C.A. Medeiros (dir.). *Geografia de Portugal. 3. Actividades Económicas e Espaço Geográfico*, Círculo Leitores, Lisboa, 115-135.
- Fryberger, S. G. (1979). Dune Forms and Wind Regime. In: *A Study of Global Sand Seas* (E. D. McKee, ed.), Geological Survey Professional Paper 1052, Washington, U. S. Gov. Print. Office, 137-169.
- Goldsmith, V., Rosen, P., Gertner, Y. (1990). Eolian transport measurements, winds, and comparison with theoretical transport in Israeli coastal dunes. In K.F. Nordstrom, N.P. Psuty & R.W.G. Carter (eds) (1990). *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley & Sons, 79-101.
- Gomes, L., Arrúe, J. L., López, M. V., Sterk, G., Richard, D., Gracia, R., Sabre, M., Gaudichet, A., Frangi, J.P. (2003). Wind erosion in a semiarid agricultural area of Spain: the WELSONS project. *Catena* 52: 235-256
- Haslett, S. K. (2009). *Coastal Systems*. (2nd ed.). Routledge.
- Hesp, P. A. (1988). Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in Southeast Australia. *Sedimentary Geology*, 55: 17-41.
- Hotta, S., Kubota, S., Katori, S. & Horikawa, K. (1984). Sand transport by wind on a wet sand beach. *Proceedings of the 19th Coastal Engineering Conference*, ASCE, 1265-1281.
- Hoyt, J. H. (1966). Air and sand movement to the lee of dunes. *Sedimentology*, 7: 137-143.
- Jungerius, P. D., Verheggen, A. J. T., Wiggers, A. J. (1981). The development of blowouts in 'de blink', a coastal dune area near Noordwijkerhout, The Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6 (3-4): 375-396
- Jungerius, P. D. e Meulen, F. van der (1989). The development of dune blowouts, as measured with erosion pins and sequential air photos. *Catena*, 16, 369-376.
- Laity, J. E. (2011a). Pavements and stony mantles. In Thomas, D.S.G. (ed.) (2011). *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 3^a ed., John Wiley & Sons Ltd, 181-207.

- Laity, J. E. (2011b). Wind erosion in drylands. In Thomas, D.S.G. (ed.) (2011). *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 3ª ed., John Wiley & Sons Ltd, 539-568.
- Livingstone, L., Wiggs, G. F. S. & Weaver, C.M. (2007). Geomorphology of desert sand dunes: a review of recent progress. *Earth Science Reviews*, 80(3-4): 239-257.
- Lancaster, N. (1983). Linear dunes of the Namib sand sea. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 45: 27-49.
- Lancaster, N. (1989). The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, Mexico. *Sedimentology*, 36: 273-289.
- Lancaster, N. (1995). *Geomorphology of desert dunes*. London, Routledge, 290 p.
- Lancaster, N. (2014). Aeolian Processes. In: *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.09126-0.
- Marchante, H., Morais, M., Freitas, H. & Marchante, E. (2014). *Guia Prático para a Identificação de Plantas Invasoras em Portugal*. Imprensa da Universidade de Coimbra.
- Medeiros, W. D. A. (2017). *Dinâmicas territoriais recentes e riscos ambientais no litoral: Estudo comparativo entre os municípios de Areia Branca (RN, Brasil) e da Figueira da Foz (Centro, Portugal)*. Universidade de Coimbra, tese de doutoramento.
- Medeiros, W. D. A., Cunha, L. J. S. & Almeida, A. C. (2012). Riscos ambientais no litoral: estudo comparativo Brasil-Portugal. *Cadernos de Geografia*, 30/31: 107-115.
- NDMC (2018). *Dust Bowl*. National Drought Mitigation Center, Univ. Nebraska. Online: <http://drought.unl.edu/DroughtBasics/DustBowl.aspx> (acedido em 15/03/2018)
- Noivo, L. M. S. (1996). *Morfologia e Dinâmica Sedimentar das Dunas de Quiaios, Portugal*. Dissert. Mestrado, Universidade de Aveiro.
- Nordstrom, K. F., Psuty, N. P. & Carter, R. W. G. (eds) (1990). *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley & Sons.
- Oliveira, Pedro M. (2008). *Sustentação aerodinâmica. O mecanismo físico*. Disponível em: <http://dited.bn.pt/31619/2606/3184.pdf>, acedido em 06/02/2018.
- Owen, P. R. (1964). Saltation of uniform grains in air. *Journal of Fluid Mechanics*, 20: 225-242.
- Pereira, J. S., Correia, A. V., Correia, A. C., Ferreira, M. T., Onofre, N., Freitas, H. e Godinho, F. (2006). Florestas e biodiversidade. In F. D. Santos e P. Miranda. *Alterações climáticas em Portugal. Cenários, impactos e medidas de adaptação*. Projecto SIAM II. Lisboa, Gradiva – Publicações Lda, 301-343.
- Pye, K. (1983). Coastal dunes. *Progress in Physical Geography*, 7: 531-557.
- Pye, K. (1995). Nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14: 653-667.
- Pye, K. & Tsoar, H. (1990). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. London, Unwin Hyman.
- Rei, M. A. (1940). *Arborização. Alguns artigos de propaganda regionalista*. Figueira da Foz.
- Santos, F. D. e Miranda, P. (ed.) (2006). *Alterações climáticas em Portugal. Cenários, impactos e medidas de adaptação*. Projecto SIAM II. Lisboa, Gradiva – Publicações Lda.
- Sherman, D. J. & Hotta, S. (1990). "Aeolian sediment transport: Theory and measurement", in K.F. Nordstrom, N.P. Psuty & R.W.G. Carter (eds) – *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley & Sons, 17-37.
- Sherman, D. J. & Bauer, B. O. (1993). Dynamics of beach dune systems. *Progress in Physical Geography*, 17: 413-447.
- Summerfield, M. A. (1991). *Global Geomorphology*. Longman, London.

- Sweet, M. L. & Kocurek, G. (1990). An empirical model of Aeolian dune lee-face airflow. *Sedimentology*, 37: 1023-1038.
- Thomas, D. S. G. (ed.) (2011a). *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 3^a ed., John Wiley & Sons Ltd, 624 p.
- Thomas, D. S. G. (2011b). Aeolian landscapes and bedforms. In Thomas, D.S.G. (ed.). *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 3^a ed., Wiley-Blackwell, 427-453.
- Tsoar, H. (1983). Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune. *Sedimentology*, 30: 567-578.
- Tsoar, H. (1989). Linear dunes – forms and formation. *Progress in Physical Geography*, 13: 507-528.
- Tsoar, H. (2001). Types of aeolian sand dunes and their formation. In N.J. Balmforth & A. Provenzale (eds). *Geomorphological Fluid Mechanics*, Lecture Notes in Physics, 582: 403-429.
- UNESCO (1979). *Map of the World Distribution of Arid Regions*. Paris, 54 p.
- Walker, I. (1999). Secondary airflow and sediment transport in the lee of a reversing dune. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 437-448.
- White, B. R. & Schultz, J. C. (1977). Magnus effects in saltation. *Journal of Fluid Mechanics*, 81: 497-512.
- Wiggs, G. (2001). Desert dune processes and dynamics. *Progress in Physical Geography*, 25 (1): 53-79.
- Wiggs, G. F., Livingstone, I., Thomas, D. S. G. & Bullard, J. E. (1996). Airflow and roughness characteristics over partially vegetated linear dunes in the southwest Kalahari Desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 19-34.
- Wiggs, G. F. S., Livingstone, I. & Warren, A. (1996a). The role of streamline curvature in sand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements. *Geomorphology*, 17: 29-46.
- Wilson, I. G. (1973). Ergs. *Sedimentary Geology*, 10: 77-106.

CONCLUSÃO

Adélia Nunes

Departamento de Geografia e Turismo da Faculdade de Letras
CEGOT e RISCOS, Universidade de Coimbra, Portugal
ORCID: 0000-0003-3927-0748 adelia.nunes@ci.uc.pt

O contributo do ser humano, através das suas ações e atividades, constitui um elemento comum quando analisados os riscos mistos de componente ambiental, ampliando, de forma inequívoca, as suas causas e consequências. Acresce, por outro lado, os cenários futuros de mudanças climáticas, e a incerteza dos seus efeitos na amplificação dos riscos analisados.

Torna-se, por conseguinte, urgente e prioritário reduzir o risco através de esforços sistemáticos destinados a analisar e a gerir os fatores causadores deste tipo de catástrofes, assim como reconhecer a(s) vulnerabilidade(s), no intuito de proteger, de forma mais eficaz, as pessoas, as comunidades e os países, bem como os meios de subsistência, o património cultural e socioeconómico e os ecossistemas, incrementando, deste modo, a sua resiliência.

Assim, para alcançar tal desiderato, exige-se a implementação de medidas e ações integradas e o comprometimento de todos na salvaguarda dos recursos naturais. Neste contexto, emerge a necessidade de consciencialização da sociedade e das instituições sobre a complexidade destes fenómenos e das suas consequências, comprometedores do desenvolvimento social, económico, ambiental, cultural sustentável.

Torna-se, pois, necessário e urgente, neste contexto, integrar, na educação formal e na aprendizagem ao longo da vida, os conhecimentos, valores e habilidades necessárias para a redução do risco e para a promoção de modos de vida sustentáveis.

Embora os fatores de risco, aqui abordados, possam ser locais, nacionais, regionais ou globais, necessitam de ser compreendidos, para determinar as medidas de prevenção/redução a aplicar, requerendo novas formas de pensar e agir, mas também uma articulada cooperação e complementaridade entre os diferentes atores, nos planos local, nacional, regional e global, explorando as sinergias e interdependências entre as respetivas competências e estratégias. Na expectativa de que o presente livro sirva de inspiração a mais investigadores e decisores a participarem na

crescente avaliação e gestão dos riscos mistos, é também nosso desejo, através dos conteúdos aqui vertidos, facultar instrumentos metodológicos e pedagógicos que possam ser utilizados em atividades de investigação e educação, assim como promover competências pessoais, fundadoras de uma cidadania mais ativa, participada e informada, para uma prevenção e gestão mais eficaz dos riscos, e em simultâneo capazes de promover os valores e princípios da sustentabilidade.

Na expectativa de que o presente livro sirva de inspiração a mais investigadores e decisores a participarem na crescente avaliação e gestão dos riscos mistos, é também nosso desejo, através dos conteúdos aqui vertidos, facultar instrumentos metodológicos e pedagógicos que possam ser utilizados em atividades de investigação e educação, assim como promover competências pessoais, fundadoras de uma cidadania mais ativa, participada e informada, para uma prevenção e gestão mais eficaz dos riscos, e em simultâneo capazes de promover os valores e princípios da sustentabilidade.

SÉRIE
RISCOS E CATÁSTROFES

Títulos Publicados:

- 1 *Terramoto de Lisboa de 1755. O que aprendemos 260 anos depois?*
- 2 *Sociologia do Risco;*
- 3 *Geografia, paisagem e riscos;*
- 4 *Geografia, cultura e riscos;*
- 5 *Alcáçache. 30 anos depois;*
- 6 *Riscos e crises. Da teoria à plena manifestação;*
- 8 *Catástrofes antrópicas. Uma aproximação integral;*
- 9 *Catástrofes mistas. Uma perspectiva ambiental.*

Tomos em preparação:

- 7 *Catástrofes naturais. Uma abordagem global;*
- 10 *Riscos inerentes à rotura de barragens de acumulação de rejeitos de mineração;*
- 11 *Contributos da Ciência para a Redução do Risco;*
- 12 *Contributos da Educação para a Redução do Risco;*
- 13 *Contributos da Formação para a Redução do Risco.*

(Página deixada propositadamente em branco)

I
IMPRENSA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA
COIMBRA UNIVERSITY PRESS
U

RISCOS
E CATASTROFES

1290



UNIVERSIDADE D
COIMBRA