

VI SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO

e

II SEMINÁRIO IBERO-AMERICANO

de Geografia Física

**Sustentabilidade da 'Gaia';
Ambiente, Ordenamento e Desenvolvimento**

Livro-guia da Viagem de Estudo
ao Litoral Norte e Serras do Noroeste Português
29 e 30 de Maio de 2010



*VI Seminário Latino-Americano e
II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física*

**Departamento de Geografia da Faculdade de Letras
Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território
Universidade de Coimbra**

**Livro-guia da Viagem de Estudo ao Litoral Norte e
Serras do Noroeste Português**

29 e 30 de Maio de 2010

Orientação e autoria de:

António de Sousa Pedrosa (Universidade do Porto)

António Bento Gonçalves (Universidade do Minho)

António Vieira (Universidade do Minho)

Francisco Silva Costa (Universidade do Minho)

Formatação e revisão de provas:

António Vieira (Universidade do Minho)

Coimbra, 2010

Índice

1. Introdução	5
2. Itinerário da viagem de estudo	6
3. Caracterização física	7
4. Caracterização humana	13
5. Problemáticas dos espaços litorais do Norte de Portugal	14
6. Riscos geomorfológicos em áreas de montanha	28
7. Riscos hidro-climáticos em Amarante	40
8. Espaços silvestres de montanha no noroeste português e os incêndios florestais	47
9. A morfologia granítica e a valorização do património geomorfológico no Noroeste de Portugal	52
10. Bibliografia	73

1. Introdução

O presente texto constitui um instrumento de trabalho e de auxílio à viagem de estudo realizada ao Litoral Norte e Serras do Noroeste Português, desenvolvida no âmbito do VI Seminário Latino-Americano e II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física, organizado pelo Departamento de Geografia da Universidade de Coimbra e pelo Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, a decorrer em Coimbra, entre os dias 26 e 30 de Maio de 2010.

O itinerário elaborado para esta viagem, a decorrer ao longo de dois dias (29 e 30 de Maio de 2010), propõe-nos uma visita pelas belas e características paisagens do Noroeste de Portugal, permitindo-nos a discussão de um conjunto de temas de carácter geográfico relacionados com os riscos naturais, com a dinâmica geomorfológica ou com a valorização dos recursos naturais.

Neste sentido, iniciaremos o périplo abordando a problemática da evolução actual do litoral português, especialmente na zona entre Espinho e o Porto, e os processos de erosão costeira aí actuantes, efectuando uma paragem na Aguda, local onde poderemos observar e discutir as temáticas referidas.

A segunda paragem será no centro da cidade de Amarante, onde analisaremos os condicionalismos naturais e antrópicos que concorrem para a existência de riscos hidro-climáticos.

O percurso leva-nos de seguida para as áreas de montanha correspondentes às serras do Marão e Alvão, onde se discutirão temáticas relativas às dinâmicas de vertente ocorridas durante o Quaternário e sua influência na actual dinâmica geomorfológica.

O predomínio da litologia granítica é um aspecto marcante do Noroeste de Portugal, influenciando significativamente a morfologia das paisagens, facto que nos levou a desenvolver esta temática ao longo desta viagem, permitindo-nos explorar um conjunto diversificado de questões relacionadas com a diversidade da morfologia granítica, a várias escalas, e abordar a temática do património geomorfológico que, apesar de transversal a todos os ambientes litológicos, encontra nas paisagens graníticas um palco de excepcional valorização.

Por fim, também a dinâmica da vegetação ao longo do último meio século será objecto da nossa atenção, pela actuação do Homem enquanto agente construtor da paisagem, mas também como “desconstrutor”, quer pela apropriação do espaço para desenvolvimento das actividades económicas, quer pela sua influência, ora negligente,

ora premeditada, na ocorrência de incêndios florestais, factor omnipresente na mutação da paisagem do Noroeste especialmente desde a década de 70 do século passado.

2. Itinerário da viagem de estudo

Dia 29

Coimbra
Paramos
Aguda
Amarante
Almoço
Campeã
Campanhó
Alvão/Fisgas
Bilhó
Mondim
Guimarães

Dia 30

Guimarães
Braga
S. Mamede
Gerês
Pedra Bela
Cascatas do Arado
Braga
Porto
Coimbra

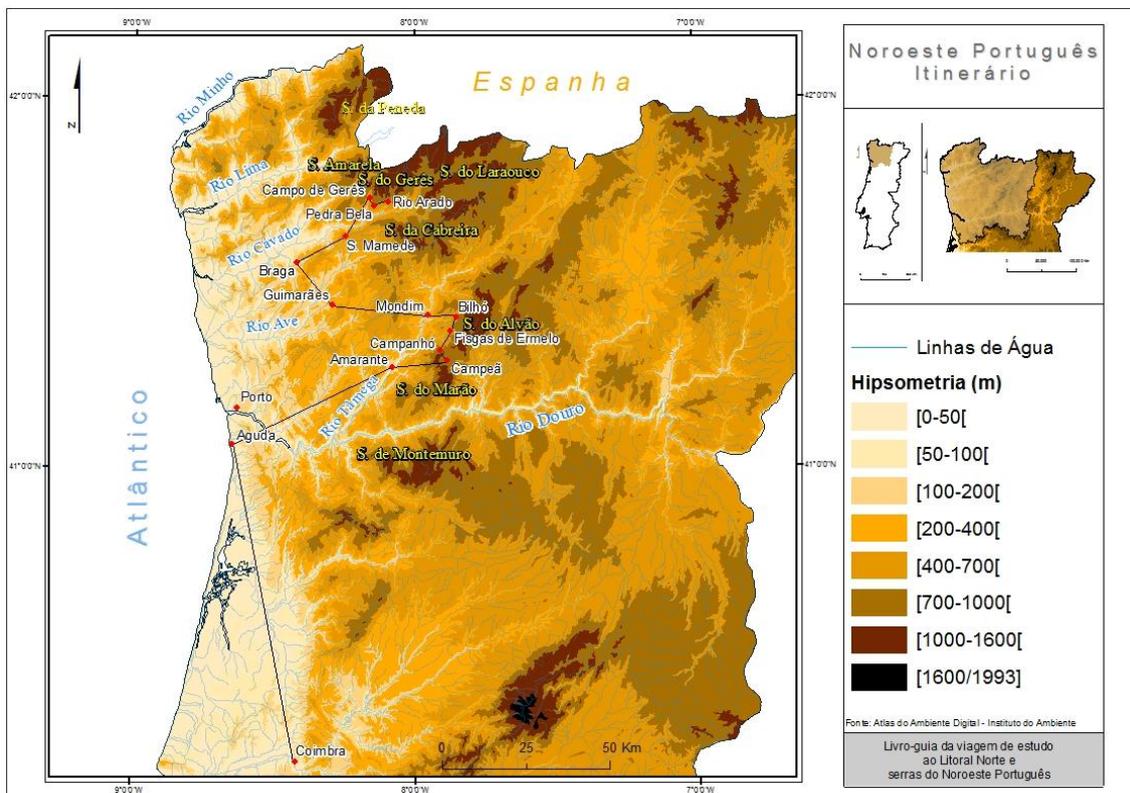


Figura 1. Itinerário da viagem de estudo

3. Caracterização Física

3.1 Geologia

No Noroeste, do ponto de vista litológico, as principais rochas consolidadas são granitos, quartzitos, xistos e diversas rochas afins destas, podendo ainda encontrar-se formações de cobertura do Holocénico (aluviões) e do Plio-Plistocénico (terraços fluviais) (Figura 2).

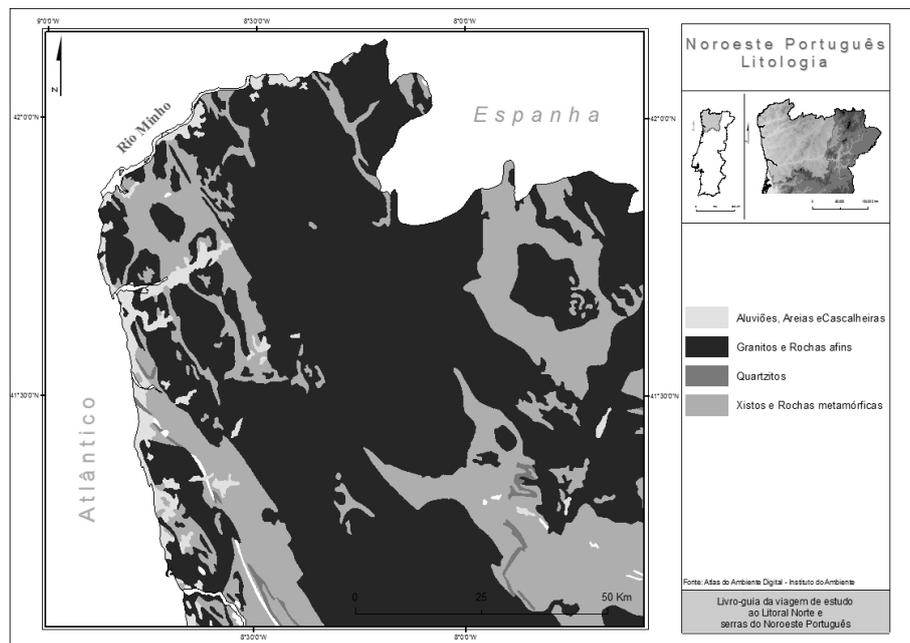


Figura 2. Carta Litológica simplificada do Noroeste Português.

A orogenia hercínica desempenhou papel fundamental na geologia do noroeste, estando a grande maioria dos granitóides, Granitos Sin-orogénicos e tardi a pós-orogénicos (FERREIRA *et al.*, 1987), ligados ao ciclo hercínico. No entanto, “a existência de grandes escarpas de falha, por vezes ultrapassando os 200 metros, tanto na área da Peneda e do Gerês, como na área de Monção e Arcos de Valdevez, é prova suficiente de que importantes movimentações tectónicas se verificaram no quadro do ciclo alpino” (LEMA e REBELO, 1996).

Os dados existentes sobre a evolução tectónica no território português no Neogénico e Quaternário indicam que após o período Miocénico, caracterizado por actividade tectónica intensa em várias áreas, se seguiu um intervalo de relativa acalmia

no Pliocénico, acentuando-se novamente a actividade tectónica no final do Pliocénico, prolongando-se pelo período Quaternário (Figura 3).

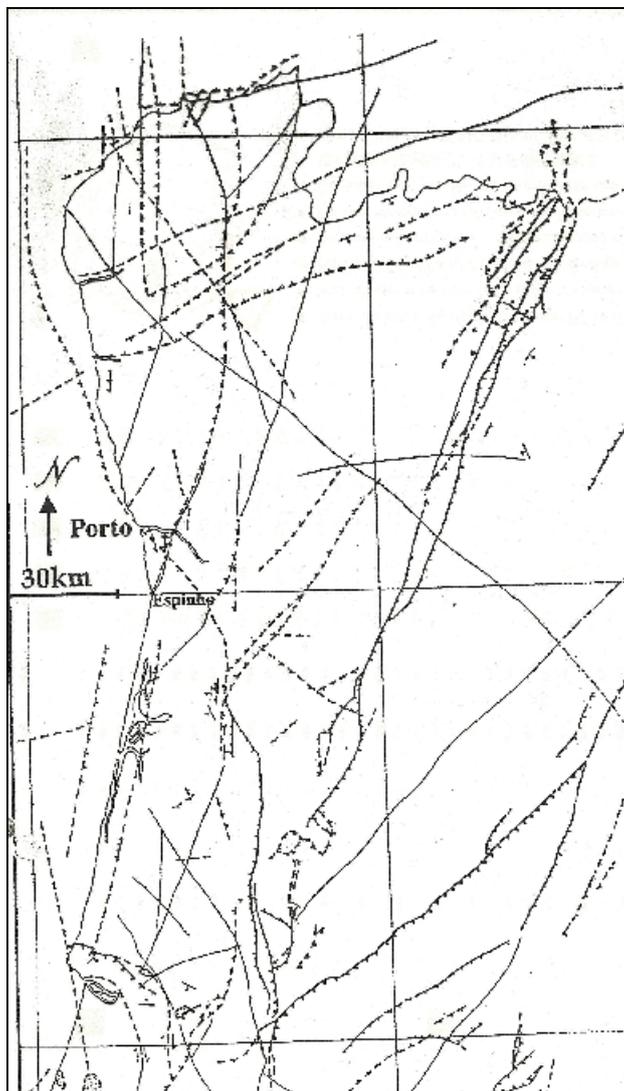


Figura 3. Excerto da carta Neotectónica de Portugal, representando o NW
Fonte: CABRAL e RIBEIRO, 1988

3.2 Relevo

No Noroeste, o relevo, para além do condicionamento climático actual, apresenta marcas de climas anteriores, fruto das grandes oscilações climáticas ao longo dos tempos geológicos. No entanto, o cunho mais vincado, é-lhe imprimido pela geologia e pela tectónica.

O relevo apresenta-se escalonado de Oeste para Este, chegando a “levantar-se” dos 0 aos 1500 metros (serra do Gerês) em menos de 70 quilómetros (Figura 4). Os

principais rios (Minho, Lima, Cavado e Ave), como refere LEMA e REBELO (1996), apresentam uma direcção “bética” (ENE-WSW) e caracterizam-se por correrem em vales muito largos e abertos, junto ao litoral, e em vales muito profundos e estreitos nas áreas montanhosas, áreas essas não muito distantes do litoral.

Não admira, pois, que as montanhas mais importantes se encontrem separadas pelos vales profundos dos principais rios que drenam o Noroeste português.

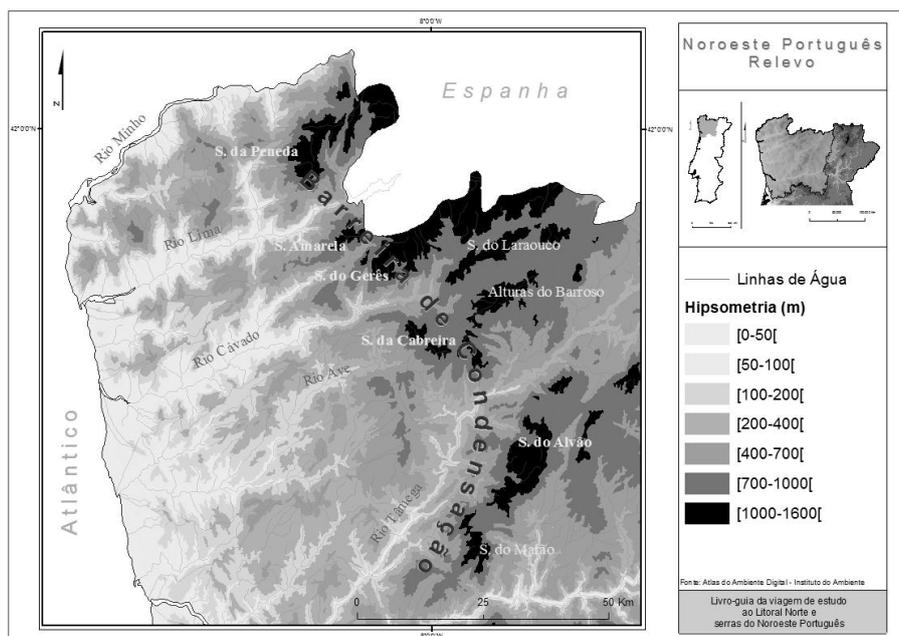


Figura 4. Principais Rios no Noroeste português.

3.3 Clima

Segundo DAVEAU *et al.* (1985), o Noroeste português é caracterizado por Invernos frescos e Verões moderados a quentes, ou seja, a temperatura mínima média do mês mais frio varia entre 2 e 4°C, verificando-se durante 10/15 a 30 dias por ano temperaturas negativas. A temperatura máxima média do mês mais quente varia entre 23 e 32°C, verificando-se durante 20 a 120 dias por ano temperaturas máximas superiores a 25°C. De acordo com Atlas do Ambiente (1975), a temperatura média diária varia entre 12,5 e 15°C.

Trata-se de um território com afinidades mediterrâneas mas com forte influência atlântica, traduzindo-se num clima de temperaturas amenas, com pequenas amplitudes térmicas e forte pluviosidade média, resultado da sua posição geográfica, da

proximidade do Atlântico e da forma e disposição dos principais conjuntos montanhosos¹, a que RIBEIRO (1986) chamou de “anfiteatro voltado para o mar”.

Assim, os seus elevados quantitativos pluviométricos, inquestionavelmente a característica climática mais marcante do Noroeste português², os quais se devem à frequente passagem de superfícies frontais, conjugadas com o efeito das montanhas, muito próximas do litoral (“barreira de condensação”), são determinantes para os totais anuais médios de precipitação superiores a 1400 mm, muito embora, devido à altitude e disposição do relevo, assimetricamente distribuídos pelo território.

3.4 Hidrografia

Como vimos, os rios permitem pôr em evidência as principais formas de relevo. Deste modo, entre os rios Minho e Lima, aparecem-nos as serras de Arga (816 m), Peneda (1373 m), Soajo (1415 m) e Castro Laboreiro (1335 m); entre os rios Lima e Cávado, soerguem-se as serras Amarela (1361 m), do Gerês (1548 m) e do Larouco (1525 m); entre os rios Cávado e Tâmega, surgem-nos as serras da Cabreira (1261 m) e as Alturas do Barroso (1279 m); por último, entre os rios Tâmega e Corgo, eleva-se a serra do Alvão (1281 m) (Figura 4).

Os rios “minhotos”, no contexto português apresentam como principal elemento diferenciador dos restantes rios do território nacional, um elevado caudal específico, fruto das características climáticas, geológicas e orográficas. Assim, o rio Cávado apresenta 38 l/s/Km² (Barcelos), o Lima, 31 l/s/Km² (Ponte de Lima), o Ave, 26 l/s/Km² (Açude de Tougues) e o Minho, 22 l/s/Km² (Ponte de Felgueiras) (DAVEAU, 1995).

3.5. Pedologia

No Noroeste, segundo a Carta de Solos de Portugal existe um claro predomínio de cambissolos, ou seja, solos pouco evoluídos de fertilidade variável. Junto ao litoral surgem os Litossolos (solos incipientes, em formação, praticamente constituídos pela

¹ No Noroeste, num raio de 65 quilómetros, a precipitação anual média é de 1374,2 mm em Sto. Tirso, a 28 metros de altitude, passando a 1772,6 mm em Fafe a 330 metros de altitude e a 3071,1 mm no Zebal/serra da Cabreira a 775 metros de altitude.

² RIBEIRO (1986), falando do Norte Atlântico, referia que “o traço comum a estas regiões é a abundância das chuvas” e que o Minho é banhado “todo o ano por uma luz húmida, de incomparável doçura. O Verão, moderado e breve, não desdobra a verdura dominante das paisagens”

rocha desagregada, raramente ultrapassando 10 centímetros de espessura) enquanto que em altitude aparecem os Rankers, solos pouco espessos de fertilidade reduzida.

3.6. Unidades paisagísticas básicas

Estamos pois perante um território muito humanizado, onde a organização da paisagem apresenta contrastes acentuados, o que não impede de, ecologicamente, existir um sistema unitário, caracterizado pela fisionomia da sua paisagem, pelo conjunto de espécies que o habitam e pelas estratégias adaptativas próprias, diferentes do restante País.

“Tradicionalmente, distinguem-se dois grandes territórios biogeográficos na Península Ibérica. [...] Nas nossas latitudes, é o regime hídrico o principal factor responsável pela fisionomia da paisagem, e a divisão entre a Ibéria seca e a Ibéria húmida, os tipos climáticos (atlanticidade face a mediterraneidade) e as grandes regiões fitocorológicas (eurossiberiana e mediterrânica) assinalam esta grande divisão da Península” (GOMES e BOTELHO, 2004), encontrando-se o Noroeste inserido na Região Eurossiberiana.

As características climáticas antes descritas vão determinar a vegetação que surge no território. Com uma aridez estival muito ligeira, onde o número de meses secos³ raramente é superior a dois, a vegetação climática são bosques dominados por folhas brandas, planas, grandes e caducas durante o Inverno (COSTA *et al*, 1998). Ecologicamente o Noroeste português, com características climáticas que influenciam directamente o tipo de comunidades vegetais autóctones, encontra-se inserido na Ibéria húmida e distingue-se do restante território nacional.

Algumas espécies vegetais da Europa média têm o limite meridional da sua expansão no Norte de Portugal, onde formam os últimos povoamentos importantes. Tal facto prende-se, como já foi referido, com a acção do oceano, que atenua o calor e a secura estivais e mantém chuvas abundantes.

Elemento fundamental da paisagem, a vegetação, é pois um excelente testemunho das condições orográficas, edafo-climáticas e da acção antrópica de uma dada região.

³ Segundo o critério de GAUSSEN: $P < 2T$ (precipitação média mensal inferior ao dobro da temperatura média mensal)

Biogeograficamente, o Noroeste português situa-se no Subsector Miniense e no subsector Geresiano-Queixense⁴ (RIVAS-MARTINEZ, 1996), podendo ser feito um paralelo com as *Terras Baixas do Minho* e com a transição entre as referidas *Terras Baixas* e as *Terras Altas de Trás-os-Montes* descritas por RIBEIRO (1970, 1991).

O Subsector Miniense caracteriza-se por ser um território predominantemente granítico, progressivamente enrugado em direcção ao interior, de bioclima temperado hiper-oceânico ou oceânico, maioritariamente posicionado nos andares termotemperado e mesotemperado, de ombroclima húmido a hiper-húmido. [...] A vegetação climácica é constituída pelos Carvalhais galaico-portugueses de carvalho alvarinho (*Quercus robur* L.) que sobrevivem em pequenas bolsas seriamente ameaçadas (COSTA *et al*, 1998).

Do ponto de vista biogeográfico o Subsector Miniense corresponde às *Terras Baixas do Minho* (RIBEIRO, 1970, 1991), as quais se caracterizam por um povoamento disperso e disseminado em que as habitações se encontram em estreita relação com a terra cultivada e em que a paisagem se encontra muito compartimentada, imperando a pequena propriedade, com os campos cercados por sebes arbóreas ou vinha em *ramada*. Nas encostas, onde os solos são mais pobres e menos irrigados, cresce a floresta constituída por plantação mista de pinheiro bravo (*Pinus pinaster* Aiton.) e eucalipto (*Eucalyptus globulus* Labill) com alguns carvalhos espontâneos e outras espécies correspondentes à fagossilva climácica⁵.

O Subsector Geresiano-Queixense tem um relevo muito acidentado, onde os granitos hercínicos são largamente dominantes. Situa-se no andar supratemperado (Montano) de ombroclima hiper-húmido (húmido), consoante a exposição em altitudes superiores a 600-800 metros. A vegetação climácica é composta por carvalhais de carvalho alvarinho (*Quercus robur* L.) em áreas mais oceânicas e hiper-húmidas, ou de carvalho negral (*Quercus pyrenaica* Wild.) em áreas de ombroclima húmido ou nos biótopos mais elevados e continentalizados (COSTA *et al*, 1998).

Biogeograficamente também o Subsector Geresiano-Queixense, tem correspondência à transição entre as *Terras Baixas* e as *Terras Altas*, a qual se faz gradualmente, com um aumento da concentração do povoamento e onde o pinheiro é substituído pelo carvalho-alvarinho (*Quercus robur* L.) e pelo vidoeiro (*Betula alba* L.)

⁴ Ambos pertencentes ao Sector Galaico-Português, Subprovíncia Galaico-Asturiana, Província Cantabro-Atlântica, Subprovíncia Atlântica, Sub-Região Atlântica-Medioeuropeia, da Regia Eurosiberiana.

⁵ Nos nossos dias, os incêndios florestais e as mudanças nas práticas agrícolas (consequência das mudanças sociais) alteraram profundamente este panorama, surgindo extensas manchas de matos, em substituição dos pinhais e vinhas, e pomares, em substituição das *ramadas* e dos campos de milho.

e, nas encostas, por mato rasteiro (RIBEIRO, 1991), consequência do aumento da altitude (mais frio e maior pluviosidade na estação húmida).

Em resumo e recorrendo às unidades paisagísticas básicas, no Noroeste Continental podem distinguir-se seis tipos básicos de utilização do terreno (GOMES, 2001): os sistemas agrícolas de planície, correspondentes à paisagem das terras baixas, de povoamento disperso; os sistemas agrícolas de montanha, em que as povoações surgem agrupadas; os sistemas urbanizados, que correspondem às cidades e vilas; os sistemas de tipo inculto, compostos fundamentalmente por matos, mais ou menos degradados e incluindo também regiões de solo esquelético e de rocha nua; florestas de plantação, com predomínio do pinheiro bravo (*Pinus pinaster* Aiton.) e do eucalipto (*Eucalyptus globulus* Labill); florestas de caducifólias, dominadas pelo carvalho-alvarinho (*Quercus robur* L.) e pelo carvalho-negral (*Quercus pyrenaica* Wild.), correspondentes a manchas espontâneas ou sub-espontâneas.

4. Caracterização humana

Assim, apesar das características e aptidões naturais deste território, a acção do ser humano (agricultura, pastoreio, silvicultura, etc.) com uma antiga e importante presença no Noroeste (elevada densidade populacional), tem que ser enfatizada, dado que ao longo do tempo alterou a fisionomia do território, e, como consequência, levou à degradação ou mesmo destruição da cobertura vegetal autóctone. Por outro lado, “mesmo esta acção humana, em especial a organização de sistemas agrícolas tradicionais, esteve dependente dos mesmos factores físicos que moldam os sistemas naturais” (GOMES e BOTELHO, 2004).

Com efeito, o Noroeste português caracteriza-se por um apreciável dinamismo demográfico, sendo marcado pela ocorrência de elevadas taxas de natalidade e de nupcialidade.

Esta é uma das maiores concentrações humanas da península, e sem dúvida uma das mais antigas. Actualmente, o Noroeste possui uma densidade demográfica superior aos 360 hab./km² (369,1), francamente superior, quer ao do Norte de Portugal (175,1), quer ao do continente português (112,9) (Figura 5).

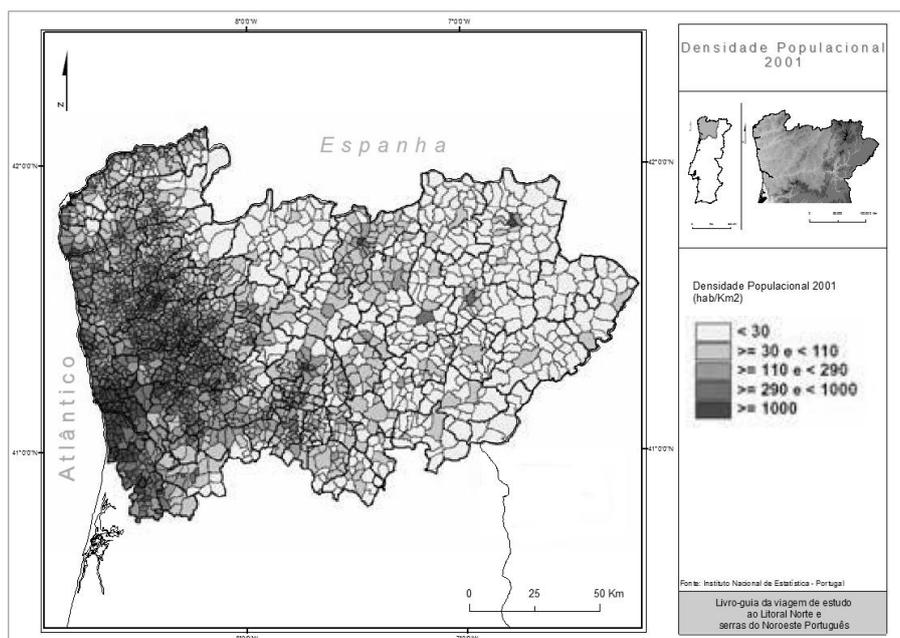


Figura 5. Densidade Populacional (2001) por freguesia, na NUT II Norte.

5. Problemáticas dos espaços litorais do Norte de Portugal

A costa noroeste de Portugal Continental caracteriza-se pelo domínio de uma costa baixa, arenosa e pequenos sectores de costa mais elevada com arribas activas. Esta costa possui uma orientação geral de NNW-SSE inflectindo próximo de Espinho para NNE-SSW, sendo controlada por um conjunto de falhas que atravessam o Maciço Antigo com orientações diversas: NW-SE, NE-SW e E-W, e que poderão ter sido reactivadas durante o Quaternário, tal como sugerem as actuais posições dos estuários dos rios Cavado, Neiva entre outros (1ª orientação de NE-SW, 2ª NW-SE) (CARVALHO, GRANJA, LOUREIRO e HENRIQUES, 2006; GRANJA, 1999).

Esta área assenta em terrenos da Zona Centro-Ibérica, onde os vestígios do Precâmbrico se encontram muito mal preservados. Nestes terrenos dominam as rochas metassedimentares do “complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico”, sobre as quais assentam em discordância as formações metassedimentares do Ordovícico, Silúrico e Devónico (NORONHA, 2000). A Zona Centro-Ibérica é limitada a Oeste pela falha Porto-Tomar, onde contacta com a faixa metamórfica, a "faixa blastomilonítica", constituída por rochas metamórficas muito tectonizadas, intruídas por gneisses e migmatitos. Esta faixa possui uma orientação geral de NNW-SSE, desde arredores do Porto até Tomar, passando por Espinho e Albergaria-a-Velha, sendo de idade

proterozóica média-superior, incluída na Zona Ossa-Morena (CHAMINÉ, 2000). Segundo ARAÚJO (1985), esta falha é resultado da sutura entre o continente Euroasiático e Africano, na orogenia Cadomiana (final Precâmbrico), onde a fragilidade da crosta terá facilitado a movimentação tectónica. Esta falha demarca ainda, grosso modo, o rebordo interior da plataforma litoral, a sul do rio Douro, fazendo-se assim a transição entre o litoral e o continente através de uma escarpa de falha, que em alguns locais poderá ter sido retocada pela acção do mar, como sugere ARAÚJO (1985). Para Norte do rio Douro, a transição entre a plataforma litoral e o interior do Maciço Hespérico faz-se por uma arribagem fóssil, como o exemplo do Monte de S. Lourenço em Esposende. Esta transição faz-se por um relevo com uma altitude uniformizada a partir dos 120m, a partir do qual nascem a maioria dos pequenos ribeiros que desagüam directamente no mar. A plataforma litoral é uma área aplanada com um ligeiro basculamento para Oeste e compreende altitudes entre os 10m e os 60m. Esta plataforma pode ser interpretada como sendo constituída por dois sectores, a plataforma superior (com altitudes entre os 40m-60m), que funcionaria como antiga plataforma de abrasão marinha e a plataforma inferior (entre 6m-30m), contudo a definição de uma antiga linha de costa é extremamente complexa, uma vez que nestes ambientes actuam diversos agentes na erosão. Os diferentes níveis que podem ser interpretados na plataforma litoral, a presença da arribagem fóssil e a análise sedimentológica transmitem, segundo ARAÚJO (1985, 2000), GRANJA (1999) e CARVALHO, GRANJA, LOUREIRO e HENRIQUES (2006), DIAS (2002) indicações importantes acerca da actuação de episódios de transgressão e regressão marinhas mais ou menos significativas no passado. DIAS, BOSKI, RODRIGUES e MAGALHÃES em 2000 apresentaram uma proposta da evolução geral da linha de costa em Portugal Continental (Figura 6), que sugere a presença desta, em períodos recuados, bem mais para o interior do continente do que a posição da linha de costa actual. Como se observa, os ciclos de avanço e recuo da linha de costa parecem ter coincidido com os diferentes períodos climáticos, abrangendo uma escala temporal alargada. Deste modo, o recuo da linha de costa não é de todo um fenómeno novo, embora a intervenção antropogénica crescente esteja a contribuir para que o actual recuo seja ainda mais acentuado.

Sobre esta plataforma encontram-se depósitos que cobrem a época geológica desde o Plio-Plistocénico até ao Holocénico. Segundo as cartas geológicas 1:50 000, as unidades litológicas mais representativas são:

constituem importantes agentes de actuação sobre as formas do litoral. Por esta razão é de todo o interesse conhecer o comportamento destas variáveis na costa noroeste de Portugal de Continental.

Nesta costa domina uma ondulação de WNW (88,4%) e NW (42,4%), sendo bastante favorável à erosão. A ondulação tem origem no Atlântico Norte, a latitudes mais elevadas, com uma altura superior a 1m em 95% do ano e a 4m em 5%. No Outono e Inverno prevalecem alturas significativas máximas de 8m a 11m e períodos de 8s (CARVALHO e BARCELÓ, 1966; COELHO, 2005). No Inverno e nos períodos de transição este tipo de ondulação pode ocorrer devido à influência de ventos locais e à circulação do ar de NW pós-frontal ou de depressões. De acordo com COSTA, SILVA e VITORINO (2001) do Instituto Hidrográfico na costa oeste de Portugal Continental 75% dos temporais têm uma duração inferior a 2 dias, independentemente do sector costeiro em análise. Os autores concluíram também que os temporais com duração superior a 2 dias estão associados a direcções de NW, sendo que os temporais com duração superior a 5 dias só se verificam com tempestades provenientes do sector de direcção de NW. Na situação de Verão, a ondulação ocorre com alturas significativas máximas de 1m a 2m e períodos $\leq 6s$, devido ao posicionamento do Anticiclone dos Açores associado a uma depressão térmica no interior da Península Ibérica e ao regime de Nortada característico (COELHO, 2005). A ocorrência de temporais nesta costa pode ocasionar o aparecimento de marés meteorológicas, nas quais a sobrelevação das águas do mar é o resultado da diminuição da pressão atmosférica junto à superfície do oceano ou à acção de ventos fortes e persistentes. São poucos os estudos desenvolvidos neste âmbito, mas segundo dados avançados pelo LNEC (1996) foram já registadas sobrelevações de 1.04m a 31 de Dezembro de 1981 e 1.02m a 7 de Novembro de 1982, na costa ocidental portuguesa (bóia de Leixões), sendo os valores mais frequentes os de +1.5m (ZH) e + 2.7m (ZH).

Os efeitos da ondulação podem ser ainda potenciados pelo tipo de maré astronómica presente durante a sua ocorrência. A costa ocidental portuguesa enquadra-se no domínio meso-mareal, ocorrendo duas marés com uma periodicidade de 12h25m, sendo o valor máximo teórico de preia-mar de marés vivas de cerca de 4m, com propagação no sentido Sul-Norte (BARBOSA *et al.*, 2003).

O litoral noroeste português constitui uma zona com grandes potencialidades naturais e de uma riqueza de recursos inestimável (DIAS *et al*, 1994), ao longo de cerca de 103 km de extensão. Enquanto espaço gerador de riqueza, é um espaço que move

muitos interesses e procuras que nas últimas décadas o transformaram num espaço frágil, cada vez mais degradado e em condições de difícil recuperação. Sendo a faixa costeira uma área de interface entre os subsistemas terra-mar, constitui uma área dotada de grande mutabilidade que se encontra em conflito com o actual cariz permanente da presença humana, pelo que a fragilidade tem a sua maior expressão na erosão e no recuo da linha de costa, fenómeno que tem vindo a resultar na perda de áreas de valor ecológico-ambiental e económico.

A concentração de população no litoral, em especial a partir da década de 70, promoveu o desenvolvimento de actividades económicas quer do sector secundário como terciário. O rápido crescimento demográfico, a presença crescente de actividades económicas e as importantes mudanças económicas e políticas dos espaços litorais, provocaram a sua “sobrecarga”, com padrões de ocupação do solo muito distintos dos que se observavam antes da década de 70 e com uma crescente exposição das populações e do património aos riscos naturais, em especial ao risco das actuações energéticas do mar e da erosão costeira.

Porém, a erosão costeira não é um fenómeno actual, pois em períodos históricos anteriores o recuo da costa e as consequências sobre as propriedades foram também sentidas, como foi possível analisar em Espinho com base na recolha de notícias locais e em monografias.

Mas, as preocupações com este fenómeno tornam-se mais expressivas após a década de 70 e em especial durante a década de 80 do século passado, período em que a construção de estruturas pesadas de protecção costeira proliferou ao longo de toda a costa portuguesa, como a solução mais viável e duradoura de protecção das frentes marítimas que se apresentavam cada vez mais urbanizadas e vulneráveis. De facto, durante este período de tempo, as intervenções no litoral português eram da responsabilidade das autarquias, não existindo nenhum organismo nacional com a responsabilidade no planeamento e monitorização. Em resultado da pressão de consolidação e crescimento da construção no litoral, o paradigma de desenvolvimento económico-social vigente nesta década, a estratégia adoptada pelos municípios com frente marítima, foi a de manter e, em muitos casos, aumentar a densidade do edificado, protegendo-o das acções erosivas do mar com estruturas pesadas. O sistemático recurso à artificialização da costa, desacompanhado de qualquer monitorização dos seus efeitos, tem sido na prática o mecanismo de defesa e estabilização do litoral, apesar de a curto prazo, estas estruturas revelarem-se não só vulneráveis a eventos marítimos mais

energéticos, como exigirem acções recorrentes de reparação e manutenção bastante dispendiosas. Apenas na década de 90 surgem as primeiras tentativas de regulamentação e planificação do litoral, com os Planos de Ordenamento da Orla Costeira (POOC). Contudo, a gestão destes espaços litorais permanece ainda complexa e disseminada por vários agentes de actuação, que culmina numa dispersão e enfraquecimento de responsabilidades. Este tipo de regulamentação tem contribuído recentemente para inverter o estado de degradação e de destruição de muitos sistemas dunares, sendo mesmo visíveis muitas intervenções de reabilitação e protecção dos mesmos.

O fenómeno erosivo e o conseqüente recuo da linha de costa resulta de um vasto conjunto de factores indutores, que embora sendo na sua maioria naturais são muitas vezes despoletados directa ou indirectamente pela actuação antrópica, de entre os quais DIAS *et al* (1994) destaca:

- elevação do nível médio do mar;
- diminuição da quantidade de sedimentos fornecidos ao litoral;
- degradação antrópica das estruturas naturais;
- obras pesadas de engenharia costeira.

A faixa litoral tem um comportamento variável no tempo e no espaço desde a macro à micro-escala. Partindo de diversos vestígios arqueológicos e geológicos encontrados ao longo da costa noroeste de Portugal Continental, é possível observar-se períodos em que a linha de costa migrou no sentido do mar interrompidos por períodos em que migrou no sentido do continente (DIAS *et al*, 1994), tal como aconteceu na época Romana e na Idade Média. Estes períodos têm vindo a ser associados a oscilações climáticas, embora com reservas uma vez que os estudos neste âmbito são muito escassos em Portugal.

A construção de aproveitamentos hidroeléctricos e hidroagrícolas têm contribuído para uma redução acentuada da quantidade de sedimentos fornecidos ao litoral, em especial a partir da década de 50. A bacia do rio Douro é a maior da região norte de Portugal e desde 1930 até à actualidade compreende cerca de 53 barragens em Portugal e 97 em Espanha. Porém, outras bacias hidrográficas, de menores dimensões, também apresentam vários exemplos deste tipo de intervenção, que ao impedirem a livre circulação de sedimentos fluviais, no total serão responsáveis pela retenção de mais de 80% do volume de areias em circulação (DIAS *et al*, 1994).

Todavia, a intervenção antrópica pode ser ainda mais intensa no litoral através da destruição das estruturas naturais de defesa costeira, em especial o cordão dunar

frontal e as dunas. O turismo balnear, o avanço da urbanização e a construção de áreas industriais são as principais actividades que têm como consequência a criação de corredores eólicos, a alteração dos planos de escorrência e a exploração intensa de sedimentos deixando áreas depressionárias de fácil inundação. Deste modo, a acção das ondas e das marés terá consequências ainda mais graves e por vezes irreversíveis, sobretudo quando a capacidade de auto-recuperação dos perfis de praia e das dunas após as tempestades se torna impossível. Devido á destruição destas estruturas, a vulnerabilidade da ocupação humana a galgamentos oceânicos é muito maior, cuja consequência foi a construção de estruturas pesadas de engenharia para protecção. As principais estruturas encontradas ao longo da costa noroeste de Portugal Continental são os quebramares, os esporões e as estruturas longilitorais. Contudo, este tipo de intervenção provoca um desequilíbrio na circulação natural dos sedimentos ao longo do litoral, tendo como principal consequência a acumulação sedimentar a norte das estruturas e o agravamento da erosão a sul (Figura 7).

Apesar da sua eficácia a curto e médio prazo na estabilização da linha de costa, estas estruturas revelam-se frágeis com o tempo, exigindo investimentos e intervenções de recuperação e reposição da segurança que vão sendo progressivamente cada vez mais elevados.

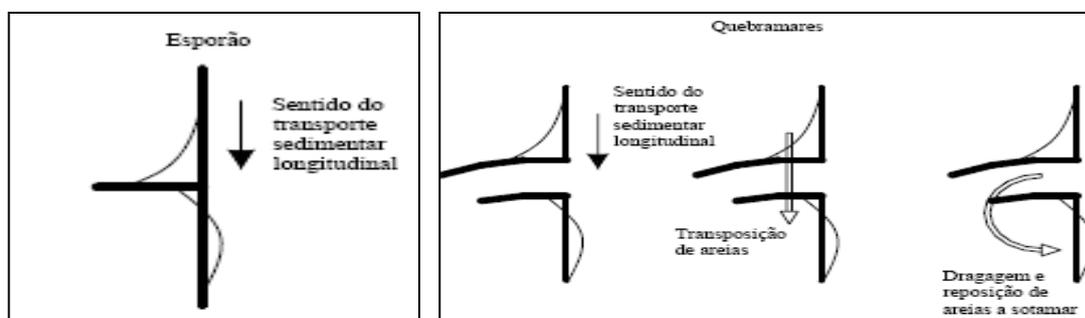


Figura 7. Esquema das consequências resultantes da construção de um esporão ou de quebra mares no comportamento da linha de costa.

Fonte: Coelho (2005).

Grande parte da costa noroeste de Portugal Continental compreende várias áreas em erosão acentuada, facto que tem vindo a contribuir para um agravamento da vulnerabilidade do território. Esta situação torna-se ainda mais problemática quando se verifica que a crescente ocupação e exploração das zonas costeiras, nas últimas décadas, se tem desenvolvido numa base de nem sempre obedecer a princípios de sustentabilidade ambiental e económica. As zonas costeiras são áreas bastante sensíveis

à acção antrópica, em especial a pressão urbanística, a implantação de infra-estruturas relacionadas com o turismo e lazer e a desestruturação funcional das comunidades costeiras.

Como já referido este fenómeno tem como principal consequência o recuo da linha de costa, resulta de uma multiplicidade de factores.

Num trabalho recente (PEDROSA *et al*, 2007) demonstrou-se que o crescimento urbano acelerado associado a um conjunto de intervenções na costa ao longo de vários anos, sem planificação prévia e poucos estudos, colocou a costa litoral noroeste de Portugal Continental numa situação de grande fragilidade resultante da destruição dos sistemas naturais de protecção, da vegetação autóctone; da poluição das praias, dos rios, das ribeiras e dos lençóis de água, bem como da descaracterização e degradação progressivas da paisagem costeira. Ao longo de décadas, troços costeiros que se encontravam numa situação de equilíbrio natural aceitável, sem representar risco para o homem e para o património natural, progrediram para um estado de completa alteração e desequilíbrio promovida pelas intervenções antropogénicas, em especial do tipo “pesada” como os esporões, quebra mares, paredões e enrocamentos.

A vulnerabilidade do litoral resulta principalmente do efeito conjunto das intervenções antrópicas, dos episódios mais energéticos do mar e das características físicas da própria costa.

Este estudo permitiu constar que na área de estudo domina a costa baixa, em cerca de 87,4 km, essencialmente arenosa e associada a sistemas dunares de relativa importância. Desta, 64,7 km encontra-se em recuo acentuado com taxas compreendidas entre os $2\text{m/ano} < 3\text{m/ano}$ e $\geq 3\text{m/ano}$ (Gráfico 1).

São vários os sectores críticos ao longo da costa em estudo, salientando-se o sector a sul do porto de Viana do Castelo, as praias de S. Bartolomeu do Mar, de Cepães e de Ofir, as frentes urbanas de Valadares, Miramar, Granja, Espinho, Silvalde e Paramos. Acresce ainda o facto de que em cerca de 32 km da costa litoral dominam praias com amplitude inferior a 45m e em 17km as praias com largura inferior a 25m, em simultâneo com a presença de habitações e infra-estruturas a uma distância inferior a 500m da actual posição da linha de costa. Decorrente desta situação, esta costa apresenta-se bastante intervencionada pela presença de enrocamentos, quebra mares e esporões.

O aumento da erosão e o agravamento da vulnerabilidade em muitas áreas da costa litoral tem vindo a exigir intervenções quer do tipo “hard” quer do tipo “soft”. De

facto, em alguns sectores costeiros verifica-se a construção de estruturas de engenharia pesada costeira, noutros o recurso a geotexteis, ripagens de areia e realimentação artificial e ainda noutros sectores, a opção por deixar a natureza seguir o seu curso. Estas intervenções exigem bastantes milhares de euros que provêm do erário público, isto é, de orçamentos nacionais ou regionais e muito raramente dos proprietários dos bens em risco ou dos responsáveis directos da erosão. O projecto EUROSION (2006) refere o valor de 3.200 milhões de euros de investimento em manutenção, reparação e reposição de infra-estruturas, na Europa em 2001. Em Portugal é difícil conhecer o valor deste tipo de investimentos. No início deste século, no POOC Caminha-Espinho coloca-se já a hipótese de deslocalizar habitações e infra-estruturas em muitas áreas da costa em estudo (Pedrinhas, Couve e Cedovém em Apúlia - Esposende, S. Bartolomeu do Mar em Mar - Esposende, campo de golfe da Estela - Póvoa do Varzim e Paramos - Espinho).

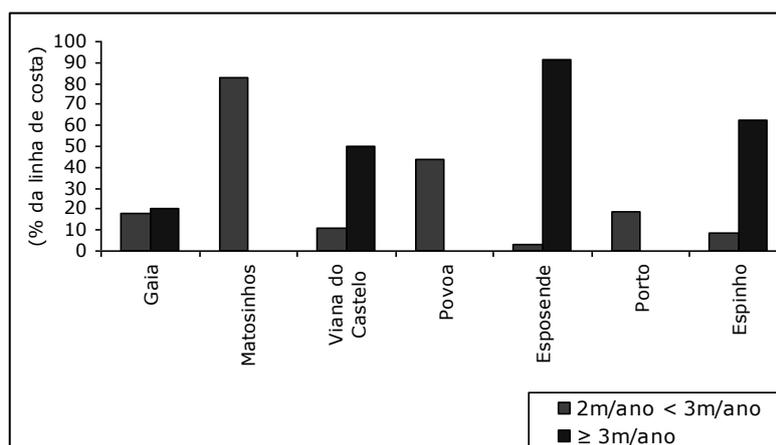
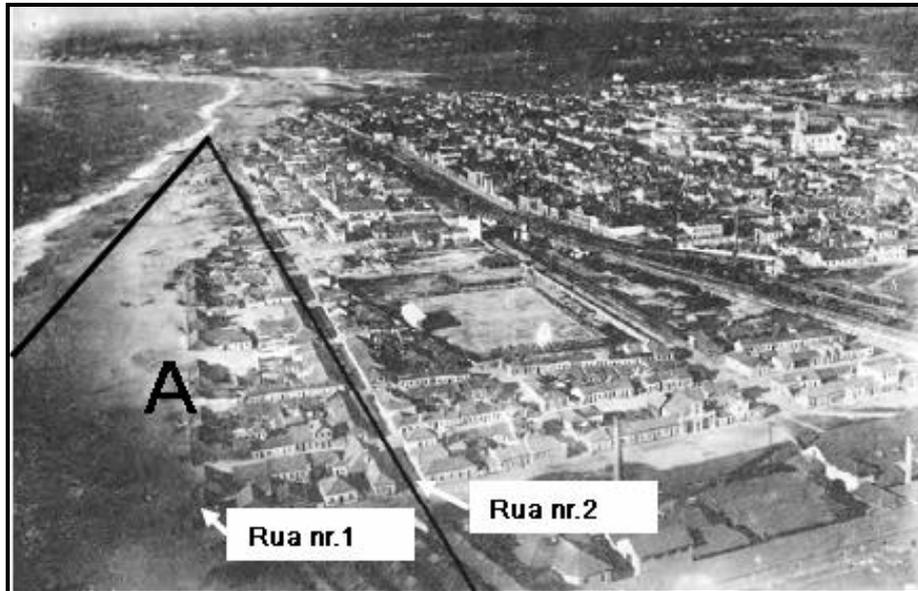


Gráfico 1. Distribuição das taxas de erosão acentuadas da linha de costa no noroeste de Portugal Continental, por concelho.

Espinho é um exemplo de estudo bastante interessante uma vez que a problemática da erosão costeira e recuo da linha de costa está bastante documentada na imprensa local, bem como o tipo de soluções que foram adoptadas na tentativa de estabilizar a linha de costa e minorar as perdas de superfície.

A evolução da faixa costeira de Espinho adquire um maior interesse de estudo desde finais do século XIX e início do século XX. Dos finais do século XIX até à década de 80 do séc. XX, segundo Pedrosa e Freitas foram verificados recuos significativos na ordem dos 7m/ano (entre 1933 e 1970) e os 2m/ano (1998/2003), sendo a década de 70 o período em que se observou um recuo da linha de costa mais

acentuado. Entre 1933 e 1970, a erosão crescente verificada na linha de costa da cidade de Espinho resultou na destruição completa, na década de 40, de parte de um quarteirão que se localizava entre a actual Rua 2 e a antiga Rua 1, que já tinha desaparecido em finais do século XIX (Fotografia 1).



Fotografia 1. Quarteirão da cidade de Espinho que desapareceu na década de 40.

Entre 1970-1998, a percentagem de costa em recuo é de 58,6%, sendo que em 49% desta, a taxa de recuo é superior a 3m/ano (Gráfico 2).

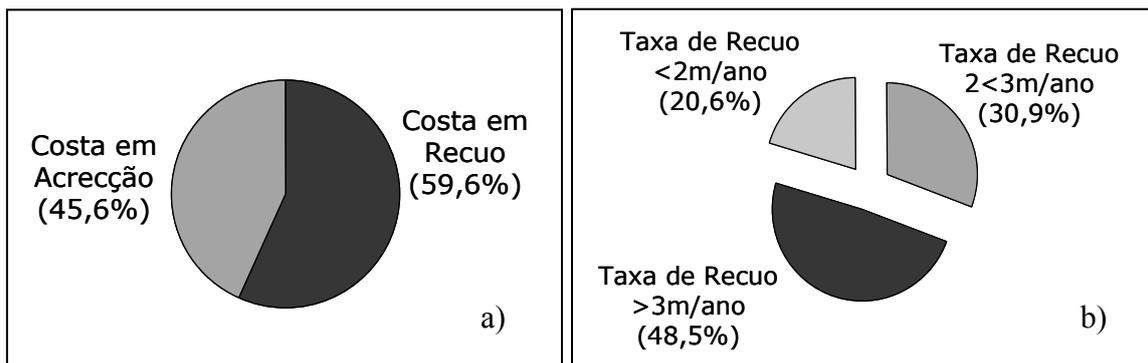


Gráfico 2. a) Tendência evolutiva da costa em Espinho no período entre 1970-1998; b) Comportamento das taxas de recuo no litoral de Espinho, entre 1970-1998.

Os recuos mais acentuados (4,8m/ano) afectaram as frentes marítimas de Paramos e de Silvalde, enquanto que na cidade de Espinho se registaram pequenos ganhos nas praias entre os esporões. É neste período de análise que se observam as

primeiras taxas de recuo da linha de costa acentuadas junto de Silvalde e de Paramos, em especial após a construção dos esporões na década de 70 e posteriormente na década de 80, que contribuíram em parte para um acentuar do fenómeno (Quadro 1). Todavia, analisando os 5 anos seguintes verifica-se que a percentagem de costa em recuo aumenta para 74,5% e, embora os sectores costeiros com recuos compreendidos entre os 2m/ano e 3m/ano tenham diminuído, a incidência da taxa de recuo de mais de 3m/ano aumentou significativamente em mais de 60% da costa (Gráfico 3).

Quando 1. Quadro-síntese da evolução do comportamento da linha de costa em Espinho, bem como das intervenções e do número de episódios de “invasão do mar”.

Sector		Frete da cidade de Espinho	Silvalde/Paramos
Período de 1900-1933	Taxa Média (m/ano)	1,8	s.d.
	Nº. de episódios de “invasões do mar”	22	s.d.
	Nº. de intervenções costeiras de protecção	5	s.d.
Período de 1933-1970	Taxa Média (m/ano)	- 6,8	s.d.
	Nº. de episódios de “invasões do mar”	14	s.d.
	Nº. de intervenções costeiras de protecção	12	s.d.
Período de 1970-1993	Taxa Média (m/ano)	1,5	- 2,8
	Nº. de episódios de “invasões do mar”	10	3
	Nº. de intervenções costeiras de protecção	4	3
Período de 1993-1998	Taxa Média (m/ano)	9,16	0,80
	Nº. de episódios de “invasões do mar”	2	1
	Nº. de intervenções costeiras de protecção	4	3
Período de 1998-2003	Taxa Média (m/ano)	-3,5	-1,2
	Nº. de episódios de “invasões do mar”	s.d.	s.d.
	Nº. de intervenções costeiras de protecção	s.d.	3

s.d. – sem dados.

Fonte: PEDROSA e FREITAS.

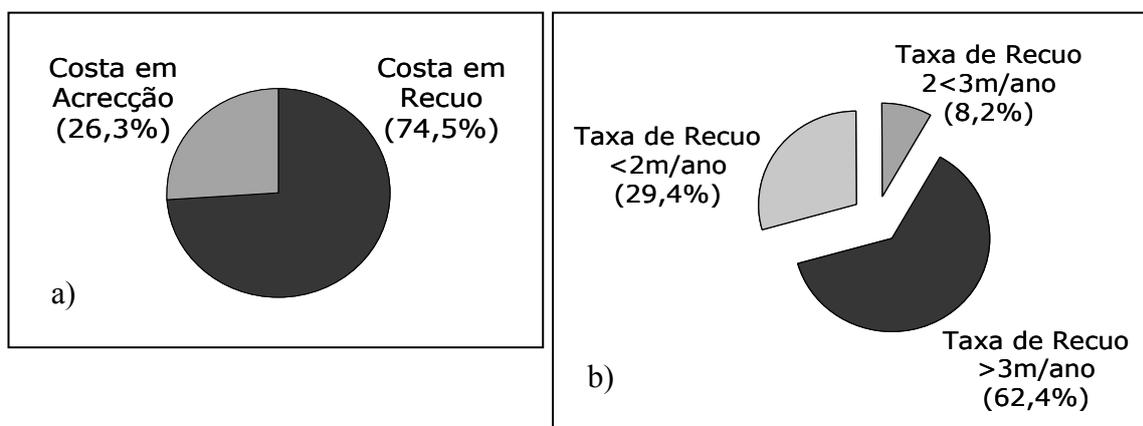


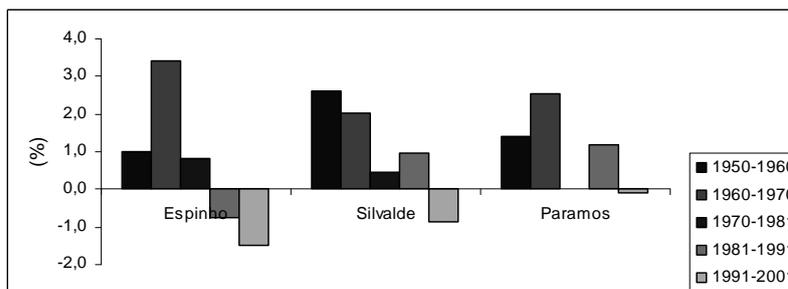
Gráfico 3. a) Tendência evolutiva da costa em Espinho no período entre 1998-2003; b) Comportamento das taxas de recuo no litoral de Espinho, entre 1998-2003.

As áreas mais afectadas são as frentes marítimas de Silvalde, de Paramos e da cidade de Espinho, que volta a revelar recuos de 7m/ano entre os dois esporões. Na recolha e compilação de informação verificou-se que os sucessivos episódios de invasão do mar e de galgamentos, associados a temporais, ocorridos desde finais do século XIX até ao século passado parecem ter contribuído em grande parte para os recuos acentuados da linha de costa

A construção destas estruturas pesadas de protecção costeira revelaram-se ineficazes a médio prazo e causadoras da amplificação e do agravamento do processo de recuo da costa quer na cidade de Espinho quer nas frentes marítimas mais a sul do concelho como Silvalde e Paramos (Pedrosa e Freitas).

A crescente ocupação urbana que se verificou desde finais do século XIX e cuja expressão foi ainda mais intensa na década de 70, provocou também uma intensa destruição das estruturas naturais de defesa, como o cordão dunar frontal e o próprio campo dunar, que deixou de existir na cidade de Espinho. A ocupação humana de carácter permanente data da segunda metade do século XIX, com a presença de comunidades de pescadores e suas famílias oriundos de Afurada e de Ovar. Estas comunidades associaram a actividade piscatória à “praia de banhos”, conceito que se desenvolveu nos finais do século XIX e que atribuía ao mar o sentido da cura, que em conjunto com o desenvolvimento do caminho-de-ferro levou ao aumento da significativo da construção de edifícios. As novas construções próximas da linha de costa eram bastante diferentes dos palheiros dos pescadores. Os palheiros eram construídos em madeira e podiam ser deslocados sempre que o mar ameaçava avançar, ao contrário das habitações em pedra que ficaram progressivamente expostas à acção do mar durante a ocorrência de temporais.

Em 2001, 18,6% dos edifícios das freguesias de Espinho localizavam-se a uma distância até 500m da costa e 3,6% até 100m. Às distâncias referidas encontram-se mais de metade dos edifícios da freguesia de Espinho (51,4%) e 8,2% em Silvalde e em Paramos. Segundo dados do Instituto Nacional de Estatística, a edificação junto à linha de costa na cidade de Espinho, não apresenta alterações significativas desde 1960. Silvalde e Paramos apresentam um ritmo de crescimento anual do edificado bastante elevado entre 1970-1985. Porém esta tendência é interrompida até ao período de 1995-2001, a partir do qual se observa uma retoma da taxa de crescimento anual do edificado (Gráfico 4).



Fonte: Instituto Nacional de Estatística

Gráfico 4. Ritmo de crescimento anual da população por freguesia no concelho de Espinho.

Deste modo, a intensa e quase completa destruição de dunas e de uma forma de vivência com o mar explica o grau crescente de exposição ao risco de erosão que os bens revelaram nas últimas décadas. Para além deste tipo de intervenção antropogénica que se efectua de forma directa, importa ainda referir as intervenções indirectas, cujos impactos são raramente monitorizados, embora reconhecidos pela comunidade científica. A mencionar a redução do abastecimento sedimentar, sobre a qual vamos apenas referir os factores mais importantes como a construção de barragens e as dragagens. Segundo DIAS (1994) pode-se estabelecer uma correlação positiva entre a construção de numerosas barragens e o recuo da linha de costa, uma vez que as descargas naturais de sedimentos para a deriva litoral são inibidas. Analisando o número de barragens construídas na bacia do Douro verifica-se que este aumentou significativamente após a década de 50 quer em Portugal quer em Espanha. Actualmente, existem 53 barragens na bacia do Douro em Portugal e 97 em Espanha, que contribuem para a redução da sua capacidade natural de transporte de cerca de 1.8×10^6 m³/ano de sedimentos para os actuais 0.8×10^6 m³/ano (DIAS *et al*, 1994). Assim, o objectivo de capturar maior quantidade de sedimentos com a presença de esporões, para permitir a recuperação da amplitude de praia e prevenir o recuo da costa, não foi de modo algum alcançado uma vez que a própria disponibilidade sedimentar é bastante menor.

O caso das dragagens, apesar da escassez de dados e de monitorização como já referido, constitui igualmente um fenómeno de relevância na redução da carga sedimentar dos rios, em especial a partir de 1990. No caso do rio Douro, esta actividade é responsável pela remoção anual de cerca de 1.5×10^6 m³/ano (BAPTISTA, 2006).



Figura 8. Mapa de Vulnerabilidade do concelho de Espinho ao Risco de Erosão Costeira.

A aplicação do índice de Susceptibilidade veio demonstrar que os sectores costeiros localizados na frente marítima da cidade de Espinho e do Bairro de Pescadores de Silvalde poderão registar perdas iguais à amplitude de praia de 2003 em menos de 2,5 anos. No caso de Paramos as perdas de superfície poderão registar-se em 5 anos, facto que tem vindo a ser abrandado através de intervenções de reforço dos enrocamentos. O cruzamento das diversas informações compiladas com o auxílio da ferramenta SIG, permitiu a produção do Mapa de Vulnerabilidade do Território ao Risco de Erosão Costeira (Figura 8). A análise deste mapa indica que 67% (5 km) da linha de costa de Espinho apresenta um nível de vulnerabilidade superior a 50% e 16% (1,3 km) um nível de vulnerabilidade superior a 60%. Estes níveis elevados de vulnerabilidade devem-se à conjugação de uma vulnerabilidade socio-económica alta, em resultado do tipo de ocupação de solo e da densidade populacional, com uma vulnerabilidade natural igualmente alta, pela presença de praias muito estreitas enquadradas por um sistema de esporões e enrocamentos. Apesar, da ausência de património classificado é de todo o interesse considerar-se que a actual situação da costa de Espinho é bastante frágil, o que exigira a curto e médio prazo mais intervenções de reforço das estruturas de protecção existentes. Contudo, questiona-se até quando esta solução continuará a ser viável, quer a nível ambiental quer a nível sócio-económico.

6. Riscos geomorfológicos em áreas de montanha

6.1. Caracterização geo-estrutural da área de estudo.

A Serra do Marão constitui um dos mais vigorosos elementos morfológicos que se podem individualizar no grande alinhamento montanhoso que separa o Noroeste de Portugal dos planaltos transmontanos. Este conjunto de serras e planaltos elevados constitui, pela sua altitude como pela sua massa (DIAS, 1949) um obstáculo que determina uma transformação muito rápida do carácter atlântico das paisagens.

O Marão corresponde à elevação tectónica, por movimentos terciários e quaternários, do Maciço Antigo. O soco pré-câmbrico, fracturado pela orogenia hercínica de orientação NW-SE sofre posterior acção tectónica tardi-hercínica, responsável pelas falhas de orientação NNE-SSW, que assumem especial importância na área mais oriental desta serra. A orogenia alpina, de orientação dominante NE-SW,

virá a provocar o rejeito das falhas hercínicas e tardi-hercínicas, originando ainda as importantes falhas que condicionam diversos vales que atravessam o Marão, designadamente os rios Tâmega e Ovil, sendo responsável pelo soerguimento deste maciço montanhoso (PEREIRA e RIBEIRO, 1983; PEDROSA, 1993).

A estrutura geológica nesta área do maciço antigo é particularmente complexa em termos litológicos, estratigráficos e tectónicos (Figura 9). Ela deve a sua originalidade geológica à presença de afloramentos de terrenos ordovícicos e silúricos que contactam a leste com o chamando complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico e, a oeste, com os granitos hercínicos porfiróides de grão grosseiro essencialmente biotíticos, vulgarmente designados por “granitos de Amarante” (RIBEIRO *et al.*, 1962).

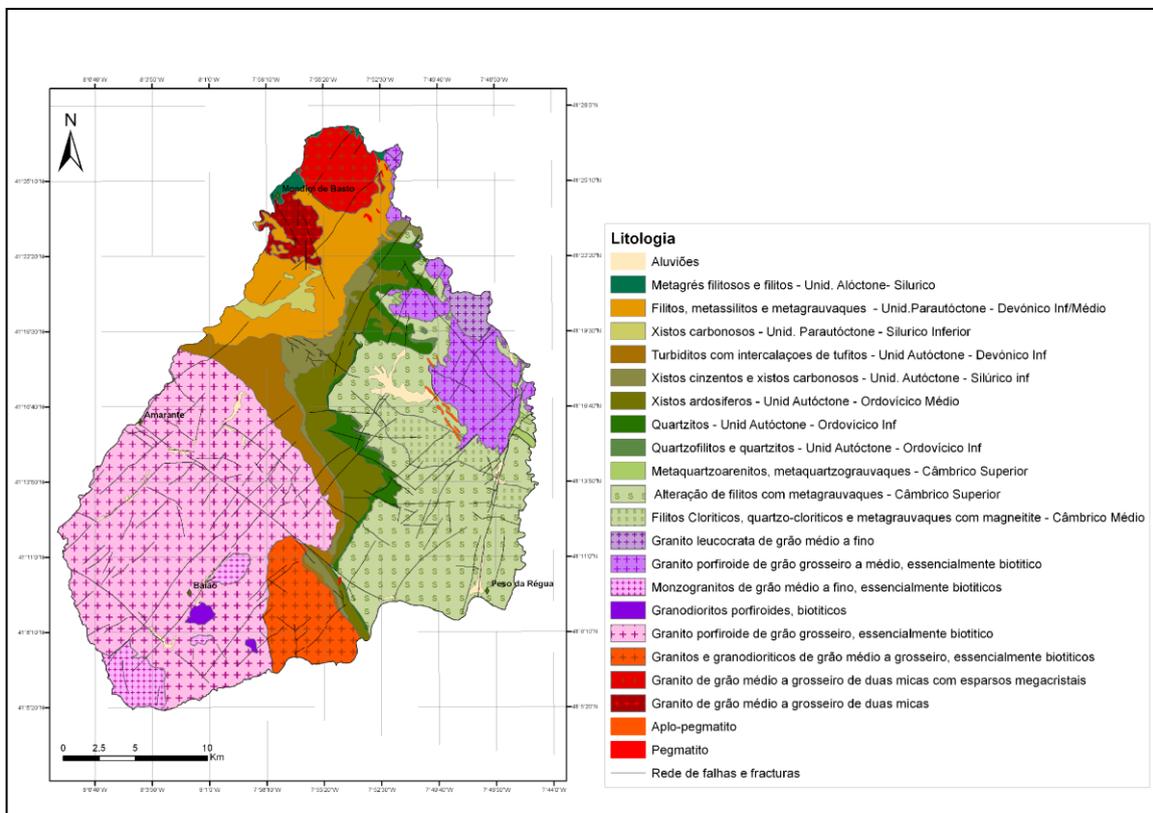


Figura 9. Cartografia geo-estrutural da Serra do Marão.

As rochas mais antigas correspondem ao complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico do grupo do Douro, composto fundamentalmente por duas formações autóctones (Bateiras e Ervedosa) e por três formações alóctones (Rio Pinhão, Pinhão e Desejosa) (SOUSA, 1982). Comprova-o a existência de acidentes sin-sedimentares responsáveis pela repetição de unidades. No topo da sequência apresentada encontra-se a formação de S. Domingos que corresponderá a um período de grande perturbação

tectónica na bacia correspondente à designada discordância da fase Sarda (PEREIRA, 1987).

As três formações que mais directamente nos interessam são a formação de Pinhão, Desejosa e S. Domingos. A primeira é formada por ritmos centimétricos de metaquartzo-grauvaques e filitos verdes onde se distinguem níveis de magnetite. A formação da Desejosa apresenta-se como um conjunto muito homogéneo e monótono (SOUSA, 1982), cujos termos líticos fundamentais são os metagrauvaques e os filitos. Os metagrauvaques apresentam-se muito grosseiros, de tons claros e muito quartzosos, podendo ser considerados, por vezes, quartzitos impuros. Os filitos apresentam-se macroscopicamente escuros e muito finos e, como ao microscópio mostram textura lepidoblástica, podem classificar-se como filitos-cloríticos e quartzo-sericítico-cloríticos (SOUSA, 1982). A formação de S. Domingos constitui o termo estratigráfico mais alto do Grupo do Douro, que assenta sobre a anterior e que se individualiza facilmente pela sua composição conglomerática e metaquartzoarenítica.

As rochas destas três formações são as mais antigas da área, atribuindo-se-lhe a idade câmbria com base em correlações regionais e no facto da fonte alimentadora das correntes de turbidez ser a plataforma câmbria situada a NE, E e SE da bacia onde se depositaram os materiais que constituem o complexo xisto-grauváquico do Grupo do Douro (SOUSA, 1982).

Os terrenos ordovícicos assentam em discordância estratigráfica sobre os anteriores e iniciam-se por um conglomerado muito grosseiro e poligénico. Este conglomerado corresponderia ao início da transgressão Ordovícica em mar pouco profundo, apresentando-se heterogéneo considerando o grau de rolamento dos materiais assim como a matriz que os agrega (RIBEIRO, *et al.*, 1962).

Distinguem-se duas formações de idade Ordovícica: a formação de quartzito armoricano e a formação de Pardelhas (PEREIRA, 1989). A primeira é formada fundamentalmente pela alternância de quartzitos e xistos cinzentos, apresentando fácies detríticas o que permite inferir a sua deposição em águas pouco profundas, transgressivas sobre as áreas dobradas ou levantadas do fosso Centro-Ibérico (PEREIRA, 1989). Quanto à formação de Pardelhas, que assenta sobre a anterior, inicia-se por rochas de tipo filitos e xistos micáceos com intercalções de metassilitos, evoluindo para filitos e xistos cinzento-azulados e, por fim, para xistos ardosíferos. A sua espessura é variável devido às intensas deformações que sofreu ao longo da história geológica.

Os terrenos Silúricos ocupam uma área significativa da Serra do Marão e tal como os do Ordovícico apresentam diversos tipos de fácies. PEREIRA (1987) distingue a *formação de Campanhó* onde as litofácies representadas são típicas do Silúrico, datadas do Landoveriano ao Ludloviano e a *formação de Santos*, de difícil datação já que os geólogos não dispõem de elementos biocronológicos que o permitam fazer. No entanto, o mesmo autor, em correlação com outros locais reporta-as ao Silúrico Superior ou, mais provavelmente ao Devónico inferior.

A primeira formação caracteriza-se, do ponto de vista litoestratigráfico, por uma sequência de xistos negros e carbonosos, a que se sucedem níveis espessos de lilitos com intercalações de ampelitos que se tornam persistentes no topo da formação. A formação de Santos, truncada superiormente pelo carreamento de Canadelo, apresenta da base para o topo: pelitos cinzento-negros com ritmos milimétricos; laminações paralelas e cruzadas de pelitos verdes e metassiltíticos; grauvaques com estratificação cruzada. A esta base sobrepõem-se alternâncias de pelitos e psamitos com intercalações finamente laminadas de pelitos negros. Na parte superior da sequência ocorrem ritmos centimétricos de pelitos e metassiltitos com intercalações centimétricas de metagrauvaques e metzaquartzovaques (PEREIRA, 1987).

As unidades que temos vindo a fazer referência são consideradas como autóctones. Foram, no entanto, identificadas unidades parautóctones e alóctones separadas todas elas por carreamentos. As parautóctones correspondem às unidades de Canadelo e Monquim. A primeira pode subdividir-se em diversas subunidades, sendo a inferior caracterizada pelos xistos carbonosos com intercalações de ampelitos, lilitos e quartzitos, enquanto a superior se caracteriza por uma sequência rítmica negativa, típica de turbiditos (PEREIRA, 1989). No que se refere à unidade de Monquim, esta pode-se dividir em duas subunidades, das quais a inferior mostra perfeita correspondência com a formação de Campanhó e a superior com a de Santos.

Os terrenos alóctones na área, correspondem à unidade de Vila Nune que é constituída na base por quartzitos, seguindo-se os vulcanitos e por fim os xistos essencialmente pelíticos.

Devido à posterior intrusão dos granitos houve uma faixa de rochas ordovícico-silúricas que sofreram uma forte acção de metamorfismo de contacto. Desta forma originou-se uma orla de corneanas, xistos quiastolíticos e xistos mosqueados. Este tipo de rochas salienta-se pela sua importante dureza, sendo de realçar as corneanas, que se apresentam muito resistentes aos agentes da geodinâmica externa. A sua localização

está relacionada com a existência dos granitos, cuja intrusão é responsável pelas transformações das rochas pré-existentes, originando auréolas de metamorfismo.

As rochas granitóides apresentam características diversificadas, pelo que se impõe uma breve referência à sua génese e composição químico-mineralógica para melhor se compreenderem as implicações que poderão ter no aparecimento de movimentos em massa.

Segundo PEREIRA (1987), existem três grupos de granitóides hercínicos na Zona Centro Ibérica, definidos em função da evolução geodinâmica desta zona. Deste modo, considera os granitos de duas micas que resultam do desenvolvimento do metamorfismo regional e de cisalhamentos infra-crustais, os granitóides essencialmente biotíticos que se relacionam com a evolução do floco tectónico segundo um mecanismo de subducção – obducção e, por fim, os granitóides biotíticos cuja génese depende do levantamento frágil do continente hercínico.

Nesta área, encontram-se representados os três grupos dos granitos hercínicos. O granito de duas micas situa-se na parte Norte da Serra do Marão e corresponde aos batólitos de Paradança e da Sra. da Graça, formando maciços de contorno subcircular que intruem a zona central dos mantos de carreamento, sendo caracterizados pelo predomínio da moscovite e de granularidade média a grosseira. A Este da área considerada no estudo surge o maciço compósito de Vila Real que se caracteriza por ser um granito porfiróide de grão grosseiro a médio, essencialmente biotítico. Segundo PEREIRA (1989) encontra-se muito deformado por cisalhamentos dextros. Importa ainda referir os aplitos pelos relevantes reflexos geomorfológicos que possuem nesta área e que são predominantemente albíticos, por vezes, com granadas.

Os granitos mais comuns são aqueles que se englobam nos granitóides essencialmente biotíticos. De idade hercínica e de génese crustal profunda, são *sin a tardi* tectónicos relativamente à última fase desta orogenia (F3) correspondendo à série intermédia da zona de cisalhamento de Vila Nova de Cerveira – Amarante.

O Granito de Amarante – granito porfiróide, com duas micas, essencialmente biotítico – é, de facto, aquele que constituiu a grande mancha deste tipo de rochas na parte ocidental desta serra. É um granito onde a biotite é predominante relativamente à moscovite e incluiu, com frequência, fragmentos nodulares de rochas ígneas e, mais raramente, fragmentos de rochas metassedimentares. É uma rocha leucomesocrática, possuindo cor azulada, megacristais de feldspato e abundante biotite com palhetas dispersas ou em pequenas concentrações. Outro dado importante é o facto de existir um

elevado número de filões de quartzo e de brechas graníticas soldadas por quartzo que cortam o maciço com direcção dominante NE-SW. Segundo PEREIRA (1989) podem representar fendas de tracção da 3ª fase hercínica (F3) retomadas como desligamentos e falhas normais a condicionar o “*graben*” do Tâmega. Outro dado importante a ter em conta, é o facto de nalguns locais o granito se encontrar fortemente arenizado, com alguns metros de profundidade. Isto advém da própria composição químico-mineralógica desta rocha. De facto, o feldspato mais abundante é a microclina-pertite, seguindo-se as oligoclases frequentes nestes minerais.

No seio desta grande mancha de granitos surgem afloramentos de outros tipos de rochas granitóides, com características um pouco diferentes das anteriores, fundamentalmente no que se refere à granularidade, já que a composição química é idêntica. Por vezes, apresentam reflexos geomorfológicos importantes nomeadamente ao nível do desenvolvimento da rede hidrográfica e da génese e evolução de algumas depressões.

6.2. Interpretação geomorfológica: caracterização dos factores de susceptibilidade.

Os processos morfogenéticos do passado condicionam de modo indubitável a actual dinâmica de vertentes. Os processos operantes durante a última grande glaciação permitiram o desenvolvimento de formações superficiais que ainda hoje regularizam muitas das vertentes no Norte do País (PEDROSA, 1993, 1994^a, 2001; PEDROSA *et al.*, 2001; PEDROSA e MARTINS, 2001). Estas assumem hoje um papel decisivo na ocorrência de movimentos em massa, o maior risco geomorfológico presente na Serra do Marão.

A seguinte coluna estratigráfica (Figura 10) procura resumir de modo abrangente a evolução de vertentes na Serra do Marão nos últimos 30.000 anos, associando a descrição de cada nível aos processos principais pela sua formação (PEDROSA *et al.*, 2007).

Dos depósitos mais recentes, o que se apresenta no início série é anterior a 28 000 BP. É um depósito muito heterométrico, onde se individualizam grandes blocos e reduzidas quantidades de material arenoso e argiloso; características que nos permitem concluir que na sua génese se encontram a processos de tipo solifluxivo. Simultaneamente, teriam de se verificar ciclos de gelo/degelo que facilitariam a

fracturação das rochas, bem como condições climáticas que permitissem o transporte dos materiais através de solifluxões. A fusão das neves durante a época mais quente do ano permitiria a acumulação de grandes quantidades de água o solo.

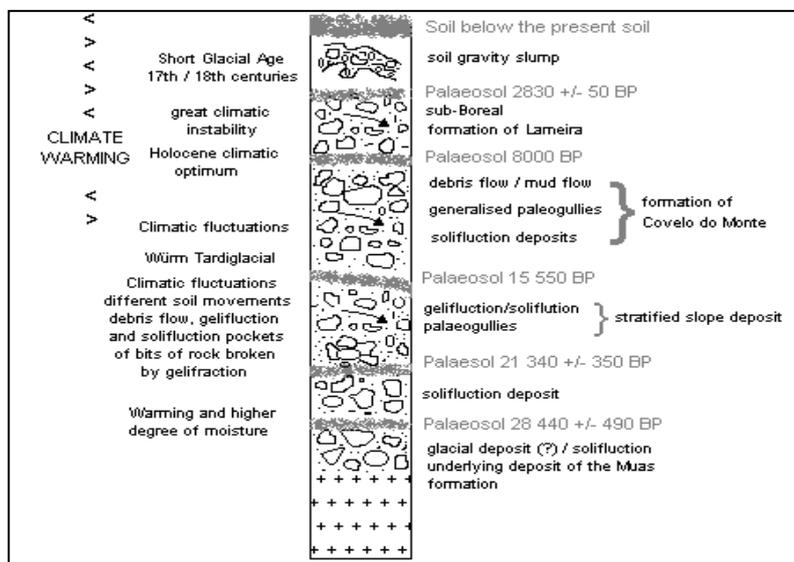


Figura 10. Coluna estratigráfica das formações superficiais na Serra do Marão.

Entre os 28440±490 BP e os 22160±490 BP o clima deverá ter sofrido um aquecimento que terá permitido a pedogénese. Assim, é plausível a hipótese da colonização das vertentes pela vegetação, permitindo que estas chegassem a um estado de equilíbrio dinâmico. O paleossolo referido encontra-se fossilizado por novos depósitos de vertente do tipo solifluxivo, o que poderá traduzir um pequeno arrefecimento climático e o recrudescimento dos processos erosivos. A vegetação que havia conquistado as vertentes situadas a maiores altitudes poderá ter parcialmente desaparecido, expondo as rochas à acção do gelo.

Segue-se, novamente, uma fase climática favorável à pedogénese, como comprovado pela datação por C14 de um paleossolo com uma idade compreendida entre os 21340±350 BP. Uma vez mais, se verifica o avanço da vegetação para altitudes mais elevadas, colonizando as vertentes e protegendo-as dos processos erosivos.

Os depósitos estratificados de vertente de cariz periglacial, que fossilizam este último paleossolo, relacionam-se com a última fase do Würm. A quantidade de vestígios que chegaram até aos nossos dias evidencia a importância deste período na evolução das vertentes na Serra do Marão.

Na fase terminal da última grande glaciação, o clima deveria caracterizar-se por um frio relativamente seco, permitindo vários ciclos gelo/degelo, potenciando a gelifracção das rochas e o transporte por gelifluxão dos materiais resultantes. (DAVEAU, 1973, 1978; REBELO, 1986; CORDEIRO, 1986, 1988; PEDROSA, 1993, 1994^c). A vegetação seria muito escassa, podendo mesmo não existir nas altitudes mais elevadas, onde se encontraria a rocha a nu, sujeita aos processos de crioclastia. A existência de “*coiffes*” (VALADAS, 1984) permite concluir que o processo fundamental de transporte dos materiais ao longo das vertentes se fazia por gelifluxão.

A análise de diversas formações demonstra, contudo, que coexistiam outros processos, nomeadamente ravinamentos. Os vestígios de paleo-ravinamentos visíveis em alguns depósitos comprovam a existência de condições para o desenvolvimento destas formas. Outros depósitos, pelas suas características, evidenciam a possibilidade de terem ocorrido movimentos do tipo fluxo de detritos, que movimentariam grandes quantidades de material de uma forma relativamente rápida.

Seguir-se-ia uma fase em que o clima terá evoluído rapidamente para temperaturas mais amenas (CORDEIRO, 1990) e para maiores quantidades de precipitação, levando a alterações profundas na dinâmica das vertentes, passando a predominar a acção da escorrência e da dinâmica fluvial, em detrimento dos processos relacionados com a acção do gelo. Não possuímos, para esta área, nenhuma prova efectiva que corrobore esta afirmação, mas é globalmente aceite que o início do Tardiglacial se terá verificado pelos 15550 BP, caracterizando-se por uma rápida subida das temperaturas, facto que se deve ter mantido até próximo dos 12000 BP, seguido de uma nova crise climática pelos 11000 BP (CORDEIRO, 1990; GUILLIEN *et al.*, 1978; NONN, 1966; VLIET-LANÖE, 1988; GARMENDIA, 1988).

Não encontramos vestígios na serra do Marão que permitam separar de um modo indubitável os depósitos do Pleniglacial Würmiano do Tardiglacial (PEDROSA, 1993, 1994^c). Apenas as características micromorfológicas nos fornecem algumas indicações acerca dos depósitos que poderão corresponder já ao Tardiglacial, pois os materiais que neles se encontram não apresentam sinais de terem sido transportados por acção do gelo, e, por outro lado, apresentam características heterométricas bem pronunciadas, não identificáveis com depósitos estratificados de vertente típicos do Pleniglacial würmiano. O clima deste período deveria permitir a fragmentação das rochas por acção do gelo, mas apenas em altitudes elevadas, onde existiriam ainda alguns afloramentos rochosos desprovidos de qualquer cobertura. No entanto, a

característica fundamental deste clima seria a queda de neve durante um período do ano, e o degelo desta, coincidente com o aumento das temperaturas, provavelmente acompanhado de pluviosidade. Esta alteração climática terá permitido solifluxões mais ou menos generalizadas que levaram à regularização de grande parte das vertentes da área, aspecto que se manteve até aos nossos dias. Por outro lado, ter-se-ão reunido condições propícias à ocorrência de fluxos de detritos de grandes dimensões, de que encontramos vestígios nos fundos de alguns vales. O Tardiglacial teve importantes implicações na evolução das vertentes da Serra do Marão, tendo sido responsável pela movimentação e transporte de muito material que havia resultado de processos morfogenéticos anteriores. Parte deste material foi levado para fora da região através da dinâmica fluvial e outra parte foi retido na área, entulhando fundos de valeiros e regularizando a maioria das vertentes (REBELO, 1975; REBELO e PEDROSA, 1989^a, 1989^b, 1993). Deste modo, protegeu a rocha *in situ* da actuação de diversos processos morfogenéticos e promoveu a fixação da vegetação, minimizando o impacto dos processos erosivos. Apesar da instalação de determinadas comunidades vegetais, isso não se traduziu no desenvolvimento de solos muito profundos. Estes são quase sempre esqueléticos, estando sujeitos a desaparecerem ao mínimo desequilíbrio que possa eventualmente ocorrer.

Pelos 8000 BP existiram novamente condições climáticas propícias à pedogénese, correspondendo ao *ótimo climático holocénico* (GOUDIE, 1979). De facto, encontramos um paleossolo num depósito de vertente cuja datação por C14 permite inferir esta conclusão. As temperaturas registaram uma subida, permitindo o desenvolvimento da vegetação, o que acontecia mesmo em altitudes elevadas, desde que existissem condições para a formação de um solo, mesmo que pouco desenvolvido.

O chamado *ótimo holocénico* terá tido o seu fim próximo dos 5000 BP, altura em que se inicia o sub-boreal (GOUDIE, 1979), o qual se caracterizou por um ligeiro arrefecimento (DAVEAU, 1988).

O recrudescimento dos processos erosivos durante este período não se deve à alteração das condições climáticas, mas sim à actividade do homem (JORDA *et al.*, 1980), que na serra do Marão estaria ligada à criação de animais através da pastorícia. Esta actividade implicaria muitas vezes a prática de queimadas para a obtenção e renovação da vegetação, o que expunha o solo a determinados processos erosivos, nomeadamente ao impacto das gotas de chuva e à escorrência. Em alguns locais existem indícios que sustentam a hipótese de que os processos associados à acção da escorrência

se manifestavam de forma acentuada, sendo responsáveis pelo transporte de material ao longo das vertentes. Esta dinâmica erosiva estaria, provavelmente, relacionada com as altitudes mais elevadas, com a rarefacção da vegetação e, ainda, com a exposição a Norte das vertentes.

As escombrelras de gravidade identificadas nas vertentes do Marão associam-se a uma macro-gelifracção das rochas, correspondendo a sua génese a diversos períodos que activaram a sua formação e evolução.

Algumas delas regularizam vertentes, por vezes com fortes declives, e podem encontrar-se a partir dos 700 metros de altitude, como por exemplo no vale da ribeira de Leigido. Relacionam-se, muitas vezes, com vertentes sombrias, voltadas ao quadrante Norte. Uma fase importante para a origem destas formas poderá ter sido a pequena idade glaciária, verificada nos séculos XVII e XVIII (LADURIE, 1983). Nesta altura, os locais mais elevados onde a rocha se encontrava à superfície seriam afectados pela acção do gelo, indutora da fragmentação, alimentando as escombrelras de gravidade (PEDROSA, 1991, 1992). Ainda hoje, este fenómeno está activo em algumas vertentes sombrias, onde a rocha aflora sem cobertura de solo e de vegetação (PEDROSA, 1993, 1994^a).

Aproximadamente 50% da área em estudo apresenta declives superiores a 18°. Na verdade, a presença de declives elevados ou muito elevados na Serra do Marão é um factor de primeira ordem para a ocorrência de movimentos em massa. Os declives que apresentam maior representatividade correspondem à classe dos 18°-30°, com uma expressão de 39%, seguindo-se a classe dos 11°-18°. Diversos estudos realizados sobre a dinâmica de vertentes e os riscos geomorfológicos na Região Norte, apontam os declives compreendidos entre os 18° a 45° como sendo aquele que implicam uma maior susceptibilidade para a ocorrência de movimentos em massa. Essa susceptibilidade torna-se ainda mais forte quando muitas dessas vertentes apresentam depósitos de tipo periglaciário ou tardiglaciário nas áreas de xisto, ou mantos de alteração nas rochas granitoides.

A análise da exposição das vertentes revela-se, de igual modo, essencial, na medida em que quando conjugadas com os fortes declives da área e com a distribuição das formações superficiais condicionam o aparecimento e o desenvolvimento de processos geomorfológicos específicos (PEDROSA, 1993; REBELO, 2007).

Múltiplos trabalhos têm demonstrado que as vertentes voltadas aos quadrantes Norte (NW, N, NE) são aquelas que, em termos naturais, facilitam o aparecimento de movimentos em massa, em virtude da conservação de humidade no solo.

À diversidade estrutural e geomorfológica descrita, corresponde também uma grande diversidade de uso funcional do solo da área em estudo.

As áreas agrícolas ocupam 29,24% podendo distinguir-se os sistemas culturais complexos (8,8%) onde a prática da irrigação é quase uma constante e uma área especializada de cultura da vinha (5,4%) inserida quase toda na RDD, onde encontramos diversos problemas relacionados com a erosão de solos provenientes das novas técnicas de armação da vinha (PEDROSA, 1994^b; PEDROSA *et al*, 2004). Os outros sistemas agrícolas correspondem quase sempre a uma agricultura de subsistência sem grandes recursos técnicos e ainda baseado no tradicional sistema de socalcos tradicional no Norte do País.

Finalmente temos uma área importante de matos e espaços de vegetação degradada (28,8%) que corresponde em grande medida às áreas centrais do conjunto serrano de altitude mais elevada. Coincidem também com áreas de xisto onde os solos se apresentam muitas vezes esqueléticos. Apesar de apresentarem diversos problemas em termos de erosão de vertentes, não se relacionam com os processos específicos tratados neste trabalho.

As áreas florestais predominantes relacionam-se fundamentalmente com povoamento puros de Pinheiros Bravos (Estado) ou, então com a denominada floresta mista associada a pequenas propriedades particulares.

Salienta-se o grau de susceptibilidade elevado a muito elevado que afecta as vertentes com fortes declives associados à existência de formações superficiais, assim como as vertentes instabilizadas pelas intervenções e actividades antrópicas, com especial relevo para a cultura da vinha e para as áreas de agricultura tradicional dominadas pelas culturas de regadio, que ocupam solos profundos, resultantes da forte meteorização das rochas granitóides. Não se enquadra no espaço dedicado a este artigo, uma interpretação mais detalhada da expressão cartográfica da susceptibilidade, cujas nuances reflectem diversas especificidades locais que o modelo captou com fidelidade.

Saliente-se ainda que este ensaio demonstrou cabalmente que os declives, os mantos de alteração, os depósitos de vertente e as escombrelas de gravidade são fundamentais para explicar a susceptibilidade territorial aos movimentos em massa. Note-se, a este respeito, que as características litológicas, mesmo quando associadas a

fortes declives, não explicam a forte susceptibilidade das vertentes de xisto a este tipo de processos na Serra no Marão. É a existência disseminada de depósitos periglaciares e tardiglaciares que explica, a maioria das vezes, a ocorrência de movimentos em massa, como se pode constatar na figura 11.

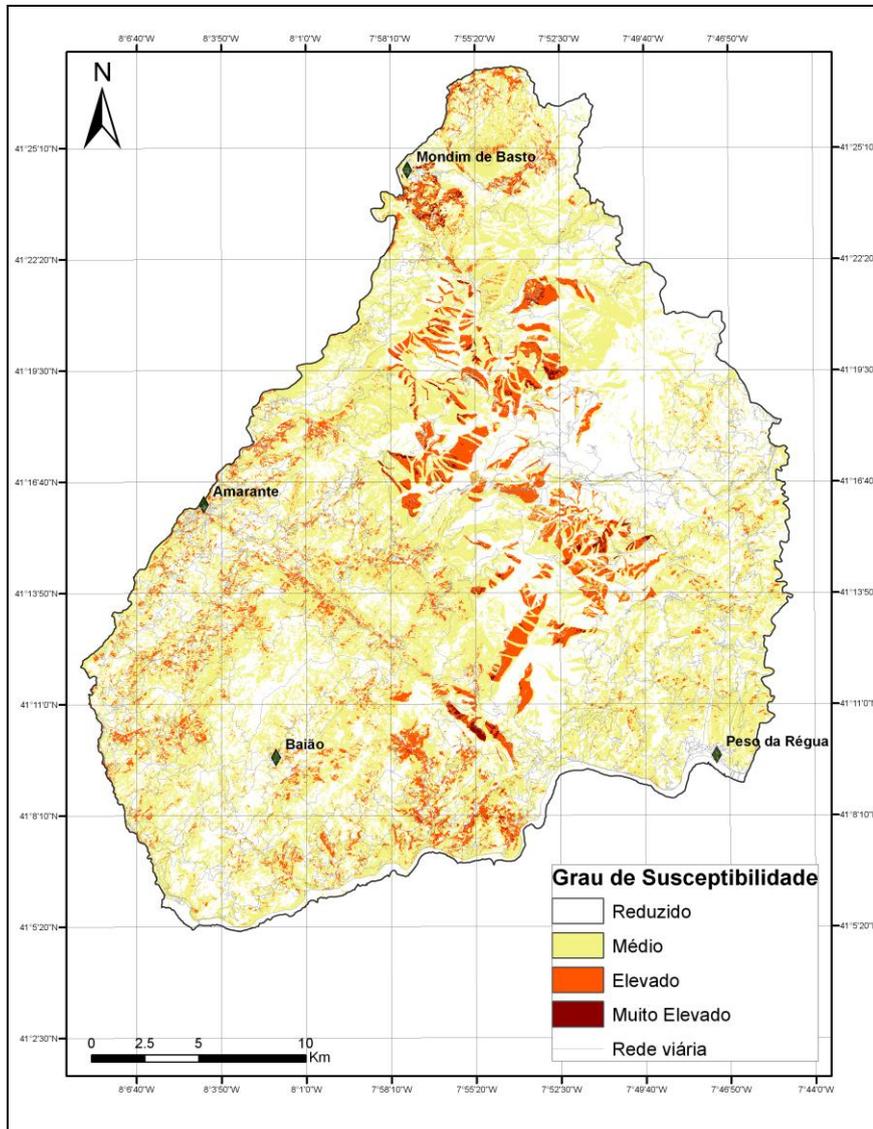


Figura 11. Cartografia da susceptibilidade geomorfológica aos movimentos em massa.

Reflectindo sobre os resultados alcançados presentemente neste domínio, parece-me imprescindível alertar, uma vez mais, para a necessidade premente de se proceder a um levantamento rigoroso e sistematizado das formações superficiais em Portugal, a fim de proporcionar à comunidade científica nacional um dado crucial à elaboração de uma cartografia do risco geomorfológico fiável e útil à gestão territorial.

7. Riscos hidro-climáticos em Amarante

O rio Tâmega, elemento integrante e preponderante da morfologia natural e urbana de Amarante, revela-se pelos valores biogeofísicos, geomorfológicos e paisagísticos detectados, e pelos recursos naturais e económicos que oferece.

As cheias foram sempre fenómenos que marcaram a vivência do centro urbano de Amarante, acompanhando a tendência que se verifica em outras localidades do noroeste português. Ciclicamente, a cidade, na sua parte mais baixa, assiste à subida das águas, sofrendo frequentemente inundações que já são uma imagem de marca do centro urbano, bem testemunhadas por placas indicativas da altura atingida pelo rio Tâmega por essas ocasiões.

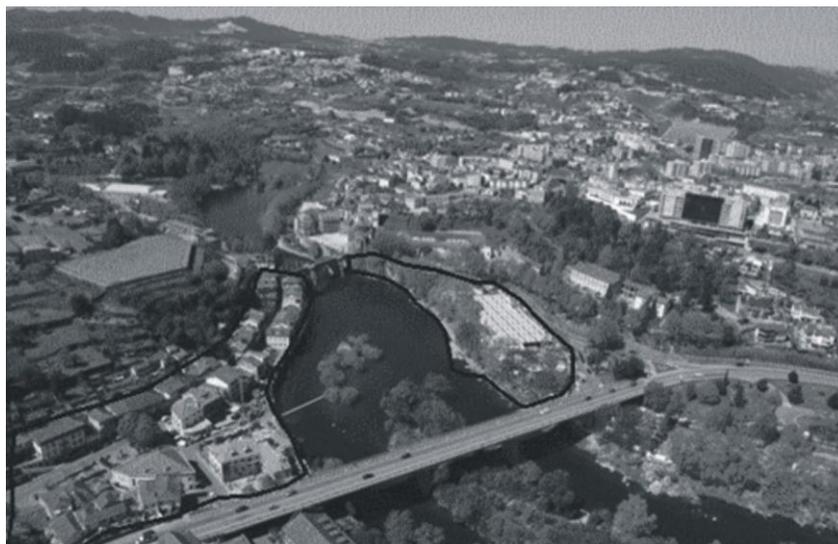
O interesse pelo conhecimento do regime das cheias e das áreas inundáveis, assim como dos processos que as condicionam, foi sempre um domínio privilegiado da investigação, em geografia física. Infelizmente, no que respeita à área em análise, os estudos são praticamente inexistentes.

7.1. O registo das cheias mais recentes em Amarante

Encaixado num vale resultante de uma falha de orientação NE - SW, o rectilíneo canal do rio Tâmega apresenta-se, na sua passagem pelo centro urbano de Amarante, ligeiramente desviado para noroeste, devido ao cruzamento desta falha com outra que define o vale de fractura do rio Fornelo (FERNANDES, 1960). O rio Tâmega atravessa Amarante no seu curso inferior (a cerca de trinta quilómetros da sua foz, em Entre-os-Rios, onde desagua no rio Douro), transportando diversos materiais resultantes dos factores hidrológicos actuaentes nas vertentes, o que é bem visível pelas águas turvas que este apresenta.

Dadas as características morfológicas do sítio de Amarante (situado numa área de depressão) e da passagem do rio Tâmega pelo seu centro histórico, são numerosos os episódios ligados às cheias.

A área urbana mais atingida pelas inundações em Amarante situa-se na margem esquerda, ao longo da rua 31 de Janeiro, do Jardim Amadeu Souza Cardozo e pelo Largo Conselheiro António Cândido, enquanto na margem direita fica apenas submerso o piso inferior do Mercado Municipal (Fotografia 2).



Fotografia 2. Área do centro urbano de Amarante afectada pelas maiores inundações.
(Fonte: COSTA, 2009a)

São assim vários os testemunhos históricos e referências jornalísticas. Destacam-se aqui os jornais locais, o mais antigo e centenário, “Flor de Tâmega”, e os mais recentes, “Jornal de Amarante”, “Repórter do Marão” e “Tribuna de Amarante”. A consulta nestes jornais de notícias associadas às cheias, nomeadamente aquelas que afectaram de forma mais significativa a cidade de Amarante (Figura 12) permite estabelecer uma cronologia dos principais acontecimentos ligados às inundações.



Figura 12. Notícias do Jornal “Flor do Tâmega”, dos dias 10.12.92 e 28.12.95.
(Fonte: COSTA e CARVALHO, 2009)

Apresentamos um resumo cronológico das grandes inundações (Quadro 2) que afectaram Amarante, para, de seguida, poder estabelecer algumas características que permitam uma melhor compreensão do fenómeno das cheias.

QUADRO 2. Algumas das principais inundações de Amarante depois de 1960

DATA	ÁREA AFECTADA	DESCRIÇÃO
NOV 1960	- Parte baixa da cidade	- Chuvas torrenciais...Navegou-se na Rua 31 de Janeiro até quase à Ponte de S. Gonçalo...O rio tentou por 3 vezes invadir este local.
JAN 1961		- Chuva há 4 meses.
ABR 1962	- Parte baixa da cidade	- Chuva contínua...Inundação que obrigou a fazer o trajecto da parte alta para a baixa por meio de barcos...As águas do rio atingiram as pedras angulares dos 3 arcos da Ponte S. Gonçalo...Caudal superior a 2000 m ³ /s.
JAN 1963	- Parte baixa da cidade	- Chuvas fazem crescer o rio até às lojas destinadas aos arrumos.
JAN/FEV 1966	- Lg. Conselheiro António Cândido	- Chuvas constantes...O rio atingia uma elevada altitude, galgando as oficinas e inundando o Lg. Conselheiro António Cândido.
MAR 1969	- Rua 31 de Janeiro e Av. Beira-Rio	- Chuvas diluvianas constantes...Galgou a Av. Beira-Rio e obrigou a fazer a passagem em parte da Rua 31 de Janeiro de barco...O rio Tâmega baixou lentamente ao seu leito normal.
FEV 1972		- O Tâmega andou nas ruas
MAR e DEZ 1978	- Rua 31 de Janeiro e Lg. Conselheiro	- 3 cheias quase seguidas com prejuízos materiais...Inundação de todas as casas da parte baixa da cidade...Lago no Lg. Conselheiro criado pela subida das águas através dos esgotos...O rio subiu cerca de 7 metros.
JAN 1979	- Parte baixa da cidade	- Cerca das 14 horas, a PSP foi alertada por Mondim de Basto que o rio Tâmega estava a sofrer uma forte cheia. Por volta das 15 horas, as águas começaram a subir à média de um metro por hora, atingindo o nível da cheia de Abril de 62. Eram cerca de 22 horas quando o Tâmega começou a baixar lentamente.
JAN 1982	- Lg. Conselheiro	- Faltava apenas um palmo para o Tâmega invadir o Lg. Conselheiro.
OUT 1987	- Praias fluviais	- A água cobriu a Praia Aurora e até meio das árvores da Praia do Areal.
DEZ 1992	- Em toda cidade	- Forte queda de água...Grandes inundações provocadas pelo transbordamento através das condutas dos esgotos em consequência do rápido aumento do caudal do rio Tâmega.
DEZ/JAN 1995/96	Parte baixa da cidade	- Inverno chuvoso...Temporal com uma hora de chuvas torrenciais contínuas...O rio ameaçou o Lg. Conselheiro e a Rua 31 de Janeiro, tendo invadido o jardim Amadeu Sousa Cardoso. A ribeira de São Lázaro galgou as margens.
MAR 2001	- Em toda a cidade	- Subida do rio mais de 10 metros; derrocadas de muros e de terras; estabelecimentos comerciais completamente destruídos e sujos de lama; bombas de gasolina arrancadas; Ínsua dos Frades ficou submersa.

(Fonte: GOMES E COSTA, 2004).

Existem outros elementos descritivos das grandes inundações, nomeadamente os registos fotográficos (Fotografia 3), ou alguns aspectos da arquitectura local (Fotografia 4).

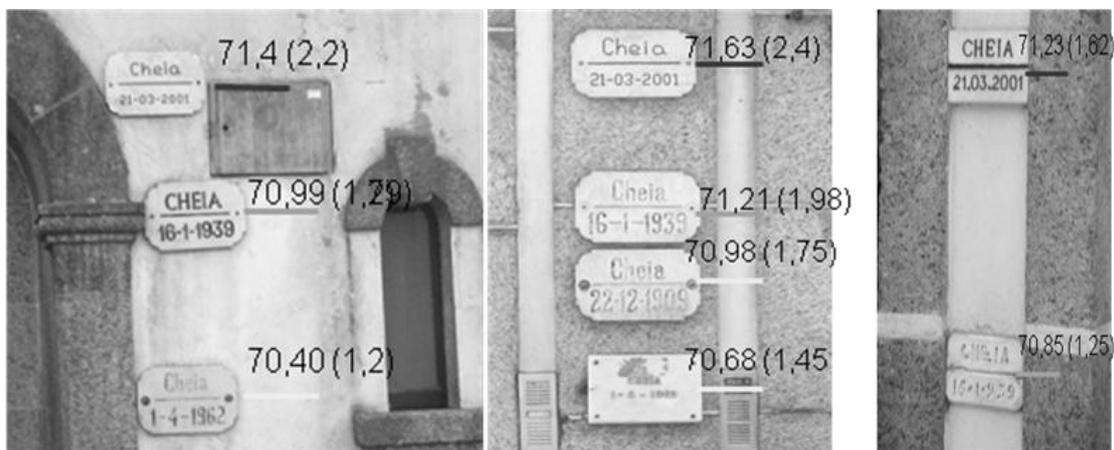


Fotografia 3. Cheia de 1939.
(Fonte: COSTA, 2009a)



Fotografia 4. Painele de azulejo relativo à cheia de 1939.

São várias as placas que marcam o nível da altura das principais inundações da cidade de Amarante - 1909, 1939, 1962 e 2001, localizando-se ao longo da rua mais afectada por estas, a rua 31 de Janeiro e no largo Conselheiro António Cândido. Trabalhos de topografia permitiram calcular a cota atingida por cada uma destas cheias, tendo em conta as alturas que estas atingem nos diferentes locais onde se encontram afixadas (Fotografias 5, 6 e 7).



Fotografias 5, 6 e 7. Nível das cotas atingidas pelas principais cheias em Amarante e respectivas alturas. (Fonte: COSTA, 2009a)

8.2. A cheia centenária de 2001

Em 21 de Março de 2001, na sequência de um Inverno muito pluvioso, resultado de situações prolongadas de instabilidade atmosférica, o caudal do rio Tâmega atingiu o pico máximo de quase 2600 m³/s, valor muito superior ao atingido em 1962, aquando

da maior cheia para a qual existe registo hidrométrico e que se situou nos 1961 m³/s (GOMES e COSTA, 2004).

A observação do gráfico relativo à evolução dos caudais médios diários, ao longo das inundações de 2001, permite inferir da variação do regime do rio e possibilita classificar esta cheia como complexa: mostra várias pontas, de valor desigual, separadas por águas baixas, mas, simultaneamente, mantendo o caudal elevado por um período de tempo mais longo (Gráfico 5).

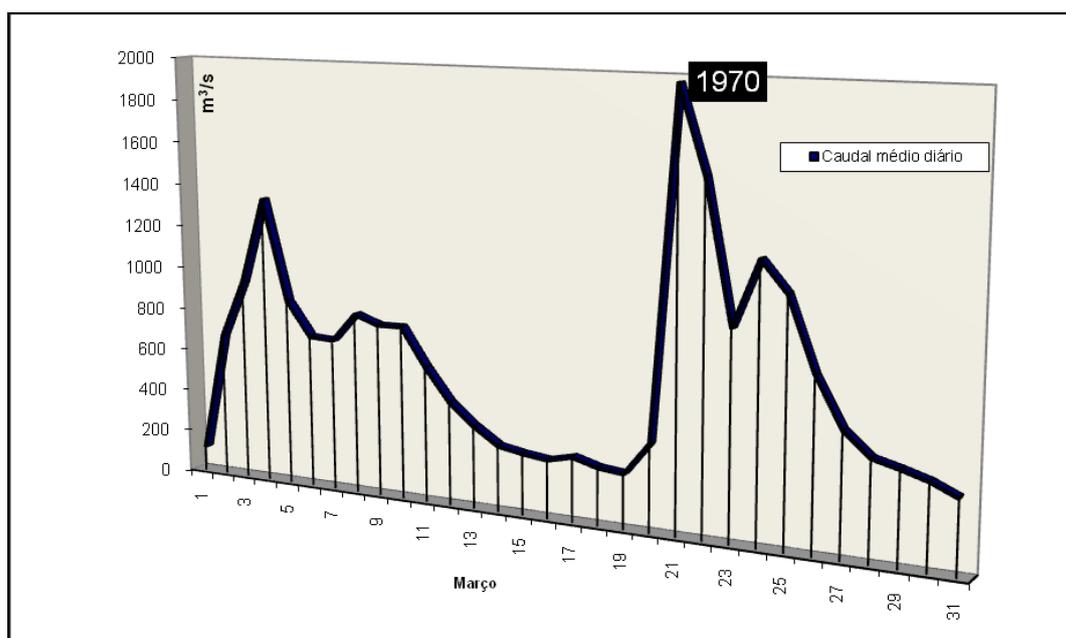


Gráfico 5. Evolução dos caudais médios diários na cheia de 2001

(Fonte: GOMES e COSTA, 2004).

Outro elemento importante na avaliação da evolução do caudal do rio é a altura da água já que fornece uma indicação qualitativa (antes de tudo a cheia é uma subida das águas), de grande utilidade para determinar a partir de que momento existe transbordamento. A cota máxima atingida pela cheia de 1962 (medição feita através da altura da placa gravada na artéria 31 de Janeiro que regista este evento e o nível da rua) aponta para um valor de 70,2 metros (COSTA, 1998). Nos dias 21 e 22 de Março de 2001, na sequência da maior cheia de sempre que há registos, o rio Tâmega atingiu (segundo ofício do Gabinete de Apoio à Presidência da Câmara Municipal de Amarante ao Secretário de Estado da Administração em 17 de Abril de 2001) a cota 72 metros, com referência à cota conhecida da soleira da Pastelaria Tinoca (Fonte: GOMES e COSTA, 2004).

O estudo de cheias reverte-se de características singulares ao ser condicionado por um conjunto de elementos e condições que podem facilitar ou prejudicar a sua génese. O regime climático, as características, o grau e tipo de ocupação e a utilização dos vales inundáveis à escala da bacia hidrográfica são os principais factores a ter em conta na ocorrência de cheias (PEDROSA e COSTA, 1999). Do conjunto das variáveis climáticas, aquela que mais directamente interessa aos processos de escoamento fluvial é a precipitação. Ao longo do mês de Março de 2001, a precipitação diária (Gráfico 6) mostra uma variação com a mesma tendência da variação diária do regime de escoamento.

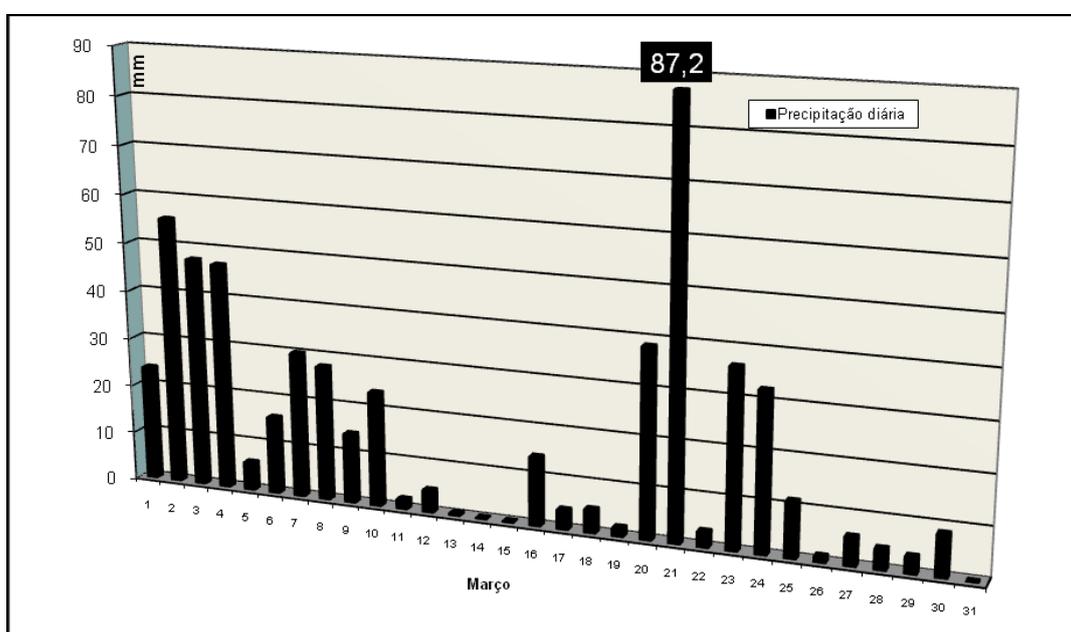


Gráfico 6. Precipitação diária em Março de 2001
(Fonte: GOMES e COSTA, 2004).

Os impactes hidrológicos e geomorfológicos sentidos na área inundada foram de grande intensidade, principalmente no que diz respeito às áreas ribeirinhas, às ilhas e ínsuas instaladas ao longo do canal principal do rio Tâmega. A gestão da crise prolongou-se no tempo deixando marcas que ainda hoje são bem visíveis na paisagem natural e urbana de Amarante. De facto, a amplitude da cheia foi tão intensa que levou à solicitação junto da Secretária de Estado da Administração para o provimento do despacho conjunto a que alude o n.º 2 do DL 38-B/2001 (que cria uma linha de crédito com objectivo de minimizar os danos ocorridos na actividade económica nos sectores do comércio, indústria e serviços) para fazer face à relação de danos verificados (Fonte:

GOMES e COSTA, 2004). Os impactos das cheias também obrigaram os responsáveis autárquicos e os BVA a intervir para a limpeza da zona urbana (Fotografias 8 e 9).



Fotografias 8 e 9. Centro histórico durante e após a cheia de 22 de Março de 2001.
(Fonte: COSTA, 2009a)

A recuperação das margens e das ilhas fluviais, nomeadamente a Ínsua dos Frades, foi também necessária após os efeitos de destruição sentidos (Fotografias 10 e 11).



Fotografias 10 e 11. Aspectos da destruição provocada pelas cheias de Março de 2001 na Ínsua dos Frades. (Fonte: GOMES e COSTA, 2004)

O exemplo das cheias em Amarante mostra uma diversidade de situações hidrológicas que urge aprofundar. A diminuta importância concedida à análise da evolução das cheias nas questões mais vastas do ordenamento e da gestão nos espaços ribeirinhos dificulta a delimitação e a definição das áreas inundáveis, o que contribuiu para o aparecimento de situações de ruptura e/ou de duvidosa sustentabilidade (podemos referir o caso dos aproveitamentos hidroeléctricos). Qualquer estudo que tenha em conta a bacia hidrográfica do rio Tâmega deverá sempre englobar as situações

hidrológicas extremas, de forma a racionalizar a gestão de acções de prevenção e mitigação das suas consequências, bem como procurar influenciar novas formas de gerir os recursos naturais em áreas de sensíveis (PEDROSA e COSTA, 1998).

8. Espaços silvestres de montanha no noroeste português e os incêndios florestais

8.1. Os espaços silvestres de montanha

A influência que o clima e o relevo exercem nos aspectos do meio físico, estende-se igualmente às unidades básicas dos sistemas paisagísticos: as florestas, os matos arbustivos, as zonas agrícolas e as estruturas urbanizadas.

No que respeita à floresta, sabe-se que em Portugal as áreas de influência atlântica são as de maior produtividade florestal, determinada principalmente pela menor duração e intensidade do período de secura estival. Era nestas áreas que ocorriam as espécies mais nobres, como o carvalho alvarinho ou o ácer, e onde, actualmente o pinheiro bravo e o eucalipto encontram as melhores condições de crescimento (CORREIA e OLIVEIRA, 2003).

O Noroeste português apresenta, pois, condições naturais, excelentes para a arborização, apenas condicionadas em altitude, onde a topografia desfavorável e a diminuição da temperatura podem impor algumas restrições⁶.

A arborização que conduziu aos actuais espaços silvestres⁷ iniciou-se já no século XX ao abrigo do Regime Florestal (Decreto de 24 de Dezembro de 1901 - DG nº 296, de 31 de Dezembro, do Decreto de 24 de Dezembro de 1903 - DG nº 294, de 30 de Dezembro e do Decreto de 11 de Julho de 1905 - DG nº 161, de 21 de Junho), e com a

⁶ O Noroeste português pode ser dividido em 4 Grandes Regiões de Arborização, Zona Basal Atlântica (zona de elevada produtividade florestal, o “solar do carvalho alvarinho” é onde espécies como o pinheiro bravo, o pinheiro insigne ou o eucalipto encontram as melhores condições para vegetar), Zona Submontana Subatlântica (zona de características tipicamente florestais, com aptidão para inúmeras espécies), Zona Montana Subatlântica (zona tipicamente florestal, onde o castanheiro e o carvalho negral encontram condições óptimas para vegetar. Em altitude, devido às restrições à expansão de algumas espécies, por exemplo o pinheiro bravo pode dar lugar a resinosas exóticas. Nas áreas planálticas, de aptidão silvo-pastoril, as espécies florestais desempenham um papel fundamental na compartimentação e mesmo em soluções de pastagens sob coberto) e Zona Altimontana (a altitude impõe grandes limitações à expansão florestal) (CORREIA e OLIVEIRA, 2003),

⁷ Correspondem ao “negativo” dos espaços urbanos e dos espaços agrícolas e são caracterizados por não necessitarem de intervenção humana para se regenerarem e manterem, embora neles possam predominar ecossistemas mais ou menos artificializados.

criação do Plano de Povoamento Florestal de 1938 (Lei nº 1:971, de 5 de Junho de 1938) (Figura 13) (BENTO GONÇALVES, 2006).

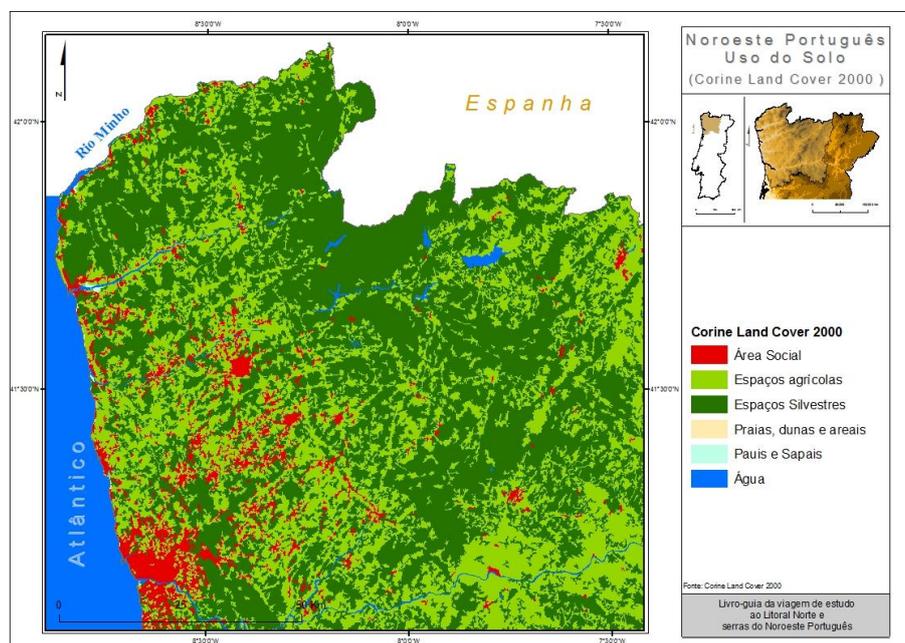


Figura 13. Ocupação e uso do solo no Noroeste português (2000).

No entanto, foi só depois das florestas terem sido oficialmente consideradas como um recurso económico nacional (1927), e apenas com a criação do Plano de Povoamento Florestal de 1938 (Lei nº 1:971, de 5 de Junho de 1938) que a submissão de terrenos ao Regime Florestal, quer Total quer Parcial, se implementou em larga escala e a um ritmo mais intenso.

Foi pois neste contexto que “nasceram” as matas e os perímetros florestais nas “serras” do Noroeste português (Figura 14).

O processo de criação de áreas protegidas⁸ em Portugal remonta aos anos 70 (Lei nº 9/70 de 19 de Junho), mas está também ligado à Lei de Povoamento Florestal de 1938, visto este documento ter sido o primeiro a prever a criação de áreas protegidas, no sentido moderno do termo, nos territórios portugueses europeus. Determinava pois a criação de 33 500 hectares de reservas no âmbito da execução do Plano de Povoamento

⁸ Áreas protegidas: “as áreas terrestres e as águas interiores e marítimas em que a fauna, a flora, a paisagem, os ecossistemas ou outras ocorrências naturais apresentem, pela sua raridade, valor ecológico ou paisagístico, importância científica, cultural e social, uma relevância especial que exija medidas específicas de conservação e gestão, em ordem a promover a gestão racional dos recursos naturais, a valorização do património natural e construído, regulamentando as intervenções artificiais susceptíveis de as degradar” (Dec.-Lei 19/93, de 23 de Janeiro).

Florestal, cuja área de intervenção abrangia 532 000 hectares de terrenos dunares e serranos.

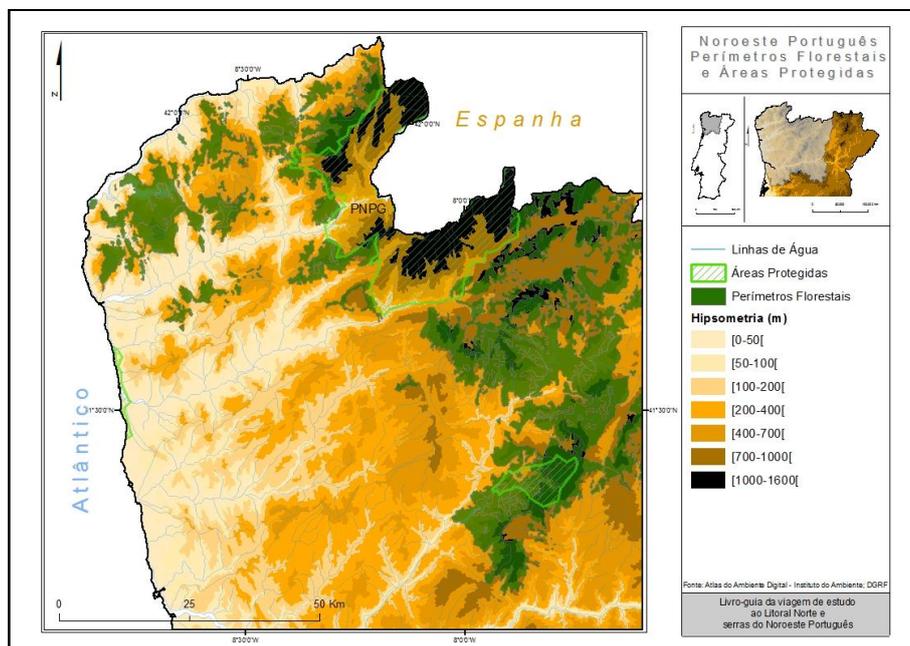


Figura 14. Perímetros florestais e áreas protegidas no Noroeste português.

Hoje em dia, no Noroeste, permitimo-nos destacar o Parque Nacional da Peneda-Gerês, criado pelo Decreto-Lei nº 187/71, de 8 de Maio, a única Área Protegida nacional com estatuto de Parque Nacional, reconhecido pela UICN (União Internacional para a Conservação da Natureza) e o Parque Natural de Alvão que foi criado a 8 de Junho de 1983 pelo Decreto-Lei nº 237/83 (Figura 14).

8.2. Incêndios florestais

Em Portugal a distribuição temporal do número de ocorrências e das áreas ardidas apresenta comportamentos diversos e um elevado nível de variação de valores entre anos sucessivos (Quadro 3 e Gráfico 7).

No que respeita às áreas ardidas, os anos de 2003 e 2005 registaram os mais elevados valores em toda a história dos incêndios em Portugal (LOURENÇO, 2006), com 425726 ha e 338262 ha, respectivamente (Quadro 3 e Gráfico 7).

Quadro 3. Número de ocorrências de incêndios florestais e áreas ardidas (ha), de 1990 a 2008.

Ano	Número de ocorrências	Área ardida de povoamentos	Área ardida de mato	Área ardida total
1990	10745	79549	57703	137252
1991	14327	125488	56998	182486
1992	14954	39701	17310	57011
1993	16101	23839	26124	49963
1994	19983	13487	63836	77323
1995	34116	87554	82058	169612
1996	28626	30542	58325	88867
1997	23497	11466	19068	30535
1998	34676	57393	100975	158368
1999	25477	31052	39561	70613
2000	34109	68646	90958	159604
2001	26942	45609	66557	112166
2002	26492	65164	59245	124409
2003	26195	286055	139671	425726
2004	21970	56109	73430	129539
2005	35698	213517	124745	338262
2006	19921	36320	39189	75509
2007	18732	9638	21812	31450
2008	13832	5463	11781	17244
Total	446393	1286592	1149346	2435938

Fonte: AFN, 2008

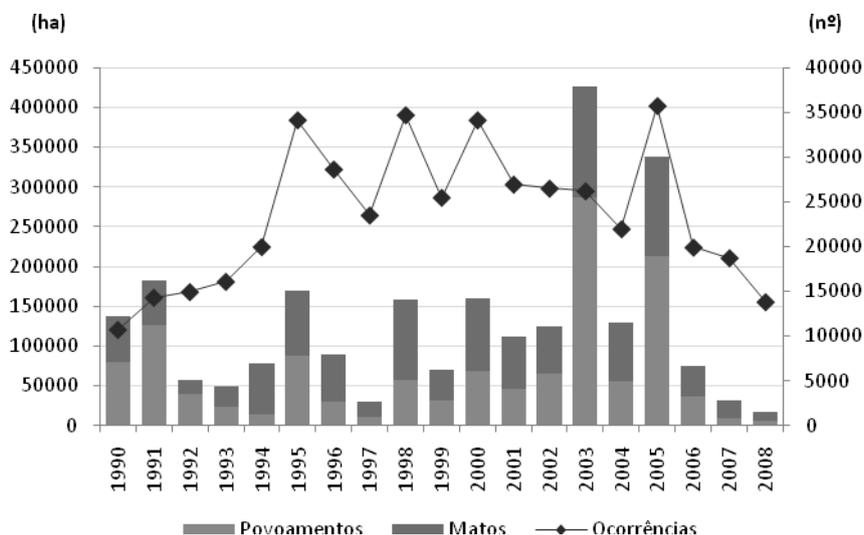


Gráfico 7. Evolução do número anual de ocorrências de incêndios florestais e da área ardida total (povoamentos e matos) nos anos de 1990 a 2008, em Portugal continental (Fonte: AFN, 2008).

Relativamente à distribuição do número de ocorrências de incêndios florestais por mês do ano, os meses que registam os valores mais elevados são os meses de Junho,

Julho, Agosto e Setembro. No que diz respeito à sua distribuição por dias da semana, é observado um predomínio, ainda que não muito acentuado do Sábado e do Domingo. A distribuição percentual do número de ocorrências por hora de início revela um maior número de ignições no período da tarde entre as 14:00 e as 17:00 (BENTO GONÇALVES, 2006).

De acordo com OLIVEIRA (2008), 70% do número de incêndios concentram-se em redor dos centros urbanos e são responsáveis por menos de 10% da área ardida enquanto os restantes 30% do total das ocorrências são responsáveis por mais de 90% da área ardida total.

No que concerne à evolução do número de ocorrências de incêndios florestais e áreas ardidas no Noroeste português verificamos um elevado número de ocorrências, que se traduz num total de 193892 ocorrências no período de 1990 a 2008, que representa 43,4% do total das ocorrências verificadas a nível nacional. Já no que concerne à área ardida total registada no Noroeste de 1990 a 2008, 366422 hectares, corresponde apenas a 15% da área ardida total registada ao nível do país (Quadro 4 e Gráfico 8 e Figura 15).

Quadro 4. Histórico do número de ocorrências de incêndios florestais e áreas ardidas (em hectares) desde o ano de 1990 a 2008, no Noroeste de Portugal

Ano	Número de ocorrências	Área ardida de povoamentos	Área ardida de mato	Área ardida total
1990	5049	11219	5062	16281
1991	5867	2434	4461	6895
1992	6476	1753	4047	5800
1993	9179	4689	9013	13702
1994	6207	1329	3623	4952
1995	14657	12307	18263	30570
1996	13489	7380	14394	21774
1997	10394	5087	6530	11617
1998	16136	16482	19851	36333
1999	9492	3871	4069	7940
2000	12667	10245	11162	21407
2001	11947	6671	8405	15076
2002	12228	9191	12225	21416
2003	13465	7462	6204	13666
2004	9760	5601	10773	16374
2005	15688	43663	31869	75532
2006	9025	13940	20705	34645
2007	7772	2882	6605	9487
2008	4394	1009	1946	2955
Total	193892	167215	199207	366422

(Fonte: AFN, 2008).

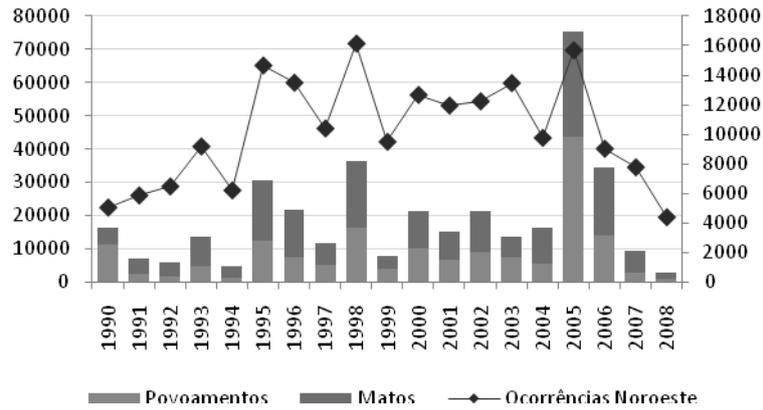


Gráfico 8. Evolução do número anual de ocorrências de incêndios florestais e da área ardida total (povoamentos e matos) no Noroeste de Portugal, de 1990 a 2008
 Fonte: AFN, 2008.

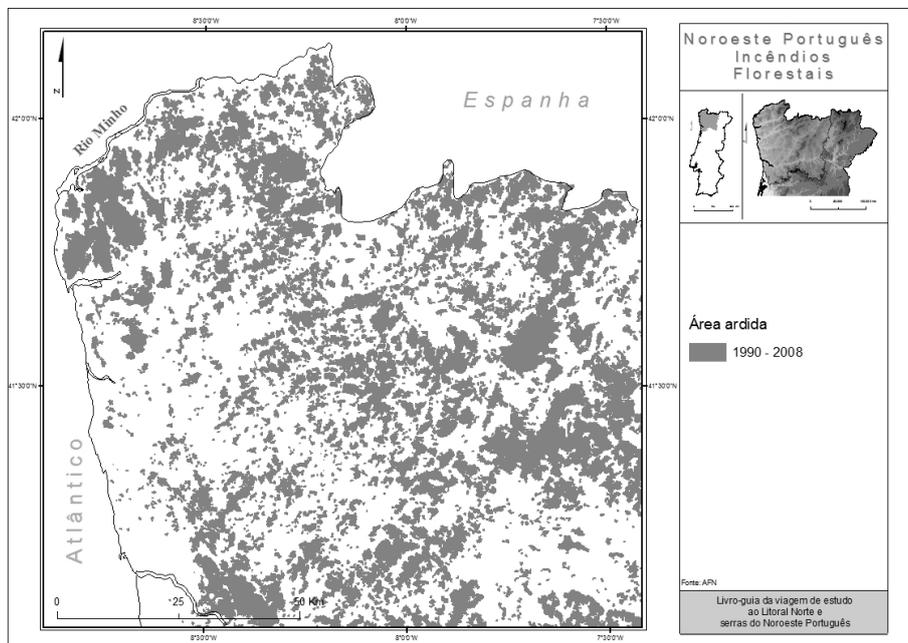


Figura 15. Área ardida no Noroeste de Portugal

9. A morfologia granítica e a valorização do património geomorfológico no Noroeste de Portugal

9.1. Morfologia Granítica

Pela singularidade morfológica e pelo seu significado genético, a morfologia granítica tem vindo a ser objecto de diferentes trabalhos, que vão desde os estudos de âmbito geral (GODARD, 1977; TWIDALE, 1982; ROMANI e TWIDALE, 1998;

MIGÓN, 2006), aqueles aplicados a áreas geográficas específicas, nomeadamente em Portugal (AMARAL, 1973; FERREIRA, 1978; PEDROSA, 1993; CORDEIRO, 2004; VIEIRA, 2001, 2008), que procuram sistematizar a variedade de formas do modelado granítico, sua descrição e génese.

Neste sentido, o Norte e Centro de Portugal constituem um palco privilegiado para o desenvolvimento de estudos inseridos nesta temática, mercê da grande extensão ocupada pelos afloramentos graníticos (Quadro 5 e Figura 15), ocupando uma área superior a 48% na Região Norte e de cerca de 33% na região Centro. Nestas regiões, tal como noutros pontos do globo onde as rochas granitoides afloram, podem observar-se paisagens peculiares, caracterizadas por um cortejo de elementos morfológicos, variados na forma e na dimensão, cuja génese e evolução se relacionam indubitavelmente com as características físicas, químicas e estruturais das rochas granitoides, diferenciando-se dos elementos físicos de paisagens gerados noutros contextos litológicos (xistos, quartzitos, calcários, arenitos).

Quadro 5. Áreas ocupadas por rochas granitoides em Portugal Continental, Região Norte e Região Centro⁹

	Área Total		Área ocupada por Rochas Granitoides	
	Km ²	% ¹⁰	Km ²	% ¹¹
Portugal Continental	89 567,31	100	19 793,33	22,1
Regiões Norte e Centro	44 807,78	50	18 096,28	40,4
Região Norte	21 275,76	23,8	10 297,94	48,4
Região Centro	23 532,02	26,3	7 798,34	33,1

As rochas granitoides constituem, portanto, um tipo de litologia dominante no Norte e Centro de Portugal (Quadro 5), conferindo às paisagens aspectos particulares, decorrentes das suas características químico-mineralógicas, texturais e estruturais.

⁹ As áreas foram obtidas a partir da Carta Geológica de Portugal (IGM), escala 1:50 000, em formato vectorial, e da Carta Administrativa de Portugal (IGEO), também em formato vectorial.

¹⁰ Percentagem da área total do território nacional.

¹¹ Percentagem da área correspondente ao território específico (nacional ou regional, conforme o caso).

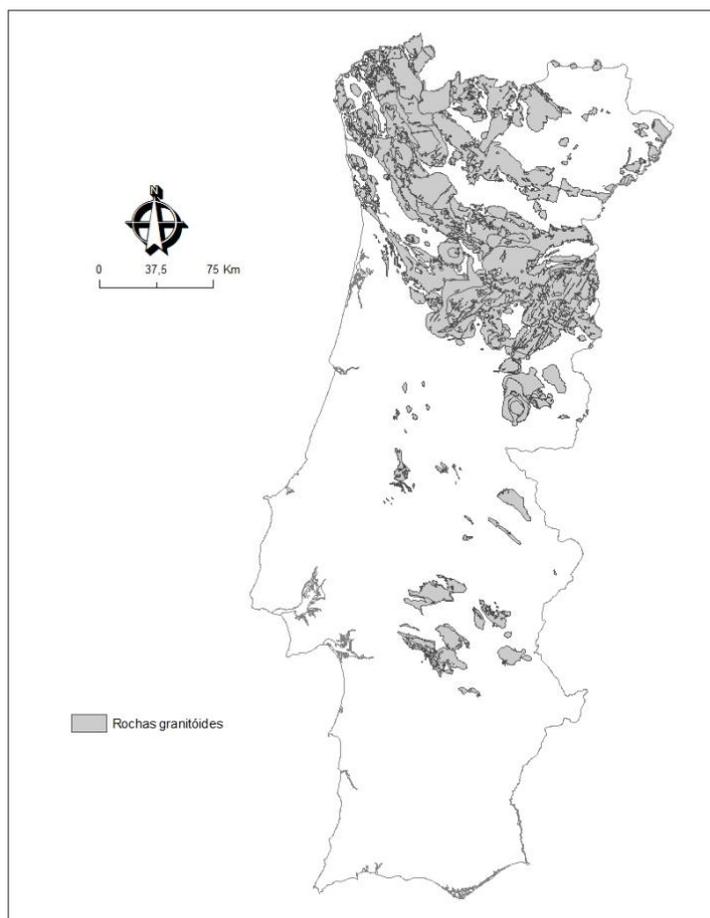


Figura 15. Distribuição dos afloramentos de rochas granitóides no território nacional

Do ponto de vista mineralógico os granitos, rochas plutónicas por natureza, apresentam uma constituição variável, sendo os feldspatos potássicos, as plagioclases e o quartzo dominantes, em que o quartzo representa 20 a 60% do somatório do conjunto quartzo+feldspato alcalino+plagioclase, e em que as plagioclases correspondem a 10-65% do total de feldspatos (STREICKEISEN, 1976, cit. por MIGÓN, 2006). O termo “granitóide” engloba um campo abrangente de rochas intrusivas composicionalmente semelhantes, que inclui os granitos (*s.s.*) e os granodioritos, entre outras (Figura 16).

Os processos de meteorização¹² das rochas granitóides, desencadeados pelos agentes exógenos, são responsáveis por uma significativa degradação das rochas, condicionando, de forma determinante, a evolução das formas presentes nos seus afloramentos. No entanto, a actuação precoce de outros agentes, relacionados com os processos da geodinâmica interna, determinam um conjunto de características inerentes

¹² CRONEIS e KRUMBEIN enunciaram, em 1936, o conceito de meteorização (*weathering*), entendido como um processo de aproximação das rochas para situações de equilíbrio estável com as condições prevalentes à superfície da Terra, processo que termina pela desagregação e, muitas vezes, decomposição total ou parcial dos seus minerais (CARVALHO, 2003).

à própria rocha, de carácter mineralógico, textural e estrutural, com elevada relevância na génese e desenvolvimento dessas mesmas formas.

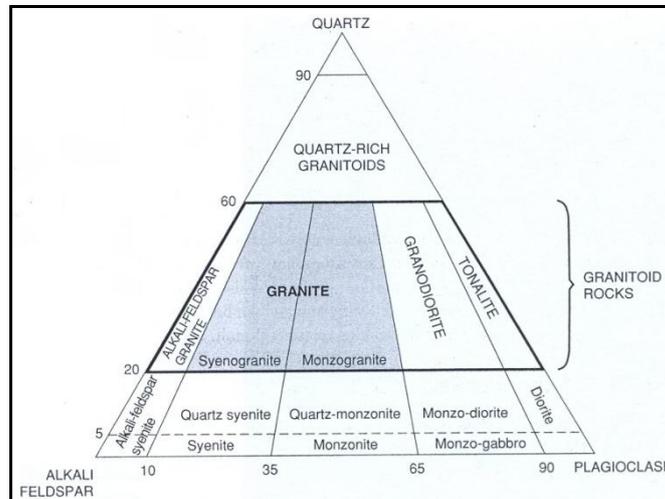


Figura 16. Classificação das rochas graníticas, de acordo com recomendação da IUGS (extraído de MIGÓN, 2006)

Nesse sentido, ROMANI e TEMIÑO (2004) estabelecem uma relação directa entre as várias fases de consolidação de um magma granítico e a definição de um conjunto de características que condicionam o desenvolvimento de determinadas morfologias, ao longo do processo de instalação e após a sua exposição à superfície (Figura 17).

Na sequência da exposição do maciço granítico às condições epigénicas, desencadeia-se um conjunto de processos que conduzem à meteorização da rocha, sob efeito dos agentes meteóricos.

A actuação dos processos de meteorização decorre da modificação das condições a que as rochas estão sujeitas. No caso das rochas granitóides, geradas em ambientes endógenos, caracterizados por condições de elevada pressão e temperatura, a exposição a um ambiente exógeno de características diferenciadas e liberto de tensões, vai conduzir a modificações físicas e químicas necessárias para que possa restabelecer o equilíbrio com o ambiente em que se encontra (AIRES-BARROS, 1971).

Neste sentido, importa analisar, no contexto da meteorização das rochas granitóides, duas componentes fundamentais: por um lado, as características/condições inerentes às próprias rochas e das quais decorrerá a sua maior ou menor fragilidade à acção dos agentes meteóricos (a capacidade de alteração, de acordo com CARVALHO, 2003); por outro, a actuação dos factores da geodinâmica externa (os referidos agentes

meteóricos), de natureza física, química ou combinada (a intensidade de alteração, segundo o mesmo autor).

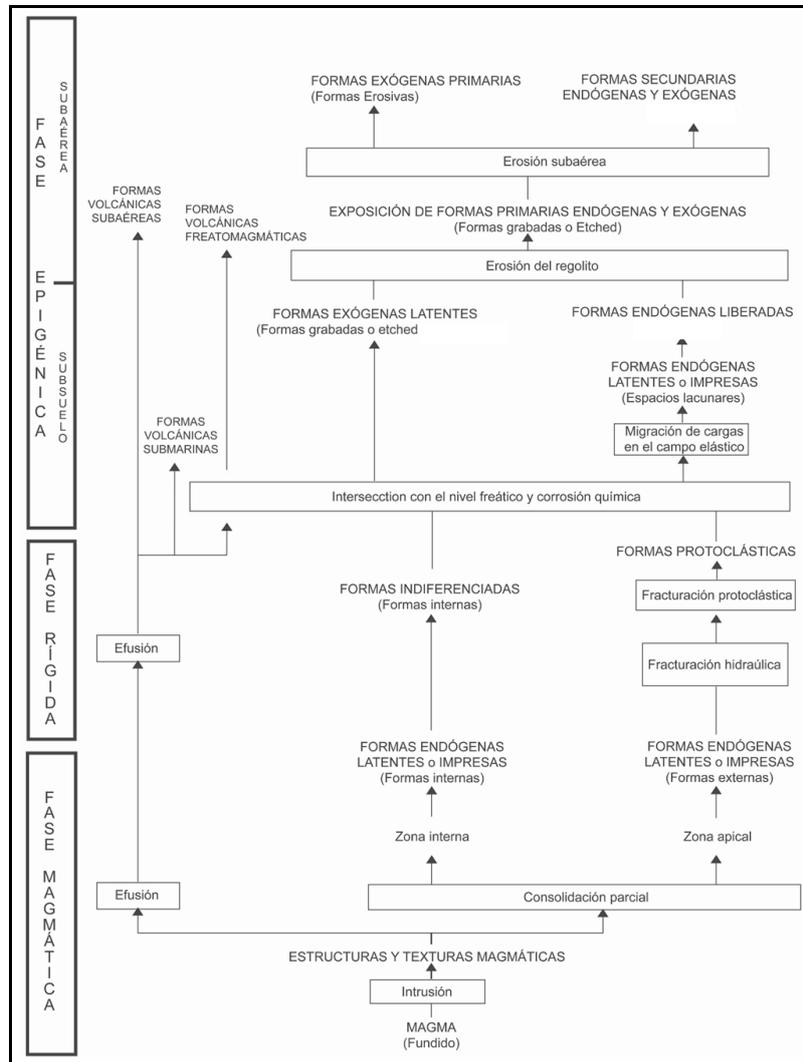


Figura 17. Processo de gênese das formas ígneas (extraído de ROMANI e TEMIÑO, 2004).

A evolução do modelado granítico encontra-se condicionada, de forma determinante, pela maior ou menor resistência das rochas granitóides à meteorização química e pelo conseqüente desenvolvimento de mantos de alteração, elementos potenciadores e intensificadores dos processos de degradação química da rocha.

Embora aparentem uma certa resistência à erosão mecânica desencadeada pelos cursos de água (essencialmente mecânica), especialmente se são ou pouco alterados, os granitóides manifestam uma grande sensibilidade à alteração química. Com efeito, um factor que condiciona a resistência das rochas granitóides à meteorização química é a sua própria composição químico-mineralógica. A variação da percentagem dos minerais

que constituem os diferentes tipos de rochas granitóides condiciona, de forma mais ou menos significativa, o seu grau de susceptibilidade à meteorização química, uma vez que os diferentes minerais apresentam também diferentes susceptibilidades à alteração.

A escala de susceptibilidade dos principais silicatos (Figura 18), definida por GOLDICH, em 1938, após estudos pormenorizados (mineralógicos e químicos) de perfis de alteração, permitiu a identificação de minerais mais vulneráveis à meteorização química, nomeadamente os minerais ferromagnesianos (plagioclases, olivina), e outros mais resistentes, os minerais sílico-aluminosos (quartzo, moscovite).

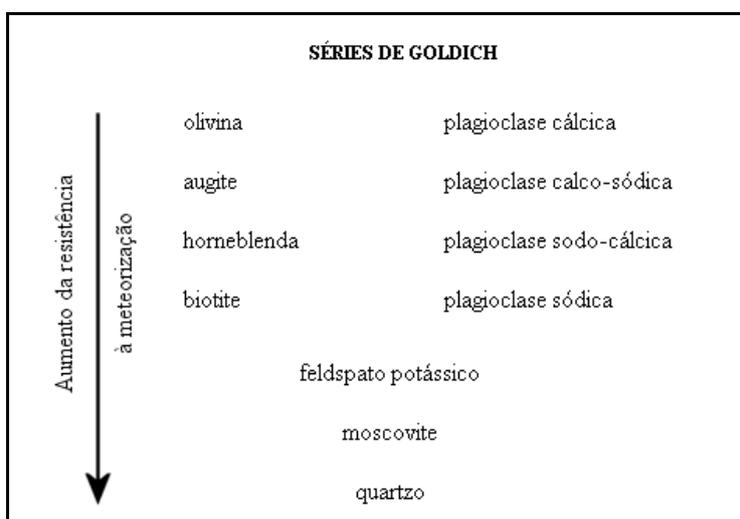


Figura 18. Escala de susceptibilidade dos principais silicatos definida por Goldich (adaptado de AIRES-BARROS, 1991).

No que diz respeito aos granitos propriamente ditos, os alcalinos, com elevada percentagem de feldspatos alcalinos e quartzo e baixo teor de minerais máficos (plagioclases cálcicas e intermédias), apresentam maior resistência que os calco-alcalinos e que os granodioritos, nos quais o teor de plagioclases¹³ é mais elevado, bem como a percentagem em biotite¹⁴. A este respeito GODARD *et al.* (1972) referem que o teor em biotite desempenha um papel fundamental no processo de alteração das rochas granitóides, contribuindo fortemente para a sua decomposição.

Além da composição químico-mineralógica das rochas, outros factores têm influência no processo de alteração.

¹³ A percentagem de plagioclases numa rocha granitóide é um factor de susceptibilidade à alteração, uma vez que estas «*tendem a desagregar-se e a transformar-se desde os primeiros estádios de alteração, provocando a perda de coesão do conjunto da rocha*» (FERREIRA, 1978b, pág. 11)

¹⁴ A biotite é um filossilicato que sofre expansão de volume por hidratação, contribuindo para a desagregação das rochas.

Ao nível das características texturais, um factor importante é o arranjo dos minerais, cuja influência na alterabilidade das rochas pode ser significativa, nomeadamente nas situações em que estão presentes estruturas orientadas, revelando contiguidade e alinhamento dos minerais vulneráveis (COQUE-DELHUILLE, 1981). No caso dos granitóides destaca-se o papel das biotites, pela sua disposição, em geral, em leitos bem definidos e concentração no seio da rocha, conferindo-lhe uma vulnerabilidade acrescida¹⁵.

Outra característica textural relevante é o tamanho do grão, verificando-se que as rochas cristalinas com granulometria fina revelam um comportamento de maior resistência à meteorização que as de grão grosseiro e de textura porfiróide. FERREIRA (1979) confirma este facto ao referir que «*no Norte da Beira, os granitos não porfiróides de grão médio resistem melhor à erosão do que os granitos porfiróides de grão grosseiro*» (pág. 238). De qualquer forma, e como referem GODARD *et al.* (ob. cit.), o papel deste factor é difícil de isolar, sendo frequentemente suplantado por outros com maior relevância, como por exemplo a composição mineralógica.

Também influente é a heterogeneidade dimensional dos minerais constituintes, uma vez que esta característica aumenta a susceptibilidade das rochas à meteorização (COQUE-DELHUILLE, 1981). Nas rochas granitóides, as que apresentam uma estrutura equigranular reflectem uma menor fragilidade, ao contrário das porfiróides, com maior tendência para a alteração.

Por fim, fica a referência ao factor que consideramos de mais elevada relevância, sendo reconhecido, por vários autores (BEGONHA, 1989; MIGÓN, 2006) como o principal factor de evolução da meteorização: a fracturação¹⁶. A fracturação das massas graníticas constitui uma resposta às tensões que lhe são impostas, ao longo do seu percurso de implantação e conseqüente deformação (MIGÓN, 2006). Conseqüentemente, os padrões de fracturação presentes podem apresentar grande diversidade.

¹⁵ GODARD *et al.* (1972) confirmam esta ideia ao afirmar «*...Assez souvent, les granites à texture orientée sont défavorisées par les longues traînées de biotite*» (pág. 281).

¹⁶ MIGÓN (2006, pág. 16) refere a este respeito: «*...discontinuities are key controls of geomorphic process operating within granite landscapes*». Por seu lado, BEGONHA (1989, p. 157) concluiu que, nas áreas graníticas do Norte e Centro de Portugal que analisou, «*a intensidade de fracturação desempenha o principal papel na evolução do processo de meteorização e nos valores atingidos pela profundidade de alteração*».

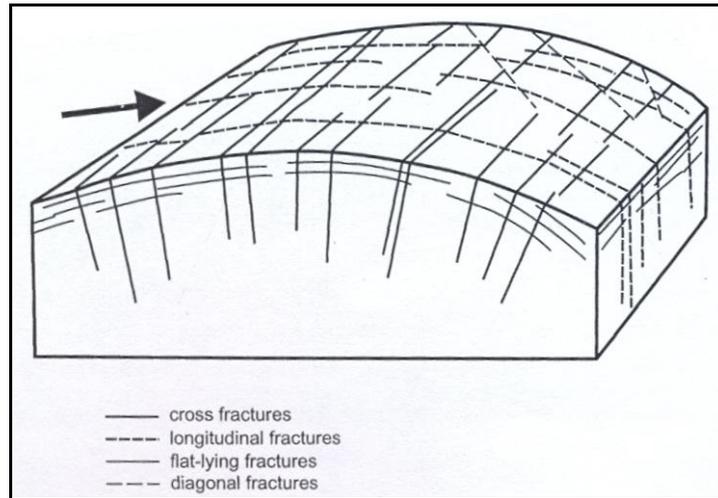


Figura 19. Padrões de fraturação normais nas rochas graníticas (extraída de MIGÓN, 2006).

HANS CLOOS (1925) definiu quatro tipos principais de fraturas (MIGÓN, 2006; Figura 19): fraturas cruzadas, fraturas longitudinais, fraturas paralelas à superfície e fraturas oblíquas.

O cruzamento entre si dos três primeiros tipos dá origem ao sistema ortogonal de fraturação (Figura 20), presente nas rochas granitóides, e responsável pela fragmentação da massa rochosa em blocos cúbicos (MIGÓN, 2006, pág. 18).

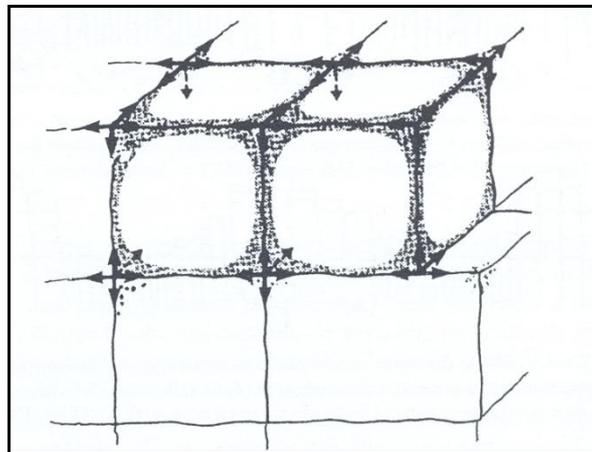


Figura 20. Individualização de blocos paralelepípedicos por acção da rede ortogonal de fraturas e atuação da meteorização a partir desta rede de descontinuidades (extraído de CARVALHO, 2003).

A fraturação existente num maciço granítico constitui, conseqüentemente, um factor de fragilidade do mesmo, propiciando a progressão da meteorização

(especialmente a de natureza química) para o interior da rocha, promovendo a sua desagregação.

A maior ou menor intensidade deste processo estará, seguramente, dependente do maior ou menor grau de fracturação, da densidade de fracturas presentes e também da orientação e disposição da rede de diaclases e fracturas (horizontal ou vertical) (COQUE-DELHUILLE, 1981).

Neste contexto, não podemos deixar de referir o papel desempenhado pela microfracturação¹⁷, à escala do mineral. Também ela é determinante na criação de instabilidade na malha cristalina da rocha, criando linhas preferenciais de exploração por parte da meteorização¹⁸.

Se as características inerentes ao material rochoso constituem factores determinantes no desenvolvimento do processo de meteorização, também o são as condições ambientais, que enquadram a actuação dos vários agentes meteóricos e os mecanismos por eles desencadeados, de natureza física ou química, normalmente associados.

Assim, o clima directamente, e/ou através da vegetação que proporciona, constitui um factor relevante no processo de meteorização, especialmente pela acção dos seus elementos, temperatura e precipitação, resultando numa influência directa nos mecanismos de alteração química e física.

No que diz respeito à meteorização química, esta está na dependência de um conjunto diversificado de factores (constituição mineralógica da rocha, presença e manutenção de água, organismos ácidos, entre outros), difíceis de isolar e quantificar (Migón, 2006). No entanto, eles concorrem para o desenvolvimento de alguns processos químicos, responsáveis pela desestruturação do edifício cristalino da rocha, contribuindo para a sua alteração.

Como referimos inicialmente, o noroeste português desenvolve uma elevada extensão do seu território em materiais granitóides, apresentando estes, no entanto, uma grande variabilidade composicional, bem como textural, revelando, conseqüentemente, um comportamento diferenciado face à acção dos agentes de meteorização. Além disso, uma diversidade de agentes de meteorização (onde se podem incluir os relacionados

¹⁷ SIMMONS e RICHTER (1976, cit. por MIGÓN, 2006) referem a existência de três tipos de microfracturas: as desenvolvidas na superfície do grão, as intergranulares e as intragranulares.

¹⁸ DUFFAUT (1957) afirma que, em determinados casos, a meteorização se desenvolve e progride exclusivamente a favor da microfracturação.

com a acção dos glaciares) actuaram e actuam sobre estas superfícies, promovendo uma franca diversidade morfológica nas paisagens aqui presentes.

Consequentemente, o Noroeste português é caracterizado por paisagens peculiares, caracterizadas por um cortejo de elementos morfológicos, variados na forma e na dimensão, cuja génese e evolução se encontram relacionadas quer com as condições ambientais presentes ao longo dos tempos, quer com as características físicas, químicas e estruturais das rochas granitóides, marcando uma clara diferenciação relativamente aos elementos físicos de paisagens gerados noutros contextos litológicos (xistos, quartzitos, calcários...).

Assim, podemos identificar um diversificado conjunto de paisagens características das áreas graníticas: paisagens de “caos de blocos”, particularmente impressionantes nas vertentes íngremes do sector mais elevado de algumas serras; paisagens de relevos residuais, frequentes nos níveis aplanados superiores de algumas serras; alvéolos graníticos bem desenvolvidos; e os vales de fractura, elementos impressionantes que estruturam a paisagem minhota.

Associadas a estas paisagens estão as formas graníticas. A génese e evolução destas formas foi proporcionada por um conjunto de factores (de ordem climática, litológica e estrutural), interligados entre si, que se conjugaram para o aparecimento de uma enorme variedade de formas. Na sequência da sua análise (VIEIRA, 2008), considerámos a sistematização da morfologia granítica em três grupos principais (Quadro 6):

- as formas maiores, de dimensão decamétrica a quilométrica, nas quais incluímos as superfícies aplanadas (formas aplanadas) e os alvéolos graníticos (formas deprimidas);
- as formas de escala intermédia, que apresentam, no geral dimensões métricas, mas que poderão atingir dimensões decamétricas ou mesmo hectométricas, constituindo formas de transição entre os dois outros grupos, no qual integramos os diversos tipos de relevos residuais (formas salientes), como domos rochosos, *castle koppies* e *tors*, os caos de blocos, os blocos partidos e/ou isolados e as estruturas em lajes;
- as formas de pormenor, de dimensão centimétrica a decamétrica, para as quais estabelecemos uma sistematização mais complexa, baseada em critérios genéticos e estruturais, devido à maior variedade morfológica com que nos deparámos.

Quadro 6. Sistematização das formas graníticas na Serra de Montemuro (VIEIRA, 2008).

MORFOLOGIA GRANÍTICA	Formas maiores ou de pequena escala	Formas aplanadas		<ul style="list-style-type: none"> • Superfícies aplanadas
		Formas deprimidas		<ul style="list-style-type: none"> • Alvéolos
	Formas de escala intermédia ou variável	Formas salientes		<ul style="list-style-type: none"> • Domos rochosos • <i>Castle koppies</i> • <i>Tors</i> • Caos de blocos • Blocos graníticos, partidos e/ou isolados • Estruturas em lajes (<i>sheet structures</i>)
		De dimensão métrica a decamétrica, relacionadas com as fases finais da exumação do criptorelevo		<ul style="list-style-type: none"> • Paredes sobre-escavadas • Rochas pedestal • Pedras bolideiras
	Formas de pormenor ou de grande escala	De dimensão centimétrica a métrica, geneticamente relacionadas com uma fase posterior à exposição das superfícies	Sem relação evidente com a estrutura	<ul style="list-style-type: none"> • Pias • <i>Tafoni</i> • Caneluras • Estruturas alveolares
			Com relação evidente com a estrutura	<ul style="list-style-type: none"> • Pseudo-estratificação lineares • Fissuras poligonais • Outras formas

Este cortejo morfológico encerra um elevado conjunto de valores que, pelas suas características de originalidade, unicidade, beleza, representatividade e

espectacularidade, constituem uma mais valia para estes territórios, podendo, nalguns casos, ser elevados à condição de Património Geomorfológico e contribuir para o desenvolvimento de actividades enquadradas no âmbito do geoturismo.

9.2. Património geomorfológico

O elevado destaque que a temática do Património Geomorfológico adquiriu nesta última década ao nível das diferentes áreas do conhecimento que se relacionam com as Ciências da Terra proporcionou o desenvolvimento de inúmeros estudos sobre a temática. Também a percepção da necessidade de desenvolver estratégias de inventariação, preservação e divulgação, tem vindo a ser discutida por vários autores a nível internacional. Destacam-se os trabalhos desenvolvidos na Itália por M. Panizza e S. Piacente (PANIZZA e PIACENTE, 1993, 2003), na Suíça por Grandgirard, Reynard e Pralong (REYNARD e PANIZZA, 2005; REYNARD, 2005), na Espanha por SERRANO e TRUEBA (2005), só para citar alguns que maior alcance obtiveram pela pertinência das suas propostas.

Em Portugal, apesar das primeiras referências ao valor dos elementos geomorfológicos enquanto elementos patrimoniais se possa atribuir a RODRIGUES (1989), a REBELO *et al.* (1990) ou a CUNHA (1993), a introdução do conceito de Património Geomorfológico apenas foi feita, claramente, por PEREIRA (1995). Ao longo da década final do século XX e no início do século XXI, vários foram os autores que contribuíram para a discussão desta temática (PEREIRA, 1995, 2003; D. PEREIRA *et al.*, 2006; P. PEREIRA, 2006; P. PEREIRA *et al.*, 2004, entre muitos outros), no sentido da sua sistematização, avaliação e preservação, tendo contado também com a nossa contribuição (CUNHA e VIEIRA, 2004a, 2004b; VIEIRA, 2001, 2005/06, 2007, 2008; VIEIRA e CUNHA, 2004b, 2006, 2008).

A importância que adquiriu ao nível das associações de Geomorfologia, nomeadamente da Associação Internacional de Geomorfologia e mesmo da Associação Portuguesa de Geomorfologia, conduziu, inclusivamente, à nomeação de grupos de trabalho para o acompanhamento desta temática.

Dos vários contributos apresentados, pode-se concluir que os geomorfossítios ou os sítios geomorfológicos, considerados no seu conjunto como Património Geomorfológico (Figura 21), são elementos geomorfológicos constituídos por formas do relevo e depósitos correlativos, desenvolvidos a várias escalas, aos quais se atribui

um conjunto de valores (científico, estético, cultural, ecológico e económico) decorrentes da percepção humana. Estes elementos geomorfológicos, apresentando elevado valor patrimonial, devem ser objecto de protecção legal e promoção cultural, científico-pedagógica e para actividades de lazer, desporto e turismo.

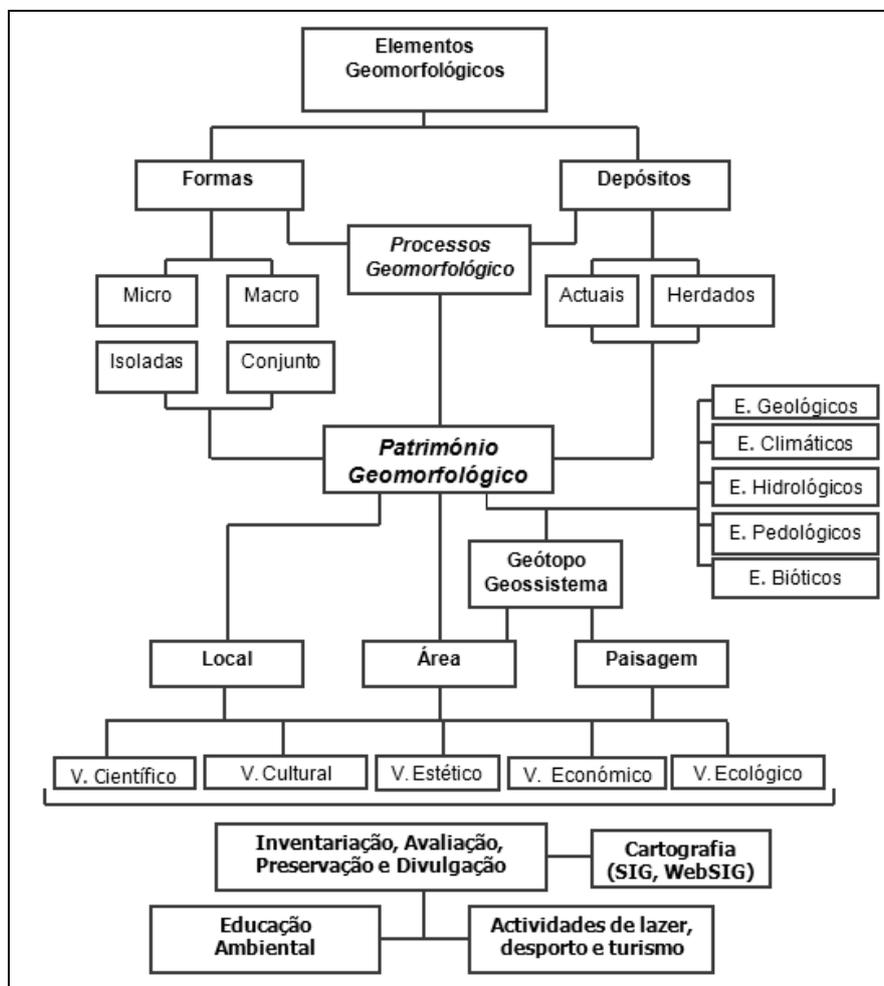


Figura 21. Esquema conceptual do Património Geomorfológico (VIEIRA, 2008)

Um aspecto relevante é aquele que se prende com a escala de análise, uma vez que diferentes escalas de análise, de apreciação e de classificação conduzem a diferenciações ao nível da valorização patrimonial, problemas de conservação diversos e modos de gestão distintos. Assim, os critérios para a classificação e avaliação do Património Geomorfológico não podem deixar de ter em conta a questão de escala, podendo, no nosso entender ser distinguidos três níveis diferenciados: um *nível elementar* (que talvez se possa chamar **local**), relacionado, em regra, com um único elemento geomorfológico (forma ou depósito) e com dimensão da ordem da dezena de

metros; um *nível intermédio* em que se combinam já vários elementos geomorfológicos (ao qual se atribuirá a designação de **área**), podendo integrar vários locais, e com uma dimensão da ordem da centena ou do milhar de metros, mas ainda susceptível de delimitação rigorosa; finalmente, um *nível geral*, mais amplo (que talvez seja o que melhor corresponde ao conceito de **paisagem** de base geomorfológica), que consiste numa articulação de elementos geológicos, geomorfológicos, bióticos e humanos e que apenas pode ser percebido, sempre de diferentes modos conforme o tipo de leitores, a partir de um ou mais miradouros ou pontos de observação. Neste caso, as dimensões consideradas são já, em regra, da ordem do quilómetro ou da dezena de quilómetros e os aspectos geomorfológicos são, quase sempre, associados, reforçados ou valorizados por aspectos bióticos e/ou humanos.

Esta diferenciação escalar parece-nos tanto mais importante quanto a definição de um nível escalar de paisagem, pela sua relevância no âmbito da promoção e divulgação deste tipo de Património.

A avaliação do Património Geomorfológico passa pela consideração de um conjunto de atributos de valorização, correspondentes ao valor que podemos atribuir a um elemento, do ponto de vista científico, estético, cultural, económico e/ou ecológico.

No entanto, a avaliação destes critérios constitui uma tarefa bastante subjectiva, dependente, em muitos casos, da apreciação pessoal dos elementos e dos condicionalismos culturais e ambientais. Neste sentido, tem vindo a privilegiar-se na análise do Património Geomorfológico uma aproximação semi-quantitativa, que permite quantificar os diversos parâmetros considerados, de forma a reduzir, de algum modo, a subjectividade inerente a este processo de avaliação.

Com base nos trabalhos por nós realizados anteriormente (VIEIRA e CUNHA, 2004b; CUNHA e VIEIRA, 2004b) e nas propostas de avaliação apresentadas por outros autores (PRALONG, 2006; SERRANO e TRUEBA, 2005; TRUEBA, 2006; PEREIRA, 2006), procedemos à definição dos valores a ter em consideração no processo de avaliação dos elementos geomorfológicos, determinando, dentro deles, os critérios que nos parecem mais indicados para a sua valorização (VIEIRA, 2008).

Consequentemente, elegemos os diversos valores apontados anteriormente como indispensáveis para este processo, nomeadamente o valor científico, o valor cultural, o valor económico, o valor estético e o valor ecológico, acrescentando, ainda uma componente, utilizada por SERRANO e TRUEBA (2005), TRUEBA (2006) e também por PEREIRA (2006), que consideramos importante, o valor de uso.

Para cada um deles definimos os parâmetros de avaliação, valorados numa escala de 0 a 1, adequada de acordo com as características de cada critério.

A avaliação final resulta da relação entre três indicadores agregados: o Valor Intrínseco, correspondente ao valor científico; o Valor Adicional, correspondente à aglutinação entre os valores cultural, económico, estético e ecológico; e o Valor de Uso.

O facto de considerarmos o valor científico separadamente dos demais valores, apresentando, desta forma, um peso acrescido relativamente aqueles integrados no Valor Adicional, justifica-se pelo facto de ser este processo de valorização patrimonial forçosamente baseado numa avaliação das características geomorfológicas dos elementos e, por isso, ser necessário, essencialmente, ter em consideração a presença de argumentos de cariz científico (geomorfológico) que sustentem o seu valor enquanto património.

Quanto ao Valor de Uso, o seu peso relativo reflecte a necessidade de preservação e também de promoção dos elementos patrimoniais considerados, ou seja, a necessidade de uma gestão sustentada e articulada deste tipo de património, indispensável para a sua protecção mas também para a sensibilização e divulgação da sua importância patrimonial.

Quadro 7. Quadro síntese exemplificativa da avaliação do Património Geomorfológico

Nº	Nome	Tipo	Valorização			
			V. Intrínseco	V. Adicional	V. Uso e Gestão	Total
PG01	Geomorfossítio A	Paisagem	4,08 (0,68)	6,99 (0,53)	3,5 (0,7)	0,64
PG02	Geomorfossítio B	Paisagem	3,75 (0,63)	4,67 (0,36)	3,5 (0,7)	0,56
PG03	Geomorfossítio C	Área	4,17 (0,70)	2,17 (0,17)	3,5 (0,7)	0,52
PG04	Geomorfossítio D	Paisagem	4,17 (0,70)	6,83 (0,53)	3,5 (0,7)	0,64
PG05	Geomorfossítio E	Área	3,5 (0,58)	2,17 (0,17)	4 (0,8)	0,52
PG06	Geomorfossítio F	Local	3,5 (0,58)	5,5 (0,42)	3 (0,6)	0,53

Tendo em consideração o âmbito espacial desta viagem de estudo, procedemos à identificação de um conjunto de elementos geomorfológicos, desenvolvidos a diversas escalas, e procedemos à identificação das suas potencialidades, tendo em conta os critérios pré-definidos para a avaliação do Património Geomorfológico (VIEIRA, 2008).

Iniciando esta análise pelos elementos geomorfológicos que se enquadram, do ponto de vista da escala de análise, no nível da paisagem, são particularmente espectaculares, e muito frequentes no NW de Portugal, os vales de fractura, especialmente os desenvolvidos em substrato granítico.

Os Vales de Fractura (ou de linha de falha) em áreas graníticas, constituem uma característica marcante das paisagens graníticas, relacionados com a exploração, por parte dos cursos de água, das fragilidades estruturais das rochas granitóides provocadas para fracturação. Condicionam de forma significativa a rede de drenagem e favorecem uma evolução do modelado muito característica, produzindo uma forte compartimentação dos volumes montanhosos presentes nesta região.

Um exemplo deste tipo de estrutura é o vale de fractura do Rio Caldo (Figura 22 e Fotografias 12 e 13), que teve um papel fundamental e condicionador da evolução geomorfológica da área que influencia.

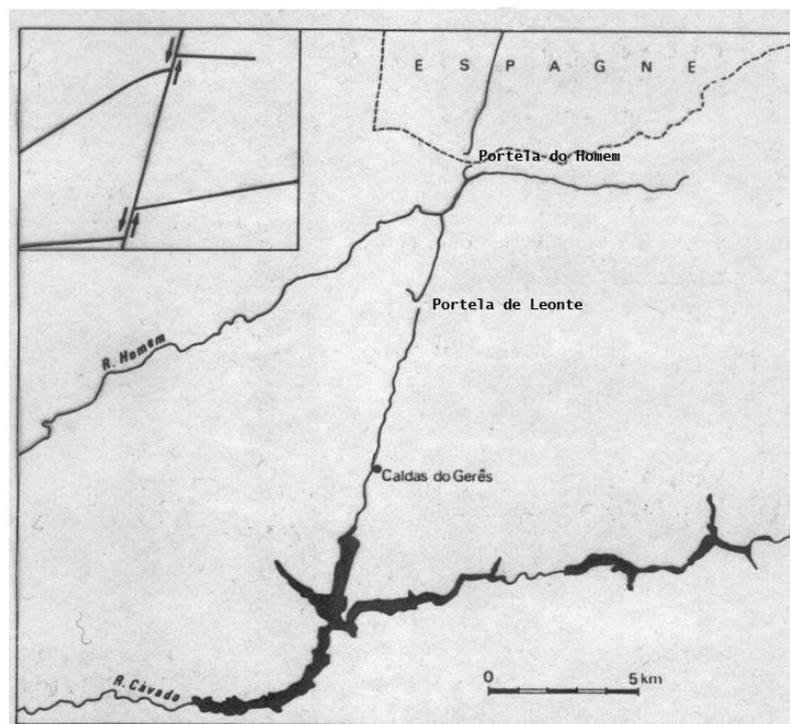


Figura 22. Esboço do controlo estrutural dos Rios Homem e Caldo (afluentes do Rio Cávado) Fonte: COUDÉ-GAUSSSEN, 1981

Do ponto de vista da sua valorização, salientamos o seu valor científico, estético e ecológico. A partir destes elementos geomorfológicos podemos observar a influência da estrutura na evolução morfológica, permitindo identificar com clareza as zonas de fragilização dos maciços graníticos e actuação preferencial dos processos de erosão. Além destes aspectos, são espaços de excelência para a observação de bem conservadas galerias ripícolas, caracterizadas por um importante valor ecossistémico. Acrescente-se o seu valor estético proporcionado pela presença de elevada beleza paisagística.



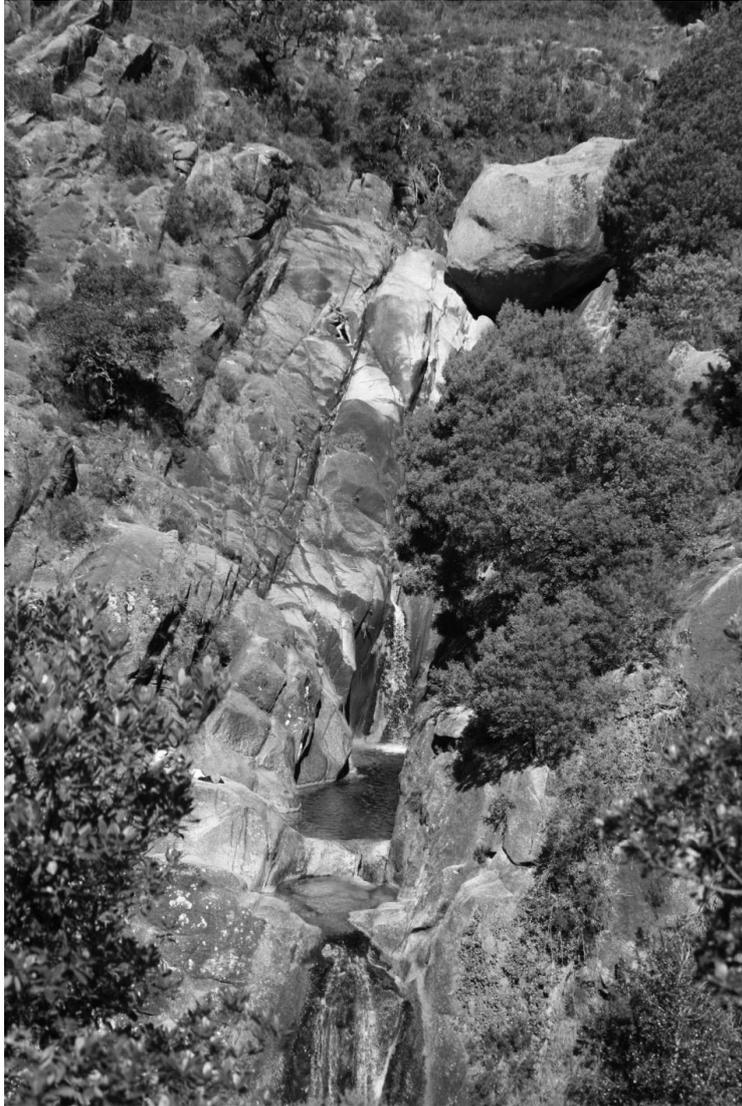
a)



b)

Fotografias 12 e 13. Vale de fractura do Rio Caldo (direcção tardi-hercínica) – a) vista a partir do miradouro da Pousada de S. Bento b) vista a partir do miradouro da Pedra Bela.

Uma outra forma de exploração da fragilidade tectónica dos maciços graníticos por parte das linhas de água, também frequente no NW de Portugal, é o desenvolvimento de quedas de água, rupturas de declive nalguns casos bastante acentuadas, resultando em elementos morfológicos de elevada espectacularidade. É o caso das quedas de água do Arado (Fotografia 14).



Fotografia 14. Quedas de água do Rio Arado (pormenor)

Descendo na escala de análise, ao nível da área, correspondente às formas graníticas de escala intermédia ou a um núcleo de formas com dimensão espacial superior à dezena de metros, podemos identificar um conjunto variado de formas que, de um modo geral, comungam dos mesmos valores. Incluímos, então, neste grupo os Domos Rochosos, “Castle Koppie” e “Tors”.

Estas formas apresentam, essencialmente um valor científico e estético, que se justifica pela sua importância na compreensão dos processos que contribuem para a elaboração das características paisagens graníticas de formas salientes, relacionadas com os processos de génese e evolução do criptorelevo, sob mantos de alteração. Poderão apresentar, também, um maior ou menor valor ecológico, decorrente da sua utilização por espécies animais como local de nidificação, ocupação ou refúgio.

Nas Serras da Peneda e do Gerês os Domos Rochosos são conhecidos por Medas, enquanto os “Castle Koppie” se designam de Borrageiros. São vários os exemplos que aí encontramos, de dimensões diversas, como se pode observar pelas fotografias 15, 16 e 17.



Fotografias 15 e 16. Medas na Serra da Peneda (em cima) e do Gerês (em baixo).

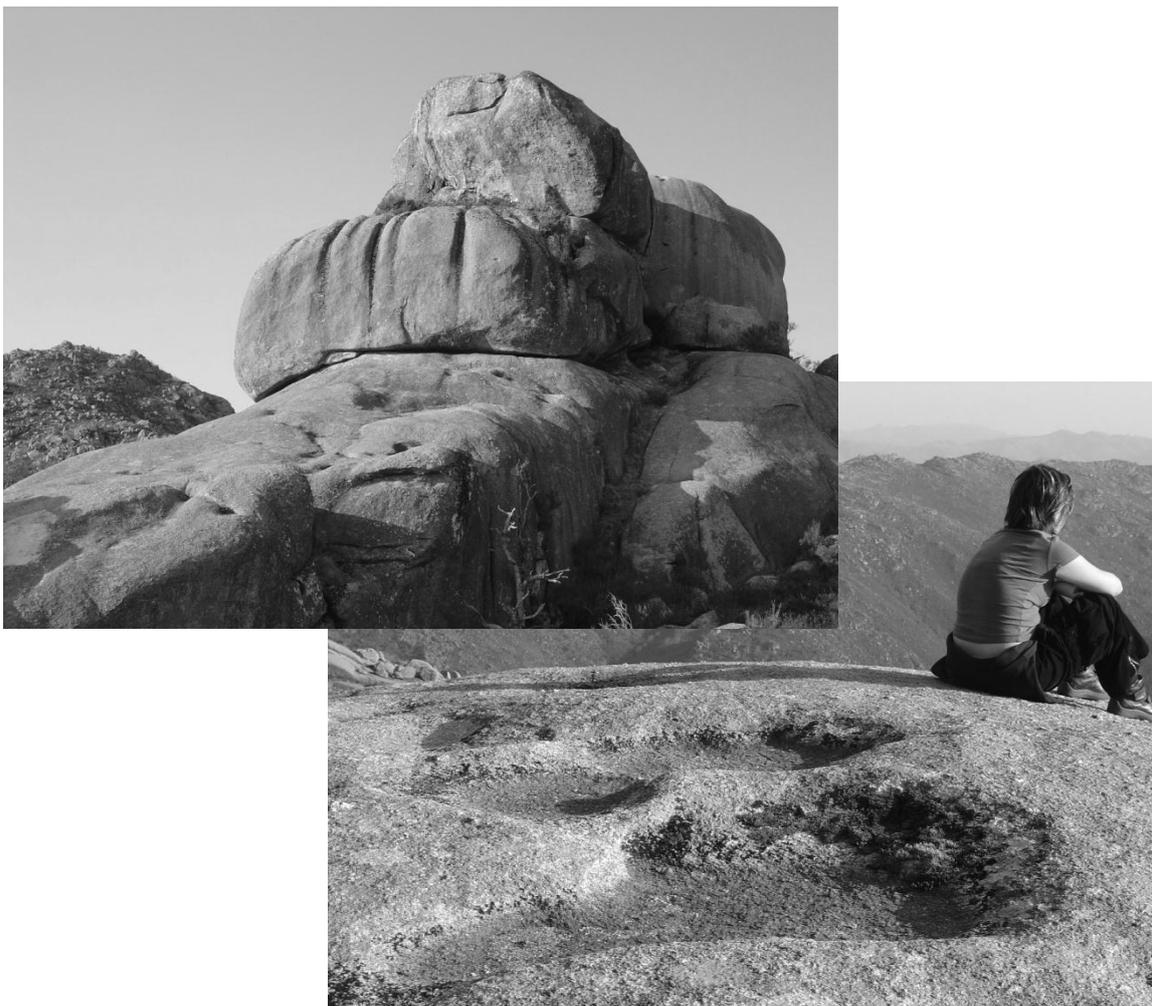


Fotografias 17. Borrageiro na Serra do Gerês.

Por fim, a nível local, relativo a um único elemento geomorfológico ou a um núcleo restrito com dimensão espacial da ordem da dezena de metros, enquadrámos as formas graníticas de pormenor, nomeadamente as Pias, Tafoni, Pseudo-estratificação e outras formas de pormenor (Fotografias 18 e 19), bem como os Depósitos e outras formações superficiais relevantes.

No que diz respeito às formas graníticas de pormenor, o seu valor essencialmente científico decorre da sua utilidade na compreensão dos processos relacionados com a evolução das formas em litologia granítica, após a sua exposição à superfície, em função dos processos de meteorização.

O estabelecimento de acções de estudo, inventariação e classificação ou sistematização do património geomorfológico e a prossecução de uma política de preservação não são suficientes para a efectiva conservação e consciencialização, por parte da sociedade, para este tipo de património. Um aspecto fundamental é o desenvolvimento de estratégias que potenciem iniciativas de divulgação e sensibilização, quer junto do público em geral, quer dirigida a públicos específicos, nomeadamente a população estudantil, mais aberta a este tipo de iniciativas e com uma capacidade de interiorização de mensagens de carácter ambiental mais elevada.



Fotografias 18 e 19. Formas de pormenor na Serra da Peneda: caneluras (em cima) e pias (em baixo).

Parece-nos, então, de importância vital o desenvolvimento de estratégias de sensibilização e educação que passem por uma integração destes conteúdos nos currículos disciplinares, pela implementação de centros de interpretação natural ou ambiental, com infra-estruturas de apoio ao público, pela concepção e implementação de percursos educativos e turísticos (pedestres, todo-o-terreno...), pelo desenvolvimento de visitas guiadas, asseguradas por técnicos com adequada capacidade e formação científica, pela dotação dos espaços em que se enquadram os elementos patrimoniais de condições de identificabilidade e informação, como seja a implantação de elementos estáticos descritivos (descritores de paisagem ou de elementos), entre outras medidas que proporcionem o fácil acesso ao património geomorfológico e a informações significativas e úteis a seu respeito.

10. Bibliografia

- ARAÚJO, Maria A. (1985) - Linhas Gerais de uma Nova Metodologia do estudo do Litoral. Revista da faculdade de Letras – Geografia, Porto, 1ª série, vol. 1, p. 75-85
- ARAÚJO, Maria A. (2000) - A Evolução do Litoral em Tempos Históricos: a Contribuição da Geografia Física. O Litoral em perspectiva Histórica (séc. XVI-XVIII) – FLUP, Porto, 1-15.
- ARAÚJO, Maria A. (2002) - Relative Sea Level, Diastrophism and Coastal Erosion: the Case of Espinho (Portuguese NW Coast). Actas do 6º Simpósio Internacional – Littoral 2002. The Changing Coast. EUROCOAST/EUCC, Porto, Portugal, vol. 3, 125-132.
- BAPTISTA, Paulo; BASTOS, Luísa (2004) - Impacte Morfodinâmico de uma Obra de Protecção Costeira: o Quebra-Mar da Aguda. 4ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, 2p.
- BAPTISTA, Paulo R.E.B. (2006) - O Sistema de Posicionamento Global Aplicado ao Estudo de Litorais Arenosos. Dissertação de Doutoramento apresentado à Universidade de Aveiro (não publicada), 278 p.
- BARBOSA, J. et. al (2003) - Indicators of A Gis-Based Aerial Images Analysis of the Portuguese Northwest Coastal Dynamics. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, 7 p.
- BENTO GONÇALVES, A. J. (2006) - "Geografia dos incêndios em espaços Silvestres de Montanha – o caso da serra da Cabreira". Tese de Doutoramento, Instituto de Ciências Sociais da Universidade do Minho, Braga, 438 p. + VI anexos.
- BIRD, Eric C.F. e KOIKE, Kazuyuki (1986) - Man's Impact on Sea-Level Changes: A Review. Journal of Coastal Research, SI (1): 83-88.
- BREWSTER, Leo F.S. (2002) - The Development of a Comprehensive Littoral Vulnerability Assessment Approach for a Small Island Developing State: A Case Study for Barbados. Actas do 6º Simpósio Internacional – Littoral 2002 - The Changing Coast. EUROCOAST/EUCC, Porto, Portugal, 189-198.

- CARDOSO, António A. (2005) - Padrões de Ocupação do Solo em Áreas de Risco. Dissertação de Mestrado em Gestão de Riscos Naturais apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 24-34.
- CARVALHO, A. M. Galopim (1999) – Geomonumentos. Lisboa.
- CARVALHO, A. M. Galopim (2003) - A Geologia e os “Mitos” sobre as Mudanças Globais e as da Zona Costeira (O Realismo Ignorado por Decisores e Gestores de Recursos Naturais e Pelas Populações Costeiras). Geonovas, Associação Portuguesa de Geólogos, (17): 5-20.
- CARVALHO, G. Soares (1995) - A História Geológica da Zona Costeira de Espinho nos Últimos 30 000 anos. In Actas do 1º Encontro de história Local de Espinho, Câmara de Espinho, p.
- CARVALHO, G. Soares et al (2002) - New Data and New Ideas Concerning Recent Geomorphological Changes in the NW Coastal Zone of Portugal. Actas do 6º Simpósio Internacional – Littoral 2002. The Changing Coast. EUROCOAST/EUCC, Porto, Portugal, vol.2, 399-410.
- CARVALHO, G. e GRANJA, Helena (s.d.) - Realismo e Pragmatismo: Uma Necessidade para o Aproveitamento dos Recursos Naturais da Zona Costeira (O Exemplo da Zona Costeira do Noroeste de Portugal), Departamento Ciências da Terra, Universidade do Minho – Braga, 25-66.
- CARVALHO, G.; GRANJA, H.; LOUREIRO E. e HENRIQUES R. (2006) - Late Pleistocene and Holocene environmental changes in the coastal zone of northwestern Portugal. Journal of Quaternary Science, 21 (8), p. 859-877.
- CARVALHO, J. J. R., BARCELÓ, J. P. (1966) - Agitação Marítima na Costa Oeste de Portugal Metropolitano - Contribuição Para o Seu Estudo. Memória n.º 290, Ministério das Obras Públicas, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 34 p.
- CEHIDRO - Centro de Estudos de Hidrossistemas (1998) - Carta de Risco do Litoral – Notícia Explicativa – Trecho 2: Foz do Douro – Nazaré. Instituto Superior Técnico, Lisboa: 13 p.
- CHAMINÉ, H.G.I.O. (2000) - Estratigrafia e Estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): Implicações Geodinâmicas. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto.

- COELHO, C. (2005) - Riscos de Exposição de Frentes Urbanas para Diferentes Intervenções de Defesa Costeira. Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Aveiro, 404 p.
- CORDEIRO, A. R. (1986) – Nota preliminar sobre as formas e formações periglaciares na Serra da Freita, *Cadernos de Geografia*, 5, Coimbra, p. 161-172.
- CORDEIRO, A. R. (1988) – Evolução das vertentes da Serra da Freita no Quaternário recente, *Cadernos de Geografia*, 7, Coimbra, p. 87-133.
- CORDEIRO, A. R. (1990) – O depósito de Varzielas (Serra do Caramulo): contribuição para o estudo do Tardiglacial Würmiano em Portugal, *Cadernos de Geografia*, 9, Coimbra, p. 49-60.
- CORDEIRO, A. M. Rochette (2004) – Dinâmicas de vertentes em Montanhas Ocidentais do Portugal Central. Diss. Doutoramento, FLUC, Coimbra, 562 p.
- CORREIA, A. V. e OLIVEIRA, A. C. (2003) – Principais espécies florestais com interesse para Portugal. Zonas de influência atlântica. Estudos e Informação nº 322, DGF, Lisboa, 187 pp.
- COSTA, F. S. (1998) – *A importância dos processos morfogenéticos actuais no ordenamento urbano – O caso de Amarante*, Dissertação de Mestrado, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto.
- COSTA, F. S. (1998) – “O rio e a cidade: contributo para o estudo da qualidade ambiental do rio Tâmega na sua passagem pelo centro urbano de Amarante”, *Revista da Faculdade de Letras – Geografia, I Série, Vol. XV/XVI*, Universidade do Porto, Porto, p. 79-95.
- COSTA, F. S. (1998) – “A geografia no contributo à gestão e ao planeamento físico da cidade – o caso de Amarante”, *InforGeo, 12 & 13* “A interdisciplinaridade na Geografia Portuguesa: novos e velhos desafios”, Edições Colibri e Associação Portuguesa de Geógrafos, Lisboa, p. 275-280.
- COSTA, F. S.; CARVALHO, S. M. T. (2009) – “Amarante e o rio Tâmega: uma breve retrospectiva segundo a imprensa escrita local no período 1960-2000”, *Actas do II Congresso Histórico de Amarante, Vol. I “Política, Sociedade e Cultura”*, Amarante, p. 105-121.
- COSTA, F. S. (2009) - “As grandes cheias de Amarante: fatalidade, aleatoriedade e incerteza”, *Actas do II Congresso Histórico de Amarante, Vol. I “Política, Sociedade e Cultura”*, Amarante, p. 123-139

- COSTA, F. S. (2009a) – “Risco de inundação na cidade de Amarante (Norte de Portugal): contributo metodológico para o seu estudo”, *Territorium n.º 16*, Revista da Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança, Coimbra, p. 99-111.
- COSTA, J. C., AGUIAR, C., CAPELO, J. H., LOUSÃ, M. e NETO, C. (1998) – “Biogeografia de Portugal Continental”, Quercetea, Vol. 0, ALFA e FIP, Lisboa, p. 5-56.
- COSTA, Mariana; SILVA, Raquel e VITORINO, João (2001) - Contribuição para o Estudo do Clima de Agitação Marítima na Costa Portuguesa. 2as. Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária, Associação Internacional de Navegação – Sines, 20 p.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. (1981) - Les Serras da Peneda et Gerês, Memórias, CEG, n.º 5, Lisboa, 254 p.
- CROWELL, Mark; LEATHERMAN, Stephen e BUCKLEY, Michael (1991) - Historical Shoreline Change: Error Analysis and Mapping Accuracy. *Journal of Coastal Research, Florida*, 7 (3): 839-852.
- CUNHA, Lúcio (1993) – “A paisagem cársica das Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Alguns argumentos a favor da sua protecção”. *ALGAR-Bol. Soc. Port. Espeleologia*, nº 4, Lisboa, pp. 3-12.
- CUNHA, Lúcio e VIEIRA, António (2004a) – “Geomorfologia, património e actividades de lazer em espaços de montanha. Exemplos no Portugal Central”. In *Actas do III Seminário Latino-americano de Geografia Física*, CD-Rom, GMF016, Puerto Vallarta.
- CUNHA, Lúcio e VIEIRA, António (2004b) – “Património geomorfológico, recurso para o desenvolvimento local em espaços de montanha. Exemplos no Portugal Central”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 21/23, 2004, pp. 15-28.
- DAVEAU, S. (1973) – Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal, *Finisterra*, 15 (VIII): p. 5-47, C.E.G., Lisboa
- DAVEAU, S. (1978) – Le périglaciaire d'altitude au Portugal, *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Association Géographoque d'Alsace, Strasbourg, p.63-78.
- DAVEAU, S. (1985) – Mapas Climáticos de Portugal – Nevoeiro, Nebulosidade e Contrastes Térmicos, Memórias nº 7, C.E.G. Lisboa, 84 pp.

- DAVEAU, S. (1988) – Progressos recentes no conhecimento da evolução holocénica da cobertura vegetal, em Portugal e nas regiões vizinhas, *Finisterra*, 45 (XXIII), Lisboa, pp – 101-115.
- DAVEAU, S. (1995) – Portugal Geográfico, Edições João Sá e Costa, Lisboa, 221 pp.
- DIAS, J. (1949) – *Minho, Trás-os-Montes, Haut-Douro*, Congrès International de Géographie, Lisboa, 1949.
- DIAS, J.A. e TABORDA, Rui (1988) - Evolução Recente do Nível Médio do Mar em Portugal. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 9: 83- 97.
- DIAS, J.A. (1990) - A Evolução Actual do Litoral Português. *Geonovas*, Lisboa, 11:15-28.
- DIAS, João e TABORDA, Rui (1992) - Tidal Gauge Data in Deducing Secular Trend of Relative Sea Level and Crustal Movements in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 8 (3): 655-659.
- DIAS, J.A.M.; FERREIRA, Ó. e PEREIRA, A.R. (1994) - Estudo Sintético de Diagnóstico da Geomorfologia e da Dinâmica Sedimentar dos Troços Costeiros entre Espinho e Nazaré. Edição electrónica (2005): <http://w3.ualg.pt/~jdijs/JAD/ebooks>.
- DIAS, J.A.; RODRIGUES, A. e MAGALHÃES, F. (1997) - Evolução da Linha de Costa, em Portugal, desde o Último Máximo Glaciário até à Actualidade: Síntese dos Conhecimentos. *Estudos do Quaternário, APEQ-Lisboa*, I: 53-99.
- DIAS, J.A.; BERNARDO, P. e BASTOS, R. (2002) - The Occupation of the Portuguese Littoral in 19th and 20th Centuries. *Littoral 2002, Porto-Portugal*, vol. 3, 22-26.
- DIAS, J.A. (s.d.). A Evolução Actual do Litoral Português. *I.H.*, 15-28.
- DOMÍNGUEZ, L.; ANFUSO, G. e Garcia, F.J. (2005) - Vulnerability Assessment of a Retreating Coast in SW Spain. *Environ Geol*, 47: 1037-1044.
- EUROSION – Viver com a Erosão Costeira na Europa – Sedimentos e Espaço para a Sustentabilidade (2006) - Serviço das Publicações Oficiais das Comunidades Europeias, p.40.
- FERNANDES, A. P. - (1960) - “O vale de fractura de Fornelo - Padronelo - Amarante”, *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências*, 8 (2), Lisboa, p. 139-147.
- FERREIRA, José e LARANJEIRA, Maria (s.d.) - Avaliação da Vulnerabilidade e Risco Biofísico em Áreas Litorais Sob Pressão Antrópica - Contributo Metodológico para uma Gestão Ambiental. *GEOINOVA*, 2: 153-170.

- FERREIRA, N., IGLESIAS, I, NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L. (1987) – “Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico”, Libro Homenage a L. C. Garcia de Figueirola, Ed. Ruela, Madrid, p. 37-51.
- FERREIRA, Óscar et. al (1990) - Sea-Level Rise, Sediment Input and Shoreline Retreat: The Case of Aveiro - Cabo Mondego (Portugal). Littoral 1990 (Symp. Intern. Assoc. EUROCOAST), Marselha, p.314-318.
- FERREIRA, Óscar (1993) - Caracterização dos Principais Factores Condicionantes do Balanço Sedimentar e da Evolução da Linha de Costa entre Aveiro e o Cabo Mondego. Tese de Mestrado Univ. Lisboa, Lisboa, (não publicada) 168p.
- GARCIA, T. et al. (2005) - Coastal hazards representation for Praia do Barril (Algarve, Portugal). Journal of Coastal Research, Special Issue 49, pp. 28-33.
- GARMENDIA, M. C. P. (1988) – *Dynamique de vegetation tardiglaciaire et holocene du Centre-Nord de l’Espagne d’après l’analyse pollinique*, Thèse en Sciences, spéc. Paleoécologie, de l’Université d’Aix-Marseille III.
- GOMES, Pedro T.; BOTELHO, Ana C. e CARVALHO, G. Soares (2002) - Sistemas Dunares do Litoral de Esposende. Ciência Viva, Universidade do Minho, p.112.
- GOMES, P. T. & BOTELHO, A. (2004) – “Minho, Unidade Biogeográfica?” *Área*, 4, GeoPlanUM, Guimarães, p. 47-58.
- GOMES, S. A. L.; COSTA, F. S. (2004) - “As cheias urbanas em Amarante - o caso da cheia do rio Tâmega em 2001”, *Actas do 7º Congresso da Água*, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 2004, 14 p.
- GRANJA, H.M. (1996) - Some Examples of Inappropriate Coastal Management Practice in Northwest Portugal, in Jones, Healy e Williams (orgs.), *Studies in European Coastal Management*. Samara Publishing Limited-Cardigan: 121-128.
- GRANJA, H.M. (1999) - Evidence for late Pleistocene and Holocene Sea-level, Neotectonic and Climate Control en the Coastal Zone of Northwest Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, Kluwer Academic Publishers-Netherlands, 77: 233-245.
- GUILLEN, Y. et al. (1978) – Les climats et les hommes en Europe et en Afrique septentrional de 28 000 BP à 10 000 BP, *Bull. Assoc. Fr. Etud. Quatern.*, 4 (15), p. 187-193.
- JORDA, M. (1980) – Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute Provence depuis le Tardiglaciaire: facteurs naturels et facteurs anthropiques, *Bull. Assoc. Géog. Fr.*, p. 75-81.

- KAZAKOS, Wassilios (2004) - Metadata in Coastal Areas – Perspectives and Experiences. *Coastline Reports*, 2: 245-250.
- LADURIE, E. le ROY, (1983) – *Histoire du climat depuis l’an mil*, Flammarion, Paris.
- LEMA, P. B. e REBELO, F. (1996) – Geografia de Portugal, Meio Físico e Recursos Naturais, Universidade Aberta, 447 pp.
- LNEC (1996) - Instalação de uma Monobóia para Descarga de Petróleo Bruto para a Refinaria do Porto, Caracterização das Condições Naturais – Relatório Final. Relatório 172/96 – NPP, Laboratório Nacional de Engenharia Civil.
- MCLAUGHLIN, S.; MCKENNA, J. e COOPER, J. A. G. (2002) - Sócio-economic Data in Coastal Vulnerability Indices: Constraints and Opportunities. *Journal of Coastal Research*, Irlanda, SI (36): 487-497.
- MEIER, Mark e WAHR, John (2002) - Sea Level is Rising. Do We Know Why, *PNAS*, 99 (10): 6524-6526.
- NONN, H. (1966) – *Les régions côtières de la Galice (Espagne): Étude geomorphologique*, Thèse Lettres, Pub. Fac. Lettres, Univ. Strasbourg, Strasbourg.
- NORONHA, F.(2000) - Enquadramento Geológico da Região do Porto. In: XX Curso de Actualização de Professores de Geociências, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto/Associação Portuguesa de Geólogos, p.1-4.
- OLIVEIRA, I. B. Mota et. al (1982) - Littoral Problems in the Portuguese West Coast. *Coastal Engineering*, 3: 1950-1969.
- OLIVEIRA, I. B. M. (1997) - Proteger ou Não Proteger ou Sobre a Viabilidade de Diferentes Opções Face à Erosão da Costa Oeste Portuguesa. *Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal*. Associação EUROCOAST-PORTUGAL, Porto, pp. 205-227.
- OLIVEIRA, Sérgio M. C. (2005) - Evolução Recente da Linha de Costa no troço Costeiro Forte Novo – Garrão (Algarve). Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 115 p.
- PANIZZA, M. e PIACENTE, S. (1993) – “Geomorphological assets evaluation”. *Zeitschrift fur Geomorphologie*. N. F., Suppl. BD. N° 87, pp. 13-18.
- PANIZZA, M. e PIACENTE, S. (2003) – *Geomorfologia culturale*. Pitagora Editrice, Bologna, 350 p.
- PASKOFF, R. (1985) - *Les Littoraux –Impact des Aménagements sur leur Évolution*. Masson, Paris,185.

- PEDROSA, A. (1989^a) - As vertentes na área de S. Miguel-o-Anjo. Contributo para o estudo da sua evolução, *Revista da Faculdade de Letras-Geografia*, I série, vol. V, Porto, pp. 83 - 170.
- PEDROSA, A. (1989^b) - A Importância do Frio na Evolução das Vertentes na área de S. Miguel-o-Anjo, *Cadernos de Geografia*, nº 8, IEG, Coimbra, 1989 p. 199-207.
- PEDROSA, A. (1991) - Um caso particular de erosão dos granitos na Serra do Marão, *Cadernos de Geografia*, nº 10, Coimbra, IEG, 1991, p. 537-549.
- PEDROSA, A. (1992) - Alguns processos erosivos: o exemplo de um pequeno afloramento granítico da Serra do Marão in Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe, O Castro, nº 17, 1992, 107-120.
- PEDROSA, A. (1993) – *Serra do Marão: Estudo de geomorfologia*, Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade. do Porto, Porto.
- PEDROSA, A. (1994^a) – Contributo para o conhecimento da dinâmica geomorfológica das serras do Norte de Portugal. O exemplo da serra do Marão, *Rurália*, Arouca, p. 69-90.
- PEDROSA, A. (1994^b) – As actividades humanas e os processos morfológicos. O exemplo da Serra do Marão, *Territorium*, Coimbra, p. 23-34.
- PEDROSA, A. (1994^c) - O Periglacial no Norte de Portugal: O estado actual dos conhecimentos, *Periglacialismo en la Península Ibérica, Canaria y Baleares, Granada*, p. 55 - 73.
- PEDROSA A. (2001) - Movimentos em massa e ordenamento do território, in *Actas do II Seminário sobre Recursos Naturais, Ambiente e Ordenamento do Território*, Vila Real , CF-7-11.
- PEDROSA, A; MARQUES, B. Serpa (1994) - Man's action and slope erosion: A case study in Tâmega Basin (1981), *Territorium*, 1, Coimbra, p. 23-34.
- PEDROSA, A.; PEREIRA, Andreia (2008) - A Geografia e as Novas Estratégias de Desenvolvimento de Territórios Periféricos, in edição especial da revista *Geografia. Ensino & Pesquisa* (Anais do V Seminário Latino – Americano e I Ibero-Americano de Geografia Física – Eixo 2), 12 (1), ISSN 0103 – 1538, Santa Maria, RS – Brasil, pp. 151-178. <http://www.pluridoc.com/Site/FrontOffice/default.aspx?module=Files/FileDescription&ID=2520&state=SH>.
- PEDROSA, A. *et. al.* (1995) – Covelo do Gerês: Contribuição para o estudo dos movimentos de massa no Norte de Portugal, *Territorium*, 2, Coimbra, p. 21-32.

- PEDROSA, F.; COSTA, F. S.(1999) – “As cheias do rio Tâmega. O caso da área urbana de Amarante”, *Territorium* n.º 6, Coimbra, p. 249-78.
- PEDROSA, A. *et. al.* (2001) – Metodologia para o estudo dos ravinamentos, *Metodologias de Estudo de Processos de Erosão*, FLUP, Porto, p. 85-98.
- PEDROSA, A.; LOURENÇO, L.; FELGUEIRAS, J. (2001) – Movimentos em massa: exemplos ocorridos no Norte de Portugal *Revista Técnica e Formativa da Escola Nacional de Bombeiros*, Ano 5, nº 17, p. 25-39
- PEDROSA, A; MARTINS Bruno M. (2001) - Os movimentos em massa e os depósitos de vertente em áreas metassedimentares: alguns exemplos no Norte de Portugal in *Actas do II Seminário sobre Recursos Naturais, Ambiente e Ordenamento do Território*, Vila Real, CO-161-169.
- PEDROSA, A, *et.al.* (2004) - – Processos de erosão acelerada na Região Demarcada do Douro: um património em risco in *Actas do 2º Encontro Internacional: História da vinha e do vinho no vale do Douro, Estudos Documentos 17*, Porto, Vila Real, Régua, S. João da Pesqueira, Instituto dos Vinhos do Douro e Porto, Universidade do Porto, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Outubro, pp 213-235.
- PEDROSA, A. *et al.* (2007) - Quaternary evolution of the Serra do Marão and its consequences in the present dynamics, *Territorium, Revista da Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança*, nº14, pp. 33-43.
<http://www.pluridoc.com/Site/FrontOffice/default.aspx?module=Files/FileDescription&ID=2539&state=SH>.
- PEDROSA, António e FREITAS, Cacilda (in review) - The human impact on the Espinho-Paramos coast in the 20th century. *Journal of Iberian Geology*.
- PEREIRA, Ana Ramos (1995) – “Património Geomorfológico no litoral sudoeste de Portugal”. *Finisterra*, vol. XXX, 59-60, Lisboa, pp. 7-25.
- PEREIRA, Ana Ramos (2003) – ““Dunas consolidadas” em Portugal - património geomorfológico e indicador ambiental”. III Seminário Rec. Geol. Ambiente e Ord. Ter., Dep. Geol. - UTAD, Vila Real, pp. 273-282.
- PEREIRA, Diamantino; PEREIRA, Paulo; ALVES, M. I. C. e BRILHA, José (2006) – “Inventariação temática do património geomorfológico português”. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Vol. 3, APGeom, Coimbra, pp. 155-159.

- PEREIRA, Eurico Sousa (1987) - *Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica*, Tese de doutoramento, FCUL, Lisboa, 274p.
- PEREIRA, Eurico (1989) – *Carta Geológica de Portugal - Notícia explicativa da folha 10-A (Celorico de Basto)*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- PEREIRA, Eurico; RIBEIRO, António (1983) – Tectónica do sector noroeste da Serra do Marão, *Comnu. Serv. Geol. Portugal*, t.69, fasc.2, pp – 283-290.
- PEREIRA, Paulo (2006) – Património geomorfológico: conceptualização, avaliação e divulgação. Aplicação ao Parque Natural de Montesinho. Diss. Doutoramento, Universidade do Minho, Braga, 370 p.
- PEREIRA, P., PEREIRA, D. I. & ALVES, M. I. C. (2004) – “Património geomorfológico: da actualidade internacional do tema ao caso português”. Actas do V Cong. da Geografia Portuguesa, APG-Dep. Geografia da Universidade do Minho, Guimarães, CD-Rom.
- PRALONG, Jean-Pierre (2006) – Géotourisme et utilisation de sites naturels d'intérêt pour les sciences de la Terre. Diss. Doutoramento, Travaux et Recherches, n° 32, Université de Lausanne, Lausanne, 224 p.
- REBELO, F. (1975) – *Serras de Valongo: estudo de Geomorfologia*, Suplementos de Biblos, 9, Coimbra.
- REBELO, F. (1986) – Modelado periglacial de baixa altitude em Portugal, *Cadernos de Geografia*, 5, Coimbra, p. 127-137.
- REBELO, Fernando, CUNHA, Lúcio & ALMEIDA, A. Campar de (1990) – “Contribuição da Geografia Física para a inventariação das potencialidades turísticas do Baixo Mondego”. *Cadernos de Geografia*, n° 9, I.E.G., Coimbra, pp. 3-34.
- REBELO, F; PEDROSA, A (1993) - Novas observações sobre depósitos relacionados com o frio na área de Valongo - S. Miguel-o-Anjo, *El Cuaternario en Espana y Portugal*, volume II, Madrid, p. 501-504.
- REBELO, V. (2007) - *A importância do Estudo dos Riscos Geomorfológicos no Ordenamento do concelho de Vieira do Minho*, dissertação de mestrado em Gestão de Riscos Naturais, Faculdade de Letras da Universidade de Porto, Porto.
- REYNARD, Emmanuel (2005) – “Géomorphosites et paysages”. *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, n° 3, pp. 181-188.

- REYNARD, Emmanuel e PANIZZA, Mario (2005) – “Géomorphosites: definition, evaluation et cartographie. Une introduction”. *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, nº 3, pp. 177-180.
- RIBEIRO, A. *et al.*, (1962) – Nota sobre a geologia da serra do Marão, *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Vol XIV, pp – 151-170.
- R. LI et al (2001) - Spatial modeling and analysis for shoreline change detection and coastal erosion monitoring. *Marine Geodesy*, nº24, pp. 1-12.
- RIVAS-MARTINEZ, S. (1996) – Geobotánica y Climatología, Discurso de Investidura “honoris causa”, Universidade de Granada, Granada, 98 pp.
- RIBEIRO, A. and J. CABRAL (1988) - Mapa Neotectónico de Portugal, Ed. SGP, Lisboa.
- RIBEIRO, O. (1970) – Ensaios de geografia humana e regional. Trinta e cinco anos de estudos geográficos, Livraria Sá da Costa, Lisboa.
- RIBEIRO, O. (1986) - Portugal o Mediterrâneo e o Atlântico, João Sá da Costa, 4ª (1998 - 7ª ed.), 188 pp.
- RIBEIRO, O. (1991) – Opúsculos Geográficos, IV Volume: o mundo rural. FCG; Lisboa.
- ROCHA, Jorge; PONTES, Saudade; FERNANDES, Sónia; SIMÕES, Helena e RAMALHETE, Filipa (s.d.) - Litoral Digital: as Novas Ferramentas de Informação Geográfica ao Serviço da Monitorização da Qualidade Ambiental. GEOTA, p. 10.
- RODRIGUES, Aurora e DIAS, J.M.A. (1989) - Evolução Pós-Glaciária da Plataforma Continental Portuguesa a Norte do cabo Mondego. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 10: 39-50.
- RODRIGUES, M. L. (1989) – “A Fórnica de Alvados – património paisagístico e geomorfológico (Parque Natural das Serras de Aires e Candeeiros – Maciço Calcário Estremenho)”. *Actas do II Congresso de Áreas Protegidas*, FCG, Lisboa, pp. 115-121.
- SANTOS, F.D.; FORBES, K. e MOITA, R. (2002) - Climate Change in Portugal, Scenarios, Impacts and Adaptation Measures – SIAM. Gradiva-Publicações, Lisboa, p.454.
- SERRANO, Enrique e TRUEBA, Juan J. G. (2005) – “Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain)”. *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, nº 3, pp. 197-208.

- SOUSA, B. (1982) – *Litostratigrafia e estrutura do « Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico » – Grupo do Douro*, tese de doutoramento, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- TRUEBA, Juan J. G. (2006) – *El Macizo Central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geocológicas en la alta montaña cantábrica*. Diss. Doutoramento, Universidad de Cantábria, Santander, 819 p.
- VALADAS, Bernard (1984) – *Les hautes terres du massif Central Français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*, Vol. I, II, Université de Paris I, Paris.
- VALPREDI, Edi; GRAGNANIELLO, Simona; IMMORDINO, Francesco e ROTUNNO, Michele (s.d.) - *Monitoring Coastal Erosion Natural Resilience by Indexing Coastal Dunes State*. ENEA-PROT PREV-Bologna, 7 p.
- VELOSO-GOMES, F.; TAVEIRA-PINTO, F.; NEVES, Luciana; BARBOSA, Joaquim P. e COELHO, Carlos (2002) - *High Risk Situation in the NW Portuguese Coast: Douro River – Cape Mondego*. Actas do 6º Simpósio Internacional – Littoral 2002. The Changing Coast. EUROCOAST/EUCC, Porto, Portugal, vol.2, 411-421.
- VELOSO-GOMES, F.; TAVEIRA-PINTO, F.; NEVES, Luciana; BARBOSA, Joaquim P. e COELHO, Carlos (2004) - *Erosion Risk Levels at the NW Portuguese Coast: the Douro Mouth-Cape Mondego Strecht*. Journal of Coastal Conservation, Opulus Press Uppsala, 10: 43-52.
- VIEIRA, António A. B. (2001) – *A Serra de Montemuro. Contributo da Geomorfologia para a análise da paisagem enquanto recurso turístico*. Diss. Mestrado apresentado à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, Coimbra, 212 p.
<http://georeferencias.no.sapo.pt/investigacao-sm.htm>
- VIEIRA, António A. B. (2003) – “*Alguns aspectos da paisagem da Serra de Montemuro. Formas de pormenor do modelado granítico*”, In Escola Superior de Educação da Guarda (Ed.), Livro de homenagem a José Miguel Carreira Amarelo, Guarda, ESEG Publicações, pp. 193-211.
- VIEIRA, António A. B. (2005/06) – “*Património natural da Serra de Montemuro: factor de potencialização de uma área de montanha*”. Cadernos de Geografia, nº 24/25, FLUC, Coimbra, pp. 161-170.

- VIEIRA, António A. B. (2007) – “A morfologia granítica e o seu valor patrimonial: exemplos na Serra de Montemuro”. Actas do VI Congresso da Geografia Portuguesa, APG e UNL, Lisboa, CD-Rom (no prelo).
- VIEIRA, António (2008) – Serra de Montemuro: dinâmicas geomorfológicas, evolução da paisagem e património natural. Diss. Doutoramento, FLUC, Coimbra, 689 p. <http://hdl.handle.net/10316/9006>
- VIEIRA, António e CUNHA, Lúcio (2004) – “Património Geomorfológico – tentativa de sistematização”. In Actas do III Seminário Latino-americano de Geografia Física, CD-Rom, GMF07, Puerto Vallarta.
- VIEIRA, António e CUNHA, Lúcio (2006) – “Património Geomorfológico – de conceito a projecto”. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Vol. 3, APGeom, Coimbra, pp. 147-153.
- VIEIRA, António e CUNHA, Lúcio (2008) – “Património Geomorfológico no Portugal Central. Sua importância para a definição e valorização de áreas protegidas”. Actas do V Seminário Latino-americano & I Seminário Ibero-americano de Geografia Física, CD-Rom, Santa Maria - RS.
- VLIET-LANÖE, B. (1988) – *Le role de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages*. Thèses de Doctorat d'Etat Mens. Géographie, Univ. Paris I, tome 1 et 2, Caen, 854pp.

VI SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO **e II SEMINÁRIO IBERO-AMERICANO**



de Geografia Física



COIMBRA , 26 a 30 de Maio de 2010

CONTACTOS:

Departamento de Geografia (A/C Dr. Manuel Mateus)
Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra
3004-530 Coimbra – Portugal; E-mail: iegcb@ci.uc.pt
Tel. 239 857 000 (Ext. 346); Fax. 239 836 733