

Património geológico no litoral de Peniche: geomonumentos a valorizar e divulgar

José Manuel Romão

Departamento de Geologia. Estrada do Zambujal, Apart. 7586, 2721-866 Alfragide. manuel.romao@ineti.pt

Resumo

A paisagem litoral que se observa, ao longo da sinuosa costa de Peniche, é de uma monumental beleza estética. Esta espectacularidade paisagística resultou da enorme variedade de elementos, ambientes e processos de natureza geológica -geodiversidade, os quais constituem documentos que testemunham a história da Terra.

Ao caminhar pela costa de Peniche observam-se sítios, estruturas ou objectos geológicos, bem delimitados geograficamente que, pela sua favorável localização, conteúdo, peculiaridade ou mesmo raridade, apresentam elevado valor científico, educativo, cultural, paisagístico e geoturístico. Estes sítios, afloramentos ou paisagens, constituem importantes georrecursos não renováveis e designam-se, na generalidade, como Locais de Interesse Geológico (LIGs) ou geossítios. Quando apresentam elevada singularidade e interesse didáctico ou monumentalidade natural são considerados como geomonumentos.

No litoral de Peniche ocorrem numerosos exemplos de geossítios, dos quais se destacam:

- Horst do arquipélago das Berlengas: planalto de granito rosa da Berlenga e os picos metamórficos dos Farilhões,
- Campo de lapiás do Cabo Carvoeiro-Remédios: formas zoomórficas e labirínticas,
- Registo sedimentar da Ponta do Trovão com a idade de 183 milhões de anos,
- Erupção vulcânica da Papoa,
- Monoclinal e tómbolo do Baleal,
- Gruta da Furninha.

A valorização dos geossítios acima mencionados e a sua divulgação à população em geral, e turística em particular, potenciam um maior desenvolvimento económico para a região. Na perspectiva da preservação e conservação deste património cultural, bem como do seu aproveitamento geoturístico, sugere-se que todos os locais referidos sejam classificados como geossítios de âmbito local, regional e nacional e integrados no sistema de informação sobre o património natural.

Palavras-chave: Património geológico; geossítios; geoturismo; Peniche.

Abstract

The coastal scenery, which is observed along the winding Peniche coastline, is monumental and aesthetically beautiful. This spectacular landscape emerges from the huge variety of elements, environments and processes of geological nature -geodiversity- which give evidence of the Earth's past history. When walking along Peniche coastline there are sites, structures or objects geological, well defined geographically, favoured by its location, content, quirkiness, or even rarity, have high scientific, educational, cultural, scenic and geotouristic values. These sites, outcrops or landscapes, are important non-renewable georesources and, in general, named as earth science site or geosites. When they have high uniqueness and didactic interest or natural monumentality are considered geological monuments.

On the Peniche coastline there are numerous examples of geosites among them stand out:

- *Berlengas archipelago Horst: Berlenga pink granite highland and Farilhões metamorphic peaks,*
- *Cabo Carvoeiro-Remédios Karstic Landscape: zoomorphic and labyrinthine forms,*
- *Ponta do Trovão sedimentary register with the age of 183 million years,*
- *Papoa's volcanic eruption,*
- *Baleal monocline and Baleal tombolo,*
- *urninha cave.*

These geosites valuation and dissemination to the general population, mainly tourism, potentiates greater economic development in the region. To preserve and conserve the cultural heritage and its geotouristic use, I suggest that all the places listed should be classified as geosites of local, regional and national integrated system of information on the natural heritage.

Key-words: Geological heritage; geosites; geotourism; Peniche.

Introdução

A paisagem litoral que se observa ao longo da recortada costa da região de Peniche é de uma monumental beleza estética e elevada singularidade, onde se destacam as

penínsulas de Peniche, do Baleal e da Papoa e, no extremo ocidental, o Cabo Carvoeiro e ainda, mais a ocidente, o Arquipélago das Berlengas. Entre as extensas praias

Na região continental afloram, na generalidade, sucessões carbonatadas do Jurássico Inferior (península de Peniche) a Médio (Baleal) e areno-argilosas do Jurássico superior (Pedras Muitas), sobre a qual assentam discordantemente depósitos aluvionares, areias de praia e dunas de idade holocénica (fig. 1).

A ocidente do antigo Maciço Ibérico desenvolveu-se uma extensa bacia sedimentar marginal, cuja evolução meso-cenozóica está estreitamente associada com o estiramento da crosta e consequente partição do supercontinente Pangea, seguida da abertura do oceano Atlântico. Esta bacia sedimentar foi preenchida, no início do Mesozóico até à actualidade, pela acumulação alternada de sedimentos terrígenos e químicos, que se podem observar, em particular, ao longo do litoral da costa ocidental de Portugal.

O registo sedimentar da região de Peniche é caracterizado por conjuntos de sucessões de estratos com composição, forma, estrutura e disposição diferenciadas, cujo substrato é o maciço antigo. Este maciço é constituído por litótipos rochosos de natureza metamórfica e eruptiva, que afloram no Arquipélago das Berlengas. Todos estes elementos de natureza geológica, que estão a condicionar a paisagem actual, constituem testemunhos essenciais para a reconstituição da geohistória da região.

Toda a geohistória já descrita é marcada pelo conceito de Ciclo Geológico. Os litótipos sedimentares mais antigos (~220 milhões de anos), originados a partir de sedimentos depositados no fundo do mar, contêm no seu interior elementos erosionados de antigas cadeias montanhosas emersas no Maciço Ibérico. Evidências actuais destas antigas montanhas afloram no *horst* do arquipélago das Berlengas, nomeadamente rochas eruptivas ou magmáticas na Berlenga e rochas metamórficas nos Farilhões (fig. 2). Por outro lado, as sucessões sedimentares cada vez mais recentes preservam no seu interior testemunhos que resultaram da erosão de sequências mais antigas, nomeadamente litótipos e fósseis de sequências marinhas mais antigas foram que foram erosionadas e posteriormente depositadas em sucessões mais recentes.

Há cerca de 190 milhões de anos depositaram-se nesta bacia sedimentos finos carbonatados, por vezes com abundante matéria orgânica, em ambiente marinho de águas quentes, relativamente profundas. A profundidade da bacia vai progressivamente diminuindo, como consequência do preenchimento da bacia por sedimentos provenientes da erosão de terras emersas e do abaixamento generalizado do nível das águas do mar que se verificou à escala do globo no fim do Jurássico (~150 milhões de anos). Nestas circunstâncias, o ambiente de deposição passou sucessivamente a marinho menos profundo, recifal, laguno-marinho, fluvial e lacustre (Baleal).

Há cerca de 145 milhões de anos iniciou-se a abertura do golfo da Biscaia, que induziu a rotação da Península Ibérica. Consequentemente, o território português movimenta-se para latitudes mais baixas do que as actuais, onde o clima era mais quente e húmido. Concomitantemente, ocorreram oscilações do nível das

águas do mar à escala do planeta. Estas modificações espaciais vão induzir variações acentuadas nos ambientes de deposição, registando sucessivamente passagens de ambiente marinho a fluvial. É de salientar que os depósitos de natureza fluvial contêm, por vezes, vegetais fossilizados, e materiais provenientes de áreas subaéreas, onde as rochas do maciço antigo afloravam, nomeadamente granitos, xistos, quartzitos, entre outras.

No final da Era mesozóica (~65 milhões de anos), junto à fronteira entre o Cretácico e o Terciário (K/T), iniciou-se a abertura do Atlântico Norte através da relocalização da crista média oceânica por migração espacial do *rift* e, consequentemente, termina a abertura do Golfo da Biscaia. Esta evolução tectónica produziu adelgaçamento da margem continental ibérica e alterações no campo de tensões, originando fracturação a grande profundidade. Ao longo destas falhas com direcção NNW-SSE ocorreram as intrusões dos maciços subvulcânicos em Sintra, Sines e Monchique e numerosos episódios vulcânicos (Papoa, Leiria, Nazaré, entre outros). Contudo, a fronteira K/T (65 milhões de anos) é mundialmente famosa por ter sido um período de tempo marcado pela extinção em massa de cerca de 50% das espécies da Terra, em particular dos dinossauros, tendo sido descobertos indícios em vários locais do planeta de que esta catástrofe global foi causada por impacto de um meteorito de dimensões quilométricas (Alvarez *et al.*, 1980).

Nos tempos subseqüentes (era cenozóica) ocorreu o rápido arrefecimento do planeta e o desenvolvimento dos mamíferos em número e espécies. O clima mudou na generalidade de tropical para glacial, alterando-se em particular grande parte da paisagem do hemisfério norte; formaram-se as actuais cadeias montanhosas que resultaram da colisão entre as placas Euroasiática e Africana e, nas zonas marginais à colisão, desenvolveram-se sistemas do tipo *horst-graben*. Estas alterações à escala do planeta, tiveram consequências na região, dado que houve modificações acentuadas no relevo (levantamento da serra de Montejunto) e na linha da costa (formação da Lagoa de Óbidos), bem como a formação de depósitos continentais que resultaram da erosão do maciço antigo, preservados em estruturas subsidentes (Bolhos, Óbidos e Olho Marinho, entre outras).

Nos últimos 1,8 milhões de anos (Quaternário) o planeta esteve mais frio, em média, do que durante a maior parte da sua história. Esta Era é marcada por várias glaciações e interglaciações. Consequentemente houve várias oscilações do nível do mar que são testemunhadas, em particular, pelo posicionamento a altitudes diferenciadas de terraços de areias marinhas próximos do litoral da região (Cabo Carvoeiro, gruta da Furninha, Atouguia da Baleia, etc.).

Locais de interesse geológico: lugares e geomonumentos

Ao longo do litoral de Peniche ocorrem numerosos exemplos de lugares singulares com interesse geológico

e paisagístico que ocupam área espacial considerável, nomeadamente a península do Baleal, a paisagem cársica do Cabo Carvoeiro-Remédios e o arquipélago das Berlengas. Entre os geossítios de características únicas e de valor científico, didáctico e pedagógico destacam-se a erupção vulcânica da Papoa, o registo sedimentar da Ponta do Trovão e a gruta da Furninha (fig. 2). De seguida, efectuam-se breves descrições e caracterizações das ocorrências notáveis do património geológico acima designados e conta-se uma história geológica sucinta sobre cada um dos geossítios.

Horst do arquipélago das Berlengas: planalto de granito rosa da Berlenga e os picos metamórficos dos Farilhões

O arquipélago das Berlengas localiza-se a cerca de 10 quilómetros a W da península de Peniche em pleno oceano (fig. 2). É formado por três grupos de pequenas ilhas e rochedos: o maior e único com ocupação humana é a Berlenga ($39^{\circ}24'56''N$; $9^{\circ}30'37''W$), a cerca de 1,7 quilómetros a oeste encontram-se as Estelas ($39^{\circ}25'19''N$; $9^{\circ}31'59''W$) e 6,5 quilómetros a NNW os Farilhões e as Forçadas ($39^{\circ}28'45''N$; $9^{\circ}32'43''W$).

A observação do arquipélago à distância (foto 1), a partir da península de Peniche, indica que a Berlenga constitui um planalto de cor rosada relativamente arredondado, enquanto que os Farilhões são rochedos com escarpas subverticais, íngremes e inóspitas, cujos topos são pontiagudos. As Estelas não são visíveis.



Foto 1 - Vista panorâmica do arquipélago das Berlengas. Observar o contraste entre a plataforma aplanada das Berlengas e os Picos dos Farilhões.

Mais detalhadamente, a Berlenga tem a forma de um oito com o eixo maior orientado na direcção SW-NE (Daveau, 1884) e uma linha de costa muito recortada com numerosas reentrâncias e cavidades naturais. Os Farilhões constituem picos de uma montanha submarina, que alarga consideravelmente abaixo do nível das águas do mar. As Estelas são um conjunto de ilhéus de reduzida dimensão, sendo os maiores a Estela e o Estalão. Este último rochedo apresenta um tipo de erosão caracterizado por uma forma acastelada, com diaclases ortogonais, designado de borraqueiro.

Esta dissemelhança acentuada de morfologia, em particular, entre a Berlenga e os Farilhões, sugere que a natureza dos litótipos rochosos que as constituem é

distinta e que o seu estado actual resultou de um processo de erosão diferencial. De facto, a Berlenga é um corpo granítico de cor rosa e os Farilhões são rochas metamórficas (gneisses e micaxistos) fortemente deformadas, organizadas em estruturas subverticais. As rochas metamórficas constituem um relevo de dureza e são mais resistentes do que os granitos da Berlenga.

A tipologia destas unidades geológicas é bem diferente dos estratos mais recentes de natureza sedimentar que afloram na região de Peniche e formações geológicas com litótipos similares só são observadas no Maciço Ibérico, como por exemplo, o granito rosa do Gerês. Outra diferença importante entre a geomorfologia do arquipélago e a da península de Peniche é a altitude; nas ilhas as cotas máximas encontram-se a 92 e 94 metros, respectivamente na Berlenga e nos Farilhões, que marca uma superfície de aplanção erosiva próxima dos 90 metros, e na plataforma carbonatada do Cabo Carvoeiro-Remédios, a superfície de aplanção encontra-se a 20-25 metros. Os factos mencionados sugerem que ocorreu um levantamento de um bloco de terreno constituído pelas formações antigas que afloram no arquipélago, originando-se uma estrutura em *horst* que deverá ser limitada por falhas subparalelas de orientação próxima do N-S.

A superfície erosiva do planalto da Berlenga posicionada actualmente a cerca de 90 metros, já esteve próximo do nível das águas do mar, como pode ser confirmado pela existência de depósitos de areias de praia, localizados junto ao Carreiro do Mosteiro, onde forma encontradas conchas. Para além da identificação de restos de antigas praias a cotas elevadas, a rede de drenagem actual também se encontra sobrelevada. Admite-se mesmo que tenha já estado abaixo do nível do mar, dado que não existe praticamente solo e a erosão do corpo granítico manifesta-se apenas por fragmentos de rochas de reduzida dimensão, não existindo formas erosivas típicas de granitos, como por exemplo estruturas colunares, blocos caóticos, ou outros. Atendendo aos considerandos anteriores, a superfície de aplanção descrita poderia ter sido uma antiga plataforma de erosão marinha fossilizada.

As rochas eruptivas da Berlenga, granitos vermelhos de granularidade média a grosseira e composição principal de quartzo, feldspato e micas, foram originadas no interior de câmara magmática, localizada a vários quilómetros de profundidade. Os minerais resultaram do lento arrefecimento (os cristais de quartzo e feldspatos são bem desenvolvidos), consolidação e cristalização de fluidos magmáticos que ascenderam à câmara magmática provenientes do interior da crosta terrestre. A coloração rosa do granito é o resultado de um processo de alteração caracterizado pela fixação do ferro na superfície dos feldspatos após ter sido solubilizado por transformação das micas.

As rochas metamórficas (gneisses e micaxistos) que constituem os Farilhões originaram-se também a grandes profundidades no interior da crosta terrestre. Contudo, a sua génese está relacionada com a subsidência progressiva

de sedimentos originais, que sob o efeito de pressões e temperaturas elevadas, sofrem recristalização com neoformação de novos minerais, indo substituir total ou parcialmente os que existiam. Simultaneamente ocorreram variações estruturais evidenciadas pelo grau de cristalinidade dos minerais. O seu comportamento torna-se progressivamente mais plástico com o aumento da profundidade, originando o aparecimento de dobras e superfícies penetrativas que são marcadas por alinhamentos dos minerais neoformados.

As características diferenciadas dos litótipos mencionados, em particular o facto das rochas metamórficas se encontrarem mais deformadas que os granitos, sugerem que os gneisses e micaxistos sejam muito mais antigos, eventualmente parte integrante de antigas orogenias pré-câmbrias. De facto, datações efectuadas por métodos isotópicos estimaram para o granito da Berlenga a idade de 270 a 280 milhões de anos (Priem, 1965; Teixeira & Gonçalves, 1980).

A existência de numerosos carreiros, dos quais se destacam o da Inês, do Mosteiro e do Cação, está intimamente relacionada com a presença de falhas geológicas. Nos locais onde ocorrem as falhas, as rochas estão fortemente esmagadas e, por vezes, brechificadas, facilitando assim maior circulação de água e consequentemente um aumento da velocidade de desagregação e erosão dos materiais rochosos. O Carreiro da Inês que separa o ilhéu da Inês da Berlenga propriamente dita, deverá corresponder a falha normal com abatimento de alguns metros do bloco SE relativamente ao NW.

Outras geoformas interessantes, a maioria de magnífica beleza, são as cavidades, arcos e pontes naturais (Gova do Sonho, Cabeça do Elefante e Furado, entre outras) que se desenvolveram nas arribas da Berlenga (Foto 2). Estas resultaram da acção mecânica das ondas do mar sobre a base da arriba, onde o material rochoso foi desgastado mais intensamente. O desgaste é mais acentuado nas arribas mais fracturadas e alteradas; em consequência da menor resistência dos granitos.



Foto 2 – Cabeça do Elefante na Berlenga. Formas erosivas (arcos e cavidades) devido à acção abrasiva do mar.

O *horst* do arquipélago das Berlengas, composto por rochas do maciço antigo, constitui um pequeno fragmento

do supercontinente Pangea que existiu há cerca de 280 milhões de anos. Durante a era mesozóica, esta estrutura montanhosa teria com certas dimensões muito maiores, pois os seus constituintes erosionados foram depositados nos mares da época, como pode ser confirmado pela sua presença nas rochas calco-areníticas jurássicas do Cabo Carvoeiro. Nos últimos dois milhões de anos, os efeitos das subidas e descidas generalizadas do nível do mar, consequência das glaciações, teve implicações no arquipélago, nomeadamente a existência de praias e de rede de drenagem sobrelevadas, bem como a formação da superfície de aplanagem já descrita.

O arquipélago das Berlengas constitui por si só um lugar de grande valor paisagístico e geológico, para além do já conhecido património biológico (botânico e de avifauna marinha) e arqueológico subaquático, amplamente divulgado pela Reserva Natural da Berlenga (Decreto-Lei n.º 264/81, de 3 de Setembro).

Do ponto de vista paisagístico, é um lugar único de monumental beleza estética e elevada singularidade. Atendendo à sua geodiversidade vinculada por diversos tipos de ambientes e processos geológicos, bem como às suas geoformas únicas de grande beleza cénica, que testemunham a história passada do local, considera-se que o arquipélago é recurso patrimonial não renovável e que algumas das suas geoformas devem ser consideradas como geomonumentos. É um local de referência para a aprendizagem de conceitos de interesse ambiental e patrimonial para todas as comunidades, bem como, um espaço lúdico-turístico.

Campo de lapiás do Cabo Carvoeiro-Remédios

O campo de lapiás do Cabo Carvoeiro-Remédios (Romão, 2001) constitui um lugar que se estende ao longo da linha da costa da península de Peniche numa faixa de cerca de algumas dezenas de metros de largura, desde o mirador de Frei João (39°22'12"N; 9°23'48"W) até ao Forte de Peniche (39°21'13"N; 9°22'43"W) (fig. 2). Forma extensa paisagem cársica, de elevada singularidade, que se desenvolveu ao longo de milhões de anos junto ao litoral (Ribeiro & Ramalho, 1997), caracterizada por um conjunto de geoformas típicas e originais, esculpidas numa plataforma carbonatada que corresponde à superfície de abrasão marinha plistocénica (Romariz & Marques, 1989).

O campo de lapiás desenvolve-se sobre uma sucessão de 300m de estratos calco-detriticos intercalados na base de finas camadas de argilas e de siltitos carbonatados, organizados numa sequência em que as camadas são cada vez mais espessas para o topo. Esta sucessão aflora numa estrutura em monoclinal inclinada para SE e foi datada do Toarciano-Aaleniano (Mousterde, 1955), Jurássico Inferior a Médio (~180 milhões de anos).

Entre as tipologias geomorfológicas superficiais identificadas e inventariadas destacam-se pináculos, cogumelos, formas zoomórficas (senhora com pitó, Foto 3, robot, foto 4, e senhora com xaile), estruturas labirínticas entrelaçadas e fusionadas entre si, etc.,

localizadas entre os Remédios e o Cabo Carvoeiro. As geoformas do tipo cogumelo (blocos pedunculados), identificadas junto ao mirador Frei João, são arredondadas e caracterizadas pelos estratos localizados na base dos afloramentos serem de composição argilo-siltosa e os do topo apresentarem composição mais carbonatada. O desgaste das camadas inferiores é acelerado pelo impacto das partículas de areia transportadas a alta velocidade, principalmente junto ao chão, por acção do vento (corrasão). As geoformas colunares (Cerro do Cão) constituem estruturas verticais isoladas de alguns metros de altura que resultaram da dissolução das rochas envolventes, localizadas ao longo de descontinuidades progressivamente alargadas, onde existiu continuada circulação de água.



Foto 3 - Figura antropomórfica (senhora com pitó) esculpida em rochas carbonatadas estratificadas.



Foto 4 - Figura antropomórfica (robot com os braços abertos) esculpida em rochas carbonatadas.

Entre as tipologias subterrâneas reconheceram-se numerosas galerias e grutas que intercomunicam com poços naturais (algares), alguns deles com ligação directa ao mar. Por vezes, a configuração das galerias e as mesoformas que se encontram no interior, parecem traduzir cenas da vida real. Estas cenas vão potenciar a imaginação popular, conduzindo ao aparecimento de lendas ou histórias, como por exemplo a galeria com os Passos de D. Leonor. Algumas das grutas apresentam dimensões consideráveis e são constituídas por várias câmaras caracterizadas por grandes espaços abobadados,

designadamente a Gruta da Furninha.

As tipologias morfológicas reconhecidas são consistentes com as características geológicas da área, ocorrendo um controlo das geoformas cársicas em função da disposição dos estratos e do seu maior ou menor conteúdo em carbonato de cálcio, bem como das direcções das estruturas tectónicas frágeis pré-existentes, nomeadamente, falhas e diaclases.

O modelado desta paisagem cársica é, na generalidade, consequência do efeito erosivo da dissolução química do carbonato de cálcio nos estratos calco-areníticos pela acção da água, processo que é designado de carsificação. O carbonato de cálcio é facilmente solubilizado em águas ácidas, como é o caso das águas das chuvas e do aerossol da água do mar, originando-se bicarbonato de cálcio. Os produtos residuais desta dissolução vão-se acumular no fundo dos sulcos, poços, etc., formando depósitos de materiais argilosos de cor vermelha (terra rossa). Estes depósitos são constituídos por grãos de quartzo e de feldspatos similares aos do granito da Berlenga, partículas de argila e óxidos de ferro, que fazem parte da composição detrítica dos calcários.

A presença sistemática de numerosas descontinuidades, nomeadamente planos de estratificação, diaclases e fracturas, permite maior infiltração e circulação de água e aumenta a superfície de contacto das águas ácidas com os carbonatos. Esta situação, de continuada circulação de água, intensifica os processos de dissolução e, consequentemente, alarga as várias descontinuidades, o que contribui para o aumento da erosão por dissolução das unidades calco-areníticas.

Os aspectos mencionados anteriormente controlam, regra geral, as geoformas pitorescas e singulares que se podem observar em todo o campo de lapíais. Contudo, a plataforma de abrasão marinha quase planar que se desenvolveu à cota de 20-25m resultou da subida das águas do mar nos tempos plistocénicos. Evidências da presença do mar sobre esta plataforma são reveladas pela ocorrência de terraços de depósitos de areias de praia com conchas sobre a própria plataforma que foram reconhecidas a cerca de 200m a NE do Cabo Carvoeiro (Zbyszewski *et al.*, 1960). Outras evidências são as geoformas junto ao farol do Cabo Carvoeiro que sugerem movimentação de recuo das ondas do mar quando da sua rebentação e a inexistência de fragmentos soltos de rochas carbonatadas da dimensão dos blocos, como é habitual em áreas com este tipo de morfologias.

A diversidade geomorfológica das formas de relevo reconhecidas no campo de lapíais do Cabo Carvoeiro-Remédios sugere que se implemente um levantamento geológico de pormenor a grande escala com inventariação de todas as geoformas. Dada a singularidade desta paisagem cársica, ela deve ser observada e analisada como um recurso patrimonial não renovável e algumas das suas geoformas devem ser consideradas como geomonumentos. Assim, propõe-se que esta paisagem cársica no seu todo possa ser classificada como reserva natural, de âmbito local ou regional, dado o seu interesse paisagístico e geológico, com valor científico e educativo,

e que algumas das formas que a integram tenham o estatuto de geomonumentos a nível do sítio (Carvalho, 1998; Brilha, 2005).

Registo sedimentar da Ponta do Trovão com idade de 183 milhões de anos

A Ponta do Trovão ($39^{\circ}22'15''\text{N}$; $9^{\circ}22'59''\text{W}$) constitui uma reentrância rochosa no mar que faz o limite oriental da pequena praia do Abalo, localizada na parte norte da Península de Peniche (fig. 2). Constitui uma arribas organizada em estratos sedimentares sobrepostos, caracterizados por apresentarem espessuras decimétricas. As camadas estão espaçadamente diaclasadas na subvertical e inclinam ligeiramente para Sul numa estrutura em monoclinal (foto 5).



Foto 5 - Vista panorâmica do geomonumento da Ponta do Trovão

Neste sítio pode-se observar a passagem entre duas formações geológicas características muito distintas. A mais antiga, datada do Pliensbaquiano (Mouterde, 1955; Duarte, 2003, 2004, 2005, 2006), é constituída por alternâncias de estratos calcários dolomíticos intercalados de margas ricas de matéria orgânica. Apresenta abundante conteúdo fóssilífero, que se pode observar no topo da arribas, evidenciando aí a presença de acumulações *post-mortem* e de fósseis isolados no interior dos estratos. Entre as espécies fósseis destacam-se, em particular, amonites (pequenas conchas em forma de espiral), que são os restos de antigos cefalópodes predadores cujo descendente actual mais próximo é o *Nautilus*, e belemnites (designados na gíria popular por charutos devido à sua forma), que eram animais carnívoros com corpo mole à volta de uma concha interna (*rostrum*), semelhantes às lulas actuais. A unidade anterior teria sido depositada em plataforma de águas pouco profundas, onde reinava abundante vida aquática.

A esta unidade sucedem sedimentos, datados do Toarciano (Mouterde, 1955; Duarte, 2003, 2004, 2005, 2006), constituídos por sucessão de cerca de 300m de camadas de argilas margosas e calco-arenitos, organizada numa sequência negativa (as bancadas são cada vez mais espessas para o topo da unidade). Os estratos argilosos, desaparecem para o topo da sequência, e os calcários são cada vez mais frequentes e aumentam progressivamente

de espessura para o topo. As litologias, estruturas sedimentares e conteúdo fóssilífero sugerem que esta sequência resultou da progradação de um sistema de leques submarinos alimentados por rampas próximas da linha da costa, ligados, eventualmente, com o levantamento do *horst* das Berlengas/Farilhões (Wright & Wilson, 1982). Evidências desta asserção são a presença de grãos de quartzo e de feldspatos rosados de características similares às dos granitos da Berlenga e o reconhecimento de estruturas sedimentares (estratificação oblíqua e marcas de impressão na base das bancadas) que sugerem transporte de materiais de ocidente para oriente.

Esta unidade contrasta com a anterior pelo menor conteúdo em fósseis. Contudo, reconheceram-se numerosos crinóides de secção pentagonal (na gíria popular estrelinhas do mar) e icnofósseis (pistas da actividade de organismos vivos). Os crinóides viviam em colónias e alimentavam-se por filtração. Possuíam um pedúnculo que poderia atingir vários metros de comprimento e correspondia a órgão com a função de fixação às rochas (Cerro do Cão). Os icnofósseis observam-se em grande número no topo das bancadas argilo-carbonatadas (a Sul do mirador de Frei João), constituindo evidências da locomoção de organismos vivos.

O estudo recente da biostratigrafia das amonites evidenciou que o limite entre os andares jurássicos, Pliensbaquiano e Toarciano, se localiza na secção da Ponta do Trovão e que este local é considerado pela comunidade científica nacional e internacional como possuindo um dos melhores registos deste intervalo de tempo à escala mundial. Atendendo à situação, o registo sedimentar presente neste local afirma que os sedimentos ali depositados têm a idade de 183 milhões de anos.

Nestas circunstâncias, foi proposto à Comissão Internacional de Estratigrafia, organismo pertencente à International Union of Geological Sciences (IUGS) tutelado pela UNESCO, que a secção da Ponta do Trovão fosse classificada como representativa do estratótipo do limite entre os andares Pliensbaquiano e Toarciano (Elmi *et al.*, 1996, 2005). Em sintonia com esta proposta, o Município de Peniche classificou o local como Imóvel de Interesse Municipal, apesar de ser parte integrante da Reserva Ecológica Nacional e da Rede Natura 2000.

O registo sedimentar do afloramento da Ponta do Trovão, para além do seu inquestionável valor científico mundial, apresenta ainda elevado interesse pedagógico e didáctico, como é confirmado pelo número crescente de actividades ligadas a todos os graus de ensino que aí são concretizadas. Atendendo às especificidades já apresentadas, à sua singularidade e mesmo à sua representatividade considera-se que é um sítio que apresenta todas as condições para ser um geomonumento natural.

Erupção vulcânica da Papoa

O registo da erupção vulcânica da Papoa ($39^{\circ}22'23''\text{N}$; $9^{\circ}22'37''\text{W}$) está localizado na parte mais setentrional

da península de Peniche (fig. 2), mais propriamente no estreito istmo que efectua a ligação do pequeno promontório rochoso, designado de Papoa, com a plataforma de abrasão marinha da península de Peniche. Este afloramento, alongado na direcção N-S e de reduzida dimensão, é constituído por brechas vulcânicas superficiais, caracterizadas por conter inúmeros fragmentos de rochas das paredes de uma chaminé vulcânica (foto 6). A sua composição varia entre calcários e arenitos até granitos róseos do tipo da Berlenga e gneisses similares aos dos Farilhões e encontram-se no seio de uma matriz fina, muito alterada, de características vulcânicas.



Foto 6 - Tufo-Brecha da Papoa.

Associados às brechas anteriores ocorrem tufo de granularidade mais fina, constituídos por material muito fino bastante alterado que correspondem a cinzas, bagacina e bombas vulcânicas, bem como alguns fragmentos de rocha de reduzidas dimensões. As bombas vulcânicas (foto 7), observadas à escala mesoscópica e microscópica, apresentam no geral contornos perfeitos, a que não falta, em alguns exemplares, as extremidades torcidas pelo movimento rotacional da lava durante o seu percurso aéreo (Andrade, 1979). Algumas das bombas vulcânicas contêm núcleos de outras rochas (granitos, calcários, etc.), envolvidas por uma capa de material magmático alterado.



Foto 7 - Bomba vulcânica com núcleo de granito róseo envolvida por uma capa de material magmático alterado. Notar os contornos perfeitos e as extremidades torcidas pelo movimento rotacional da lava durante o seu percurso aéreo.

Este conjunto de fragmentos de rocha sólida, de natureza piroclástica, foi expelido, inequivocamente, por uma erupção de um vulcão. Contudo, não existem evidências de que a chaminé vulcânica ou o canal por onde escapam os gases e o magma tenha sido naquele local, dado que não foram encontradas rochas originadas por termometamorfismo.

Atendendo às características especificadas nos parágrafos anteriores, o reservatório do magma, provavelmente basáltico, que alimentou as erupções, situava-se a uma profundidade suficientemente abaixo da cobertura sedimentar da península de Peniche e eventualmente sob as rochas que constituem o arquipélago das Berlengas. De facto, não se produziram acções indiscutíveis de metamorfismo térmico nas camadas de calcários, observando-se, apenas, numerosos blocos de rochas (granitos e gneisses) arrancados ao substrato antigo.

Os factos apresentados permitem interpretar o afloramento do tufo-brecha da Papoa como um resto de um cone vulcânico preservado graças ao colapso de uma fracção do mesmo ao longo de duas falhas paralelas com rumo NW-SE, em paisagem que era muito diferente da actual (Andrade, 1979). O movimento das falhas teria provocado o abatimento quase vertical de um bloco de terreno, formando-se uma depressão em forma de "graben" e a erosão teria sido responsável pela topografia actual.

Destaca-se ainda a elevada intensidade das explosões, pelo menos em alguns períodos, dada a sua enorme capacidade para movimentar para o exterior blocos de grandes dimensões e localizados a grande profundidade, bem como o carácter explosivo das erupções, que pode estar ligado com a invasão da chaminé por água do mar, o que teria impedido a presença demorada de uma coluna de água na conduta do vulcão (fig. 3).

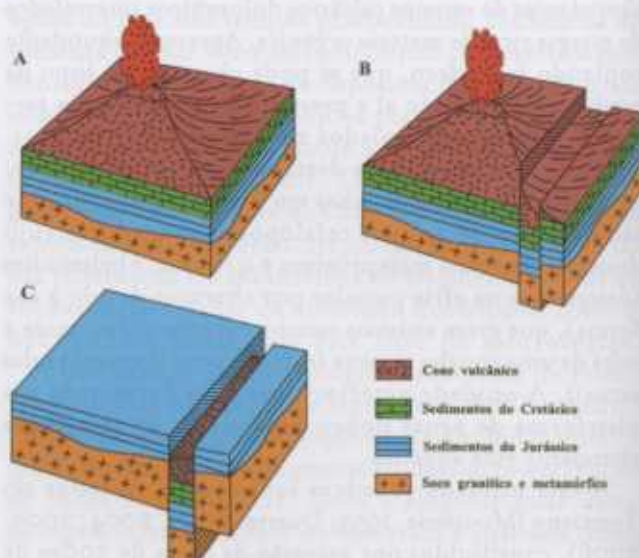


Figura 3 - Esquema interpretativo da evolução do tufo-brecha da Papoa. A - Estado inicial; B - Estado intermédio; C - Estado erosivo.

A idade desta erupção vulcânica foi determinada de forma indirecta; de facto, foram observados no seu interior fragmentos de calcários jurássicos e calcários sacaróides do Cretácico Superior, podendo-se, assim, deduzir que esta erupção é posterior a cerca de 60 milhões anos. Atendendo aos factos mencionados, associa-se esta erupção a evento de carácter regional que também foi responsável pela génese dos granitos de Sintra, Sines e Monchique.

O afloramento tufo-brecha da Papoa apresenta elevado interesse científico e educativo, para além da singularidade e raridade como objecto único na paisagem local e regional. Corresponde a erupção vulcânica explosiva, que ocorreu junto à fronteira K/T, e apresenta elevado interesse geológico (vulcânico, estratigráfico, tectónico, etc.), de âmbito local ou regional. Estas especificidades sustentam a proposta de considerar este afloramento com condições para ter o estatuto de geomonumento a nível do sítio.

Monoclinal e tómbolo do Baleal

A península do Baleal ($39^{\circ}22'36''\text{N}$; $9^{\circ}20'27''\text{W}$) localiza-se na linha da costa, 3 quilómetros a NE da povoação de Peniche. Constitui um promontório plano e alongado, de orientação N-S, que se desenvolveu à cota de 25 metros, com 1800 metros de comprimento e 800 metros de largura máxima, formada pela ilha do Baleal e pelos ilhéus das Pombas e de Fora (fig. 2).

A magnífica paisagem da península do Baleal é marcada por conjuntos de bancadas sobrepostas de calcários intercalados com margas carbonatadas de fraca espessura, onde sobressai a inclinação das camadas para oriente. De facto, o pacote de estratos apresenta direcção N-S e pendor, variável de 35° - 55° para NE, formando uma estrutura tectónica designada por monoclinal (foto 8). Sabendo-se que as camadas só podem ser originadas na horizontal, o que teria acontecido para que estejam inclinadas?



Foto 8 - Estratos inclinados de calcários de características de ambiente marinho na estrutura monoclinal do Baleal (Ilhéu das Pombas).

Por outro lado, coexistem lado a lado dois ambientes sedimentares completamente distintos. O mais antigo com idade de cerca de 165 milhões de anos é evidenciado pelos estratos carbonatados já mencionados, que contêm, quer no interior quer no topo das bancadas, provas de numerosos vestígios de actividade biológica, nomeadamente fragmentos de conchas de moluscos, de lamelibrânquios, amonites, belemnites, entre outros fósseis, e diversos icnofósseis que se podem observar no topo das camadas. Estas características sugerem que a unidade carbonatada foi depositada em bacia de águas calmas relativamente quentes com abundante vida. Nestas águas, as camadas, de granularidade mais fina (margas carbonatadas), são mais ricas em matéria orgânica e teriam sido sedimentadas por decantação.

O ambiente mais moderno, com idade aproximada de 150 milhões de anos, é evidenciado pela existência de uma sucessão de camadas de argilas vermelhas ou cinzentas e de arenitos vermelho-amarelados. Algumas destas bancadas contêm, localmente, fragmentos de ossos de dinossauros (Zbyszewski, 1946) e carvão petrificado, com forma similar a troncos de árvores. Esta sucessão está localizada nas arribas a Este da península do Baleal, no continente, que está ligado por um istmo de areia à própria península. As especificidades apresentadas sugerem que esta sequência de natureza continental, que se encontra fortemente oxidada, foi depositada em ambientes pantanosos que se desenvolveram em margens fluviais densamente arborizadas (foto 9).



Foto 9 - Estratos de argilas e arenitos vermelhos com características de ambientes continentais (Pedras Ruivas, Baleal).

A impossibilidade de concomitância lateral dos ambientes sedimentares anteriores em tempos distintos, tendo em conta o princípio estratigráfico da sobreposição, só pode ser aclarada por movimentações tectónicas. De facto, existe uma falha geológica, que coloca em contacto as duas unidades em causa. Este acidente, de direcção próxima do N-S, é responsável pela subida vertical do bloco de terreno ocidental e descida do oriental, e designa-se por falha normal. Esta movimentação obriga, por arraste, que os estratos dos calcários depositados na horizontal sofram uma forte inflexão para E. Posteriormente, a erosão determina a configuração actual da região, actuando de forma a causar o desaparecimento dos sedimentos continentais que se encontravam sobre os carbonatos marinhos na península do Baleal. No bloco de terreno oriental, apenas se observam os depósitos continentais, pois os calcários marinhos estão por debaixo destes.

Como já foi dito anteriormente, a pequena "ilha" rochosa do Baleal está ligada ao continente por um istmo arenoso, que resultou da acumulação maioritária de areias de praia e uma pequena percentagem de areias eólicas. Esta forma do litoral designa-se por tómbolo, neste caso, do Baleal ($39^{\circ} 22' 22'' \text{N}$; $9^{\circ} 20' 19'' \text{W}$).

A origem do tómbolo do Baleal está relacionada com a existência de uma zona de sombra, localizada a sotavento da ilha, onde ocorreu forte redução de energia e, consequentemente, condições favoráveis para a acumulação de materiais arenosos. As ondas do mar dominantes na zona, de direcção NW e oblíquas ao litoral, contribuem fortemente para esta acumulação, dado que, ao embaterem no promontório, sofrem refração e mudam de direcção convergindo de forma oposta na zona de sombra. As ondas do mar induzem ainda correntes de deriva que movimentam enormes quantidades de sedimentos os quais são transportados ao longo do litoral; ao colidirem com a "ilha" do Baleal sofrem inversão na sua direcção, originando assim a inversão do transporte longilitoral da areia e, consequentemente, a sua acumulação na zona de sombra pelo efeito de armadilha sedimentar. O tómbolo do Baleal iniciou-se primeiro pela aglomeração de areia no fundo do mar, uma vez que havia disponibilidade de areia. Como o fornecimento de areia continuou, o tómbolo foi crescendo até ficar em posição emersa. Estas areias depois de secas pelo sol são transportadas para as zonas mais internas do tómbolo até encontrarem aí obstáculos que possibilitem a sua acumulação, de forma a prosseguir o crescimento do tómbolo. Este processo, de génese e subsequente crescimento, durou apenas algumas dezenas de anos. Nos últimos anos, tem ocorrido diminuição considerável das dimensões do tómbolo, consequência dos efeitos erosivos provocados, quer pelas actividades

humanas quer pela subida generalizada das águas do mar.

O tómbolo de Peniche, que permite a ligação da "ilha" de Peniche ao continente, desenvolveu-se de forma semelhante ao tómbolo do Baleal, mas necessitou de alguns séculos para a sua formação, como pode ser confirmado por relatos históricos (Calado, 1984). No século XII a povoação de Peniche ainda era uma ilha e o porto principal da região era a Atouguia da Baleia, que em tempos subsequentes foram sofrendo assoreamentos sucessivos. Em simultâneo, desenvolveu-se um cordão dunar entre o Baleal e a Gamboa e a área lagunar que existia entre as duas povoações, diminuiu acentuadamente, ocorrendo o fecho da laguna durante o século XVI.

A zona do Baleal é um lugar de grande valor paisagístico e geológico. A diversidade, raridade e singularidade da paisagem, bem como a vista panorâmica, em particular a observada a partir do povoado do Baleal, quer para Oeste (Peniche) quer para Este (Foz do Arelho), são de enorme espectacularidade e beleza estética. A esta paisagem acresce o interesse geológico (estratigráfico, sedimentológico, paleontológico, tectónico, etc.) pela diversidade dos ambientes e processos que testemunham a história geológica deste local durante os tempos jurássicos e quaternários. Salientam-se, em particular, os geoelementos não renováveis que se podem observar no registo da génese do tómbolo e da estrutura monoclinial do Baleal, que são argumentos determinantes para o elevado interesse científico e pedagógico do local.

Gruta da Furninha

A Gruta da Furninha ($39^{\circ} 21' 21'' \text{N}$; $9^{\circ} 24' 02'' \text{W}$), conhecida também pelo nome de Cova de Dominique (que teria sido um afamado bandido e salteador das igrejas do povoado (Calado, 1984)) localiza-se a cerca de 850 metros a SW do Cabo Carvoeiro, na parte sul da Península de Peniche (fig. 2). É uma grande cavidade natural que se desenvolveu sensivelmente a 15 metros do nível das águas do mar nas arribas calco-areníticas do Jurássico Inferior. A entrada tem a forma de arco e no seu interior podem ser cartografados corredores, câmaras, cúpulas, galerias e poços num espaço com 30 metros de comprimento.

À frente da entrada da gruta (foto 10) desenvolveu-se uma plataforma sub-horizontal protegida, onde actualmente existe um pesqueiro, e na base da arriba observa-se um conglomerado muito grosseiro de matriz carbonatada com elementos mais ou menos arredondados de natureza granítica, xistenta, calcária, dolomítica, entre outras. Estas indicações sugerem que, em tempos passados, a plataforma anterior poderia estender-se mais para Sul, à frente da qual se teria desenvolvido cordão de areia de praia, cuja base seria representada pelo conglomerado descrito (foto 11).



Foto 10 - Entrada da Gruta da Furninha



Foto 11 - Horizonte conglomerático com clastos de granito, gnaíse, arenito, calcário, entre outros, localizado na base da sucessão da Gruta da Furninha.

A Gruta da Furninha é uma importante estação pré-

histórica, onde se efectuaram escavações no final do século XIX (Delgado, 1880). Através do método estratigráfico foi possível identificar uma sucessão sedimentar com duas unidades completamente distintas. Na base, um complexo de areias amareladas com horizontes muito produtivos intercalados de areias estéreis com 9,5 metros de possança, à qual sucede um depósito de 2 a 3 metros de espessura constituído por argilas arenosas negras, com elevado teor de matéria orgânica (Delgado, 1880).

A unidade inferior é constituída por sete níveis arenosos onde apareceram artefactos líticos (raspadores, núcleos, lascas, discos, raspadeiras, pontas, furadores, lâminas, bifaces, etc.), restos de ossos de fauna quaternária (mamíferos: hienas, lince, veados, javalis, bois selvagens, rinocerontes, ursos, cavalos, cães, etc.; aves e peixes) e um fragmento de maxilar humano que, pelas suas reduzidas dimensões, deveria ter pertencido a uma criança (Neandertal?). Estes horizontes produtivos são separados entre si por areias, brancas e finas, de características marinhas, sugerindo que a gruta teria sido invadida várias vezes pelo mar; durante estes períodos depositavam-se as areias e, conseqüentemente, deixaria de haver ocupação. A partir da descrição dos materiais líticos acima mencionados, Breuil & Zbyszewski (1945) consideraram a existência de ocupação humana durante o Paleolítico Inferior a Superior (desde 1 milhão de anos até 10 mil anos). A descoberta de ossos de mamíferos de climas quentes (rinocerontes) e frios (ursos) sugere que ocorreram acentuadas mudanças climáticas durante este período de tempo e, conseqüentemente, variações do nível das águas do mar, corroborando que a gruta teria sido invadida após as glaciações.

No depósito superior, muito produtivo, recolheram-se instrumentos líticos (pontas de setas e lanças, facas, lâminas, raspadeiras, etc.) e peças líticas residuais (lascas e núcleos de sílex), que mostram a existência de actividade permanente de fabrico de instrumentos a partir de ossos de javali, veado, urso, cabra, carneiro, boi, texugo, coelho, vértebras de peixe e conchas, entre outros. Contudo, destaca-se a descoberta de numerosa colecção osteológica humana, tendo sido estimado através dos maxilares inferiores, que existiam cerca de cento e quarenta corpos exumados. Este conjunto de ossos encontrava-se bastante remexido e, pelo facto de o número de fémures não ser igual ao número de úmeros, foi levantada a suposição, ainda não confirmada, de antropofagia. Outra hipótese ventilada, que explicaria os factos anteriores é que o local teria sido uma necrópole pré-histórica reutilizada continuamente por inúmeras gerações e, simultaneamente, teria sofrido sucessivas inumações. A existência, junto aos esqueletos desarticulados, de numerosos artefactos em osso (contas e alfinetes, entre outros), em sílex e quartzito (raspadeiras, lâminas, facas, etc.), em anfibolito e xisto anfibólico (machados de pedra polida, enxós e placas decorativas) e em cerâmica (vasos fragmentados, por vezes decorados) corrobora a hipótese de ter sido uma necrópole.

A descoberta mais surpreendente neste depósito consistiu num fragmento de crânio com perfuração incompleta do parietal com cerca de vinte milímetros de diâmetro e cinco milímetros de profundidade, com sinais evidentes de cicatrização, tendo sido o primeiro caso de trepanação craniana identificado em Portugal (Delgado, 1880). Admirável é ainda o facto de o indivíduo ter sobrevivido após a intervenção, como é evidenciado por o tecido esponjoso do diploí estar recoberto por tecido compacto. Esta técnica teria sido implementada provavelmente com fins terapêuticos e/ou em rituais mágico-religiosos.

No depósito superior foi ainda encontrada enorme quantidade de fragmentos de carvão distribuídos por toda a gruta, prova inequívoca do uso do fogo que faria parte do ritual funerário praticado ou então serviria para a iluminação de todas as galerias onde a luz exterior não conseguia penetrar.

A proveniência de numerosos artefactos funerários do Neolítico ao Calcolítico (>10 mil anos) sugere que seja esta a idade do depósito superior da Gruta da Furninha. Esta datação foi confirmada pela descoberta de um grande vaso globular com asas de suspensão típico do Neolítico Médio (Breuil & Zbyszewski, 1945).

A Gruta da Furninha foi habitada durante grandes períodos de tempo na pré-história. Primeiro, no Paleolítico, por caçadores recolectores que a utilizaram principalmente como abrigo, como é confirmado pelos numerosos achados líticos e ossos humanos recolhidos. Posteriormente, do Neolítico ao Calcolítico, foi transformada numa necrópole por uma civilização mais evoluída que já utilizava instrumentos de pedra polida, produzia cerâmica e realizava operações cirúrgicas elaboradas.

A descrição anterior ilustra a evolução natural e humana do passado do local e o interesse científico e pedagógico da Gruta da Furninha como património geológico e arqueológico. Junta-se a singularidade e raridade do local, bem como a panorâmica visual envolvente, onde sobressai o recorte do litoral junto à Consolação e as longínquas serras de Sintra e de Montejusto. As especificidades mencionadas sustentam a proposta de considerar a Gruta da Furninha em condições de ter o estatuto de monumento natural de âmbito regional ou local.

Conclusões

A diversidade da paisagem e a ocorrência de numerosos geossítios reconhecidos, descritos e caracterizados enriquecem e valorizam o património cultural da região de Peniche. O seu registo, na perspectiva da compreensão da história geológica do lugar e/ou do afloramento e da sua contextualização na evolução do planeta Terra, acrescenta valor cultural e importância científica, pedagógica e sócio-económica à região.

Os locais inventariados e caracterizados são considerados

geossítios singulares e não renováveis e todos eles têm importância excepcional, sendo assumidos como reservas naturais e geomonumentos. Justifica-se a sua importância por serem representativos de testemunhos do passado da história da Terra, raros ou mesmo únicos. Apresentam ainda ter interesse científico e educativo, dado que permitem o conhecimento aprofundado do local e a exemplificação dos fenómenos e processos geológicos que lhes deram origem.

A sua divulgação através de visitas ao terreno ou de folhetos ou roteiros, bem como de guias turísticos, que testemunham a história natural da região, contribui para o desenvolvimento do turismo da natureza. Salienta-se que os guias e roteiros geoturísticos devem conter mapas a escalas diferentes, com vários itinerários pedestres, de modo a que o património paisagístico e geológico descrito seja acessível à população em geral, na qual se incluem os turistas, os amadores de geologia e os alunos das escolas secundárias e do ensino superior.

De facto, a elaboração de itinerários, programas e publicações de divulgação sobre os geossítios expostos, permite o crescimento de um tipo de turismo distinto do habitual, constituído por indivíduos mais cultos e mais interessados nos valores naturais, os quais são atraídos por actividades de índole geocultural.

Outra forma de divulgação que poderá ser utilizada, pode ser o recurso interpretativo de tipo painel (Dias *et al.*, 2003), ainda com escasso desenvolvimento em Portugal. Contudo, esta abordagem interpretativa deverá ser cuidada, para que a mensagem a transmitir seja eficaz e adaptada ao público-alvo.

Tendo em conta a preservação e conservação deste património geológico de natureza cultural, bem como do seu aproveitamento geoturístico, sugere-se que todos os geomonumentos citados sejam classificados como geossítios de âmbito local, regional e nacional, atendendo ao decreto-lei 142/2008 de 24 de Julho. Na futura revisão do Plano Director Municipal deverá ser referenciada a sua existência, bem como definido um modelo eficiente para a sua gestão. A valorização dos geossítios acima mencionados e a sua divulgação à população em geral, e turística em particular, potenciam o desenvolvimento de actividade geoturística que poderá ter elevado interesse sócio-económico para região.

Agradecimentos

Ao amigo Francisco Félix agradeço a cedência de algumas das fotografias que estão inseridas no texto. Ao colega Daniel Metodiev agradeço a ajuda na preparação das figuras em CorelDraw-X4.

Bibliografia

- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., & Michel, H. V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous/Tertiary extinction. *Science*, 208: 650-664.

- Andrade, C. F. 1937. Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Mem. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa*, 235 p.
- Andrade, M. M. 1979. O tufo-brecha da Papoa resto de um cone vulcânico de piroclastos. *Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênc., Porto*, XCI-4^a série: 213-222.
- Breuil, H. & Zbyszewski, G. 1945. Contribution à l'étude des industries plaéolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire. *Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, XX: 90-115.
- Brilha, J. 2005. *Património Geológico e Geoconservação. A Conservação da Natureza na sua vertente Geológica*. Viseu, Palimago Edit.
- Calado, M. 1984. *Peniche na História e na Lenda*, 4^a edição, Peniche.
- Carvalho, A. M. G. 1998. Geomonumentos: uma reflexão sobre a sua classificação e enquadramento num projecto alargado de defesa e valorização do Património Natural. Actas do V Congresso Nacional Geologia, *Comun. Inst. Geol. Min., Lisboa*, 84 (2): G22-G25.
- Daveau, J. 1884. Excursion aux îles Berlengas et Farilhões avec notice zoologique sur ces îles par Albert A. Girard. *Bol. Soc. Geog. Lisbonne*, 4 Série (9): 409-452.
- Delgado, J. F. N. 1884. La grotte de Furninha à Peniche. *C. R. du Congrès International d'Anthrop.*, Lisboa, 9^a session: 207-264.
- Dias, G., Brilha, J. B., Alves, C., Pereira, D. I., Ferreira, N., Meireles, C., Pereira, P. & Simões, P. P. 2003. Contribuição para a valorização e divulgação do património geológico com recurso a painéis interpretativos: exemplos em áreas protegidas do NE de Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, n^o esp. V, CD-ROM: 140-142.
- Duarte, L. V. 2003. O Jurássico do Cabo Carvoeiro. 20 milhões de anos de histórias geológicas com valor patrimonial. Livro de Actas do III Seminário de Recursos Geológicos Ambiente e Ordenamento do Território, Vila Real, 263-272.
- Duarte, L. V. 2004. The geological heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: selected sites, inventory and main scientific arguments. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milão, 110 (1): 381-388.
- Duarte, L. V. 2005. The Jurassic of the Peniche Peninsula (Central Portugal): an international reference point of great scientific value and educational interest. In: Henriques, M.H. Azerêdo, A. C., Duarte, L.V. & Ramalho, M. (Edit.). *Jurassic heritage and geoconservation in Portugal: selected sites*. IV International Symposium ProGeo on the Conservation of the Geological Heritage, Field Trip Guide Book, Braga, 23-31, 5 plates.
- Duarte, L. V. 2006. *Património Geológico de Peniche. Elementos para a sua caracterização. 1^{as} Jornadas de Arqueologia e Património da região de Peniche*, 1-14.
- Duke, L. C., Elizaga Munoz, E. & Vidal Romani, J. R. 1983. Puntos de Interés Geológico en Galicia. *Servicio Publicaciones, IGME*, 103 p.
- Elizaga Munoz, E. 1988. Georrecursos Culturales. *Geologia Ambiental, ITGE*: 85-100.
- Elmi, S., Mouterde, R., Rocha, R. B. & Duarte, L. V. 1996. La limite Pliensbachien-Toarcien au Portugal: intérêt de la coupe de Peniche. *Meeting on Toarcian and Aalenian Stratigraphy*, ISJS, Aalenews, Roma, 6: 33-35.
- Elmi, S., Duarte, L. V., Mouterde, R., Rocha, R. B. & Soares, A. F. 2005. The Peniche Section (Portugal): candidate to the Toarcian Global Stratotype Section and Point. *Field Trip Guide of Peniche Toarcian Working Meeting, International Subcommission on Jurassic Stratigraphy*, 1-51.
- Gray, M. 2004. *Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature*. John Wiley & Sons, 410 p.
- Mouterde, R. 1955. Le Lias de Peniche. *Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, XXXIV: 87-115.
- Priem, H. 1965. Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental margin: the Traba granite (Spain) and the Berlenga granite (Portugal). *Geol. Mij.*, Gravenhage, 44^o ano, 10: 353-354.
- Ramalho, R. 2004. *Património Geológico Português: importância científica, pedagógica e sócio-económica*. *Geonovas*, Lisboa, 18: 5-12.
- Ribeiro, L. & Ramalho, M. 1997. *Notícia explicativa da carta geológica simplificada do Parque Natural de Sintra-Cascais*. *Publ. Inst. Geol. Mineiro e Inst. Conser. Natureza*, 48 p.
- Romão, J. M. 2001. O campo de lapiás do Cabo Carvoeiro (Peniche). *6^o Fórum Ciência Viva - ANCCT*, Pavilhão Atlântico, Lisboa, 16p.
- Romariz, C. & Marques, F. 1989. Valorização dos monumentos geológicos. II Litoral de Peniche. *Comunicações do II Congresso de Áreas Protegidas, SEARN, SNPRCN, Lisboa*: 917-920.
- Teixeira, C. & Gonçalves, F. 1980. *Introdução à Geologia de Portugal*. INIC, Lisboa, 475 p.
- Zbyszewski, G. 1946. Les ossements d'*Omosaurus* découverts près de Baleal Peniche). *Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, XXVII: 135-144.
- Zbyszewski, G., Camarate França, J. & Moitinho de Almeida F. 1960. *Notícia explicativa da folha 26-C (Peniche)*. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 33 p.
- Zbyszewski, G., Ferreira, V., Andrade, F. & Oertel, G. 1960. *Carta Geológica 26-C (Peniche) na escala 1:50000*. *Serviços geológicos de Portugal*.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. 1982. The Toarcian-Aalenian at Peniche, Portugal. *A field guide with detailed sedimentological logs*. *Depart. Earth Sciences, the Open University, London*, 18 p.