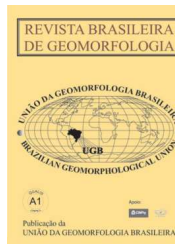


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 17, nº 1 (2016)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i1.556>



A ZONA COSTEIRA DO NORTE DE PORTUGAL: UNIDADE E DIVERSIDADE. O CASO PARTICULAR DA REGIÃO DO PORTO

NORTHERN PORTUGUESE COASTAL ZONE: UNITY AND DIVERSITY. THE PARTICULAR CASE OF THE PORTO REGION

Maria Assunção Araújo

*Departamento de Geografia, Universidade do Porto
Via Panorâmica, s/n, Porto, CEP: 4150-564, Portugal
Email: m.a.araujo@netcabo.pt*

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
22/05/2015
Aceito (Accepted):
26/10/2015

Palavras-chave:

Plataforma Litoral, Depósitos
Cenozóicos, Tectónica Recente.

Keywords:

Littoral Platform, Cenozoic
Deposits, Neotectonics.

Resumo:

A linha de costa do Noroeste de Portugal apresenta uma notável homogeneidade quando observada num mapa de pequena escala. Tem uma orientação muito consistente, de rumo NNW-SSE desde a fronteira com a Galiza, na foz do rio Minho, ao longo de 97km até à latitude de Espinho, cerca de 14km a sul da cidade do Porto. Além de sua aparência retilínea, outra característica importante da zona costeira de Portugal é a existência da designada “plataforma litoral”, que se desenvolve como uma superfície aplanada, contígua à linha de costa e geralmente separada dos relevos interiores por um alinhamento abrupto. É possível considerar vários sectores bem diferenciados dentro deste trecho com cerca de 100km de extensão. A diferenciação relaciona-se com a extensão da plataforma litoral e com o seu desenvolvimento altimétrico. O estudo dos depósitos que cobrem a plataforma litoral, feito com mais detalhe na área que rodeia a foz do Rio Douro, onde esses depósitos são bastante representativos e bem expostos, permite corroborar a hipótese de movimentações tectónicas durante o final do Cenozóico. Deste modo, quer o desenvolvimento topográfico de conjunto, quer o estudo detalhado dos depósitos correlativos sugerem a existência de compartimentos com movimentação tectónica diferenciada, ao longo de falhas herdadas dos tempos tardi-hercínicos, que poderão ter continuado a atuar ao longo do Quaternário.

Abstract:

The coastline of Northwest Portugal has a remarkable homogeneity when viewed on a small-scale map. It has a very consistent orientation towards NNW-SSE, along 122 km, from the latitude of Espinho, south of the city of Porto, up to the border with Galicia, at the mouth of the Minho River, and beyond this point up Baiona in Galicia. In addition to its straight appearance, another important feature of the coastal area of Portugal is the existence of the designated “littoral platform,” which develops as a flattened surface, adjacent to the shoreline and usually separated from the interior reliefs by an abrupt alignment. One can consider several well-differentiated sectors within this stretch of about 100km long. The

differentiation is related to the extension of the littoral platform and its altimetry. The study of deposits covering the littoral platform, quite detailed in the area surrounding the mouth of the Douro River, where these deposits are very representative and well exposed, seems to corroborate the hypothesis of tectonic movements during the late Cenozoic. Thus, both the topographic development and the detailed study of the deposits suggests the existence of compartments with different tectonic movements along faults inherited from tardi-Hercynian times, which may continue to work during the Quaternary.

1. Introdução

O litoral do Noroeste de Portugal estende-se desde a foz do Rio Minho, na fronteira com a Galiza até à cidade de Espinho, 14 km a sul da foz do Douro. A linha de costa do apresenta aí uma notável homogeneidade quando observada num mapa de pequena escala. Tem uma orientação muito consistente de rumo NNW-SSE desde a fronteira com a Galiza, ao longo de 97km, até à latitude de Espinho. Em Espinho a sua orientação muda para NNE-SSW, direção que segue, de forma muito regular, até ao promontório da Nazaré, ao longo de cerca de 156km.

Esta notória mudança de direção tem uma razão estrutural: o litoral a norte de Espinho é talhado nas rochas do maciço Hespérico. Este representa um conjunto de rochas ígneas e metamórficas de idade pré-câmbrica e paleozóica, dobradas e metamorizadas aquando da orogenia hercínica ou varisca, que teve lugar entre o Devónico médio e o Pérmico, com uma fase principal no final do Carbónico.

A sul de Espinho, o soco hercínico está coberto por formações de idade cenozóica. Começam por aflorar sedimentos recentes do Holocénico e Pleistocénico superior. Mais para sul, a partir da latitude de Estarreja, encontram-se formações mais antigas, de idade mesozóica (Cretácico).

Considera-se que a sul de Espinho se inicia numa nova região estrutural, a orla meso-cenozóica ocidental, contemporânea dos fenómenos que levaram à abertura de um primeiro *rift* que veio a abortar, originando o aulacogéneo que se converteu na mencionada orla ocidental, também conhecida por Bacia Lusitana. Posteriormente, a partir do Jurássico superior, a Oeste deste aulacogéneo vai abrir-se o *rift* definitivo que separou a Eurásia da placa norte-americana (RIBEIRO *et al.*, 1979; VÁRIOS, 2013).

A direção NNW-SSE a N-S, existente entre Espinho e a foz do rio Minho (Caminha), prolonga-se no território galego, até ao cabo Silleiro, perto de Baiona. O cabo Silleiro parece definir o limite entre dois tipos de costa completamente diferentes. Para norte deste cabo, a costa praticamente rectilínea dá lugar a uma costa profundamente indentada, as “rias” da Galiza.

Estas “rias” foram durante muito tempo interpretadas como vales fluviais invadidos pelo mar. Desta explicação algo simplista resultou a hipótese simples e atraente de Teixeira (1944), segundo a qual teria havido um “afundamento” do “bloco galego” em relação aos outros blocos situados mais a sul, nomeadamente, o “bloco do Douro” (Figura 1). Esse afundamento teria permitido uma ingressão marinha com inundações de antigos vales fluviais.



Figura 1 - Os blocos que podem considerar-se no litoral noroeste da Península Ibérica e a sua disposição em escadaria (adaptado de C. Teixeira, 1944).

Sabendo-se que o nível do mar durante os últimos milhares de anos (de 18.000 BP até cerca de 5.000 BP) subiu cerca de 120m (DIAS *et al.*, 1997), quase todas as costas do globo são costas de submersão. Exceptuam-se as costas com uma atividade tectónica ou vulcânica muito intensa e aquelas que estão a sofrer recuperação isostática depois do fim da última glaciação. Por isso, a invasão de antigos vales fluviais terá afectado toda a costa do Noroeste peninsular e, deste modo, não poderá explicar as diferenças entre a costa a sul do cabo Silleiro e a costa da Galiza a norte deste cabo. É necessário que os dois sectores tivessem, antes da transgressão flandriana, um desenvolvimento geomorfológico bastante diferente.

A penetração pelo mar ao longo de depressões tectónicas e/ou o apodrecimento profundo de rochas cristalinas ao longo de fracturas, durante os longos períodos de clima quente e húmido que vigoraram nos tempos meso-cenozóicos, são também hipóteses, tanto ou mais plausíveis do que “os vales fluviais invadidos pelo mar” para a existência destas profundas indentações na linha de costa galega (NONN, 1966).

A partir dos anos noventa multiplicaram-se os trabalhos sobre o litoral desta região, nomeadamente diversas teses de doutoramento (GRANJA, 1990; ARAÚJO, 1991; BLANCO CHAO, 1999; ALVES, 1996 e CARVALHIDO, 2012).

De um modo geral, trata-se de trabalhos dedicados a uma área específica em que a visão global se perde. As perspectivas, os objetivos e as metodologias também são diversos, por vezes inconciliáveis. Por isso, não parece útil enumerar os resultados desses trabalhos, já que nenhum deles tem como objectivo resolver o problema da diferenciação geomorfológica existente ao longo deste sector costeiro e muito menos o do seu contraste com a costa galega para Norte do Cabo Silleiro.

Embora não seja possível apresentar nenhuma solução “definitiva” para esse magno problema, tentaremos contribuir para a sua discussão aduzindo alguns elementos que resultam de uma já longa investigação sobre o tema.

2. Contexto Geológico e Geomorfológico

A orientação NNW-SSE da linha de costa entre o Cabo Silleiro e Espinho tem uma razão estrutural. Este troço costeiro está talhado no maciço Hespérico. Uma das principais características do Maciço Hespérico é a

sua organização em grandes zonas com características litológicas e paleogeográficas afins. A zona central do orógeno hercínico, a zona Centro Ibérica (ZCI), é aquela onde os fenómenos de metamorfismo e granitização foram mais intensos e, por isso, as rochas graníticas constituem uma parte muito importante desta zona. São sobretudo os diversos tipos de granitos, intruindo xistos mais ou menos metamorfizados que constituem o substrato deste sector litoral. No entanto, existem exceções: sobre as séries monótonas de xistos do Câmbrico (RIBEIRO *et al.*, 1979), a alternância de quartzitos e de xistos do Ordovício e do Silúrico origina cristas Apalachianas.

O anticlinal de Valongo (Figura 2) é uma das estruturas variscas mais importantes no norte de Portugal. O seu flanco ocidental, com cerca de 100km de comprimento, alcança a costa perto da foz do rio Cávado. Quando chegam ao litoral, devido à sua resistência à erosão marinha, os quartzitos originam os rochedos designados como “cavalos” de Fão. S. Félix de Laúndos (Figura 2) é outro lugar onde esta crista quartzítica se destaca na paisagem litoral. A partir da latitude do Porto e separado da ZCI pela falha Porto-Tomar surge um terreno de rochas muito antigas, de idade neoproterozóica, que se considera pertencer a uma outra zona, a Ossa-Morena: ZOM (CHAMINÉ, 2000).

Esta última zona aparece numa faixa muito estreita, parcialmente coberta por areias de praia no litoral da cidade do Porto e também a sul da foz do Douro, desde Lavadores até Espinho, sempre a oeste da falha Porto-Tomar. Esta falha, que separa a ZCI da ZOM, corre paralelamente ao litoral e inflecte para SSE, penetrando no continente perto da latitude do Porto (Figura 2).

A direcção NNW-SSE é também uma das direcções estruturais mais evidentes nas dobras resultantes da orogenia hercínica ou varisca (exemplo: anticlinal de Valongo). No entanto, embora as direcções estruturais variscas tenham uma grande importância no desenvolvimento da geomorfologia do norte de Portugal, as linhas gerais do relevo estão relacionadas com outras direcções correspondendo essencialmente às direcções dos desligamentos tardi-hercínicos.

No norte de Portugal, os desligamentos mais notáveis apresentam-se com uma direcção NNE-SSW (falha do Gerês, falha Verín-Penacova e falha da Vilariça). Trata-se de alinhamentos com centenas de

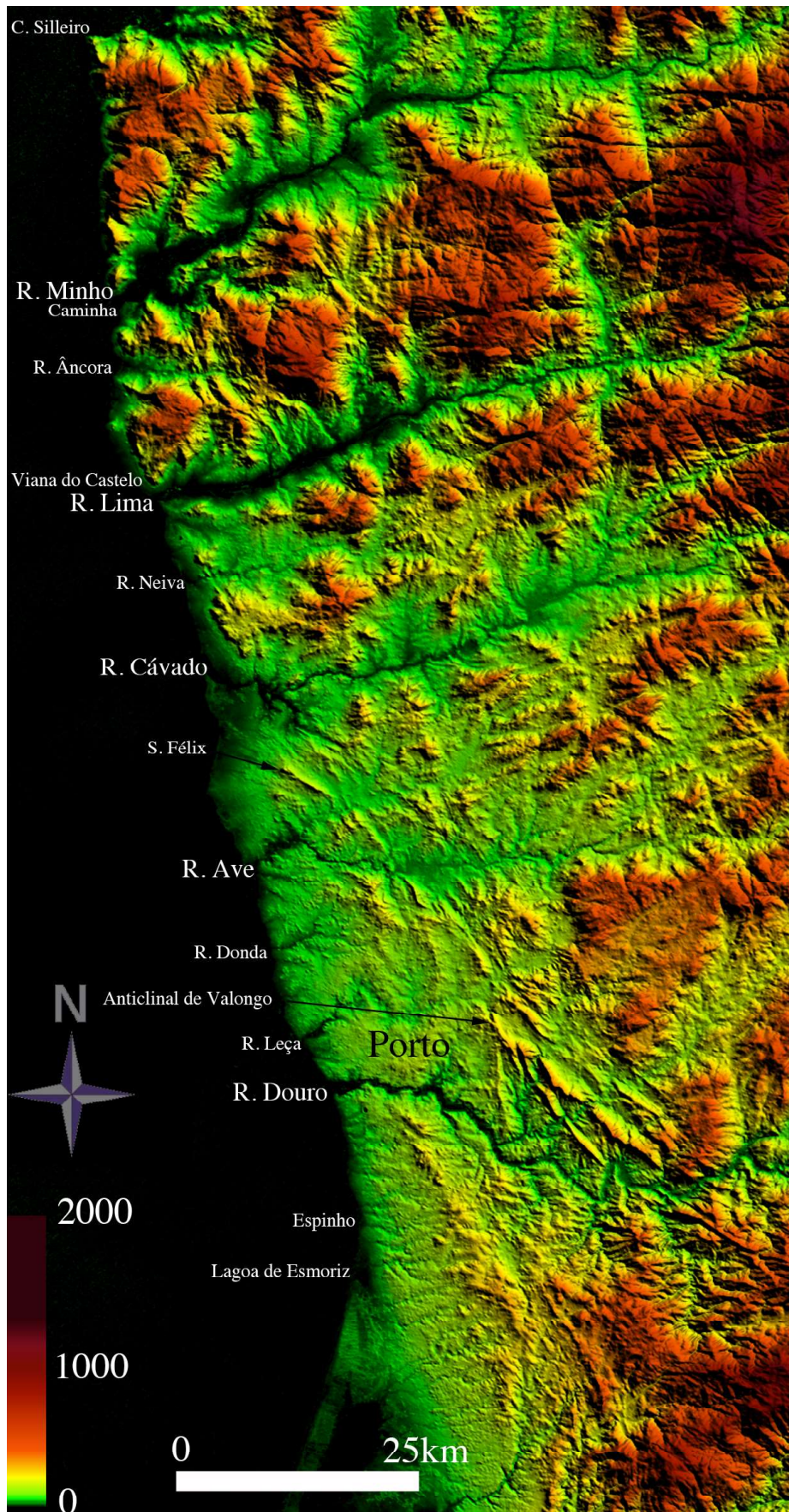


Figura 2 - Modelo digital de terreno e localização dos locais referidos no texto.

quilómetros, que acabam imprimindo ao território do norte do País a sua principal compartimentação (FERREIRA, 1991). A direção N-S é também muito importante. O acidente mais notável é a falha de Padrón (Figura 3) com mais de 130 km de comprimento,

que cria um corredor meridiano que corta toda a Galiza e o Norte de Portugal. A direção ENE-WSW faz parte do conjunto das orientações tardi-hercínicas e controla a orientação geral dos rios mais importantes do norte de Portugal (Figura 2).

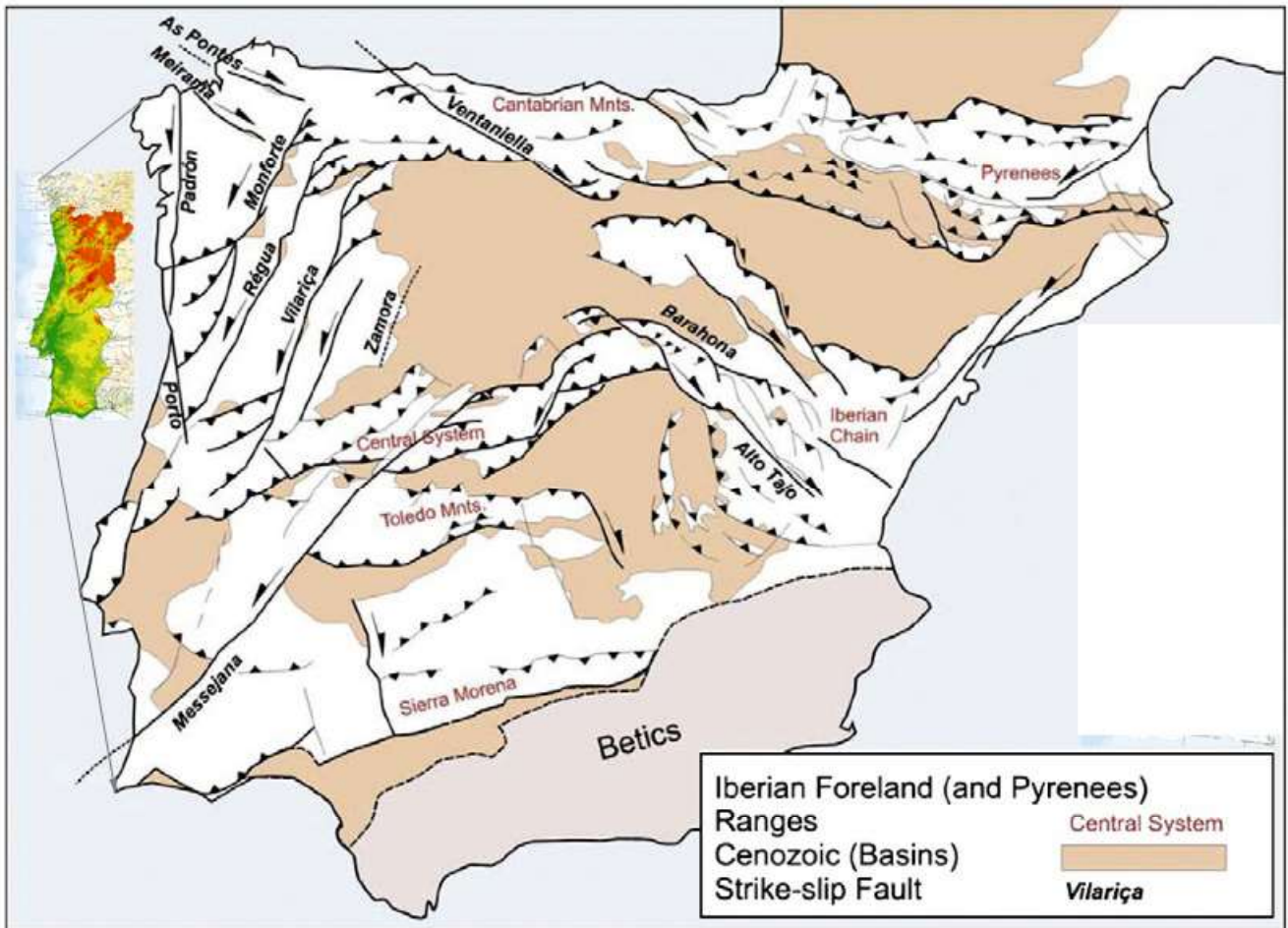


Figura 3 - Principais desligamentos e cadeias montanhosas na Península Ibérica (adaptado de De Vicente et al., 2011).

Como já foi dito acima, todo o litoral do Noroeste peninsular assenta sobre rochas do Maciço Hespérico. Nas cartas geológicas, de escala 1:50.000, de Caminha, foz do rio Minho a Espinho, cerca de metade do litoral é cartografado como afloramentos de rochas ígneas ou metamórficas que entram em contacto mais ou menos direto com o mar. Alguns destes pontos correspondem a arribas baixas. As arribas altas são muito raras nesta costa. Cerca de 52 % do litoral entre Caminha e Espinho corresponde a areias de praia e mais raramente a material grosseiro (cascalho, calhaus, muito raramente blocos). A cobertura do substrato não é muito espessa, e, às vezes, durante o inverno ou em situação de tempesta-

de, a erosão das areias das praias revela os afloramentos rochosos escondidos sob a cobertura detrítica. Em rochas graníticas e metamórficas resistentes, a erosão do mar orientada por fracturas e falhas pode criar alguns entalhes (sapas) espetaculares (Figura 4).

Segundo Cabral (1995), na área do Porto existe um levantamento geral de cerca de 100m desde o Pliocénico. Este levantamento é uma das principais causas para a antecedência (REBELO, 1975, ARAÚJO, 1991) do rio Douro, na área das cidades do Porto e Gaia. Na ponte da Arrábida, a 2,9km da foz do Douro, o encaixe do rio atinge mais de 70m.



Figura 4 - Panorâmica da sapa de Vila Chã (Pedra do Bispo) explorando uma fractura de direção ENE-WSW nas rochas gnaisso-migmatíticas intruídas pelos granitos alcalinos. Situação de maré baixa.

Entre esta ponte e a ponte de D. Luís o entalhe do rio traduz muito bem essa antecedência. As vertentes, talhadas no granito do Porto, atingem 40% de declive com bastante frequência. Esta é a principal razão para a surpreendente paisagem urbana do Porto (Figura 5). Além de sua aparência retilínea, outra característica importante da zona costeira do Noroeste de Portugal é a existência da designada “plataforma litoral” (FERREIRA, 1983; ARAÚJO, 1991). Esta desenvolve-se como uma superfície aplanada contí-

gua ao litoral e geralmente separada dos relevos interiores por um alinhamento abrupto. Inicialmente interpretado como uma arriba fósil, este relevo tem vindo a ser considerado como uma escarpa de origem tectónica cujo rejogo poderá ser, em muitos casos, posterior aos depósitos mais antigos que atapetam a plataforma litoral (DAVEAU, 1987; ARAÚJO, 1991). A existência de depósitos de cobertura, geralmente considerados Plio-Quaternários, é uma outra das características fundamentais dessa plataforma.



Figura 5 - Vista do centro histórico da cidade do Porto, tirada a partir da margem sul (Serra do Pilar). A ponte Dom Luís situa-se a uma cota aproximada de 70m. Os elevados declives da margem direita do rio são compatíveis com fenómenos de antecedência.

3. A Plataforma Litoral

A plataforma litoral tem um desenvolvimento muito desigual, aparecendo em diferentes altitudes e com extensões muito distintas. A tabela I resulta de uma consulta dos mapas interativos publicados no sítio da Direção-Geral do Território. A latitude é dada em coordenadas do sistema ETRS89. Os respectivos valores são decrescentes: isto é, a tabela e o gráfico materializam, aproximadamente, um percurso de norte para sul, desde

Santa Tecla, ainda na Galiza, até à praia de Cortegaça, a uma distância de cerca de 105km para sul.

Mediu-se a distância, em quilómetros, da linha de costa até à curva de nível de 25m e também às curvas de nível de 50 e de 100m. Tentou-se encontrar as distâncias mais curtas desde o ponto fixo do litoral (identificado pelo nome e pela latitude) até cada uma das referidas curvas de nível. Foi também registada a cota do vértice geodésico que define a altitude do topo do relevo contíguo à plataforma litoral (relevo marginal).

Tabela 1: Desenvolvimento da plataforma litoral de Santa Tecla até Cortegaça. Distância até às curvas de nível de 25, 50 e 100m e altitude do topo do relevo marginal.

Local	Latitude (ETRS89)	Dist. à curva 25m	Dist. à curva 50m	Dist. à curva 100m	Topo relevo marginal (m)
Santa Tecla	247139	0,286	0,397	0,559	342
Cobertorinho	241123	0,512	0,661	0,828	228
Âncora	239077	0,522	0,7	0,924	273
Forte do Cão	236750	0,995	1,21	1,6	398
Montedor	231649	0,41	0,5	1,82	345
Areosa	227368	1,03	1,34	1,45	340
Santa Luzia	225320	0,74	1,06	1,2	195
Anha	222575	1,53	1,65	1,95	187
Amorosa	219531	1,09	2,7	6,8	262
Pedra Alta	217492	1,29	1,71	2,03	192
Belinho	213341	1,31	2,02	2,226	226
Mar	212019	1,4	1,53	1,72	233
Marinhas	209646	1,47	1,93	2,15	194
Esposende	206446	1,5	2,28	2,64	182
Apúlia	200718	2,45	4,64	6,28	300
Aguçadoura	196447	2,11	4,26	6,21	210
A-Ver-o-Mar	192974	1,63	3,54	6	190
Póvoa de Varzim	190042	1,78	3,96	7,65	202
Mindelo	182512	1,24	3,34	5,61	236
S. Paio	179096	0,51	5,7	7	235
Lavra	177449	0,868	1,5	6,64	156
Castelo do Queijo	166596	1	1,84	4,91	134
Farol de Felgueiras	164555	0,62	1,6	4,47	157
Madalena	160070	0,772	1,91	3,2	253
Senhor da Pedra	155650	1,22	1,68	3,31	241
Granja	152187	0,529	1,4	4,37	241
Espinho	148641	0,838	1,6	4,2	229
Cortegaça	141567	2,95	3,37	4,73	226

A figura 6 representa o declive médio da área situada abaixo dos 100m e também a altitude dos pontos mais altos do relevo marginal. Verifica-se que a latitude da Apúlia representa um ponto de charneira entre duas áreas litorais com comportamentos diversos no que diz respeito ao desenvolvimento da plataforma litoral. Na figura 7 separou-se os valores do declive correspondentes às áreas abaixo de 25, 50 e 100m.

Na parte norte da área estudada, até uma latitude de 200.000, que corresponde, aproximadamente, à posição da Apúlia, os declives da faixa situada abaixo da curva dos 25m atingem valores elevados, por exemplo de 8% à latitude de Santa Tecla. Isto significa que a plataforma litoral é muito estreita no sector Cabo Silleiro-A Guarda, com declives geralmente elevados e que variam abruptamente.

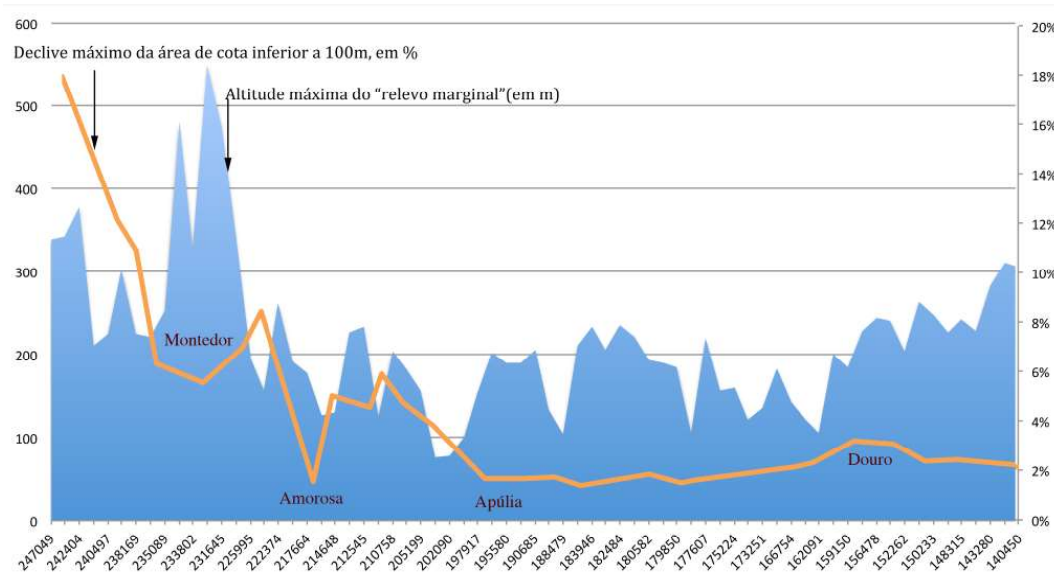


Figura 6 - Altitude dos topos do relevo marginal (em m) e declive médio da área de cota inferior a 100m (em %).

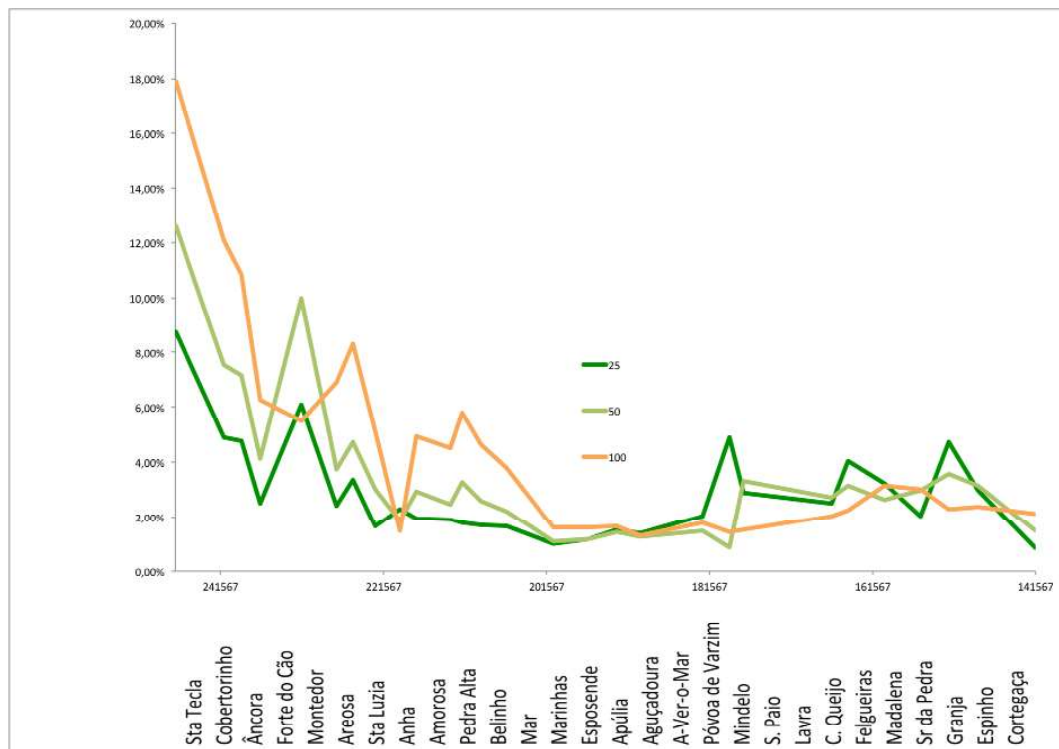


Figura 7 - Declive médio das áreas situadas abaixo das curvas de nível de 25m, 50m e 100m. Notar que a posição da Apúlia corresponde ao limite entre 2 sectores com tendências diferentes.

Entre a foz do rio Minho e do rio Âncora a plataforma litoral tem uns escassos 400m de largura. Na região de Viana do Castelo encontra-se uma plataforma estreita e uma imponente escarpa de quase 300m de altura (Figura 8). À latitude do Carreço a plataforma litoral estende-se até aos 60m e o relevo marginal culmina a 340m (280m de diferença). Para sul, a plataforma litoral alarga-se e o relevo marginal é mais baixo, atingindo apenas cerca de 200m. A sul da Apúlia os valores do declive para as 3 curvas de nível consideradas quase se confundem. Isso significa que a plataforma litoral está bem definida e o seu declive é relativamente homogéneo. Deste modo pode concluir-se que, a sul da latitude da Apúlia a plataforma litoral se torna um elemento relevante na paisagem e que se desenvolve pelo menos, até à altitude de 100m (Figura 7).

Se a plataforma litoral começa a cotas variadas, como se deduz das figuras 6 e 7, a imagem do litoral Noroeste de Portugal como uma escadaria com degraus registando passivamente as variações eustáticas do Quaternário, tão comum na literatura geológica até aos anos oitenta do século passado (TEIXEIRA, 1979), terá que ser posta em questão. Pelo contrário, o contraste existente entre o norte e o sul da área estudada sugere que há sectores que reagem de forma diferenciada às variações do nível do mar durante o Quaternário. Por outro lado, a rigidez da escarpa que faz contactar a plataforma litoral com a serra de Santa Luzia, na região de Viana do Castelo, sugere fortemente que não se trata apenas de uma arriba fósil mas sim de um relevo com origem tectónica provável (Figura 8).

4. Depósitos Cenozóicos: Seu Significado para a Compreensão da Evolução Geomorfológica

A plataforma litoral do norte de Portugal suporta diversos afloramentos de depósitos plio-quadernários que poderiam ser a chave para entender a sua origem e evolução, através da correlação do escalonamento presente em cada trecho e a sua diferenciação ao longo da área em apreço. No entanto, no conjunto desta faixa costeira, os depósitos plio-pleistocénicos são raros e geralmente mal preservados. A área entre o rio Leça e Espinho é aquela em que os depósitos cenozóicos são mais frequentes e diferenciados (ARAÚJO, 1991) e constitui, por isso, uma área chave para o estudo da plataforma litoral desde o estudo de RIBEIRO *et al.*, (1943).

A posição da plataforma litoral de frente para o mar tem induzido diversos investigadores a atribuir-lhes uma origem marinha. A existência de algumas “praias levantadas” (Figura 9) confirma essa origem marinha. Contudo, muitos dos depósitos cartografados no contexto da plataforma litoral não têm efetivamente origem marinha. É o caso da área do Porto, onde apenas os depósitos litorais situados abaixo dos 40m se podem interpretar como antigas praias. Os depósitos situados acima de 40m até cerca de 125m, na base do “relevo marginal” têm claramente uma origem fluvial (Figura 10). Dentro da área que foi estudada com mais pormenor (ARAÚJO, 1991), encontram-se vários tipos de depósitos cenozóicos



Figura 8 - Panorâmica da escarpa da serra de Santa Luzia, a norte de Viana do Castelo (à direita, na figura). A serra culmina a 550m. A escarpa, medida entre o relevo de Montedor e o seu limite sul, na cidade de Viana do Castelo, tem uma extensão de cerca de 6,5km.



Figura 9 - Depósito de praia eemiana consolidada por cimento ferruginoso. Altitude: cerca de 4m. Praia da Circunvalação, Porto.



Figura 10 - Depósito de tipo fluvial (fase I) no Carregal, 128m.

4.1 - Depósitos Fluviais: Aparecem Sempre Acima de 40m e podem ser Classificados em Dois Tipos:

Fase I: Depósitos fluviais (Placenciano?)

Aparecem geralmente acima de 100m de altitude. O corte mais significativo, já descrito por O. Ribeiro *et al.*, (1943), encontrava-se na Rasa de Baixo. Nesse corte podia observar-se um espesso depósito (mais de 7m de espessura, Figura 11) assentando num substrato de granito muito alterado, que foi explorado para extração de caulinite. A base deste depósito estava perfeitamente arrasada e mostrava um pendor suave para leste. Sobre o substrato granítico caulinizado, viam-se blocos de granito podre, às vezes com mais de 50cm de comprimento. Tinham sofrido transporte antes da alteração dos blocos e do próprio substrato, porque alguns destes blocos eram de granito calco-alcalino porfiróide e repousavam numa base de um granito de tipo diferente (alcalino). A esta base de grandes blocos de granito podre seguia-se uma camada de silte e areia muito fina, de cor cinzento-esverdeada e, no topo, uma camada de areia e cascalho com estratificação entrecruzada. A parte superior do depósito atingia 124m de altitude. Uma correlação hipotética com depósitos do norte da Península Ibérica (PEREIRA, 1997) sugere uma idade placenciana.



Figura 11 - Aspecto do corte da Rasa (Vila Nova de Gaia, 124 m no topo). Notar a suave inclinação para leste da base perfeitamente arrasada em granito podre. À direita, aspecto de pormenor do corte, mostrando as diferentes unidades referidas no texto.

Fase II: depósitos de tipo leque aluvial (Gelasiano?)

Aparecem desde altitudes de 90m até 50m. Trata-se de depósitos muito mal calibrados, com uma base muito irregular. Às vezes, perto da base mostram blocos constituídos por fragmentos dos depósitos da fase I (Figura 12). Um movimento tectónico criando o relevo marginal, possivelmente terá produzido as condições topográficas para a criação destes leques aluviais.

São, por sua vez, afetados por uma tectónica frequentemente compressiva (Figura 13). Podem corresponder ao Gelasiano. Na medida em que são, provavelmente, formações do início do Quaternário, os movimentos tectónicos que os afectam cabem dentro da definição de neotectónica (i.e.: “actividade tectónica ocorrida desde o Pliocénico terminal”, CABRAL 1995).

Depósitos marinhos: situados abaixo de 40 m.

Apresentam-se dispostos em escadaria e parecem representar sucessivos estacionamentos do nível do mar durante o Quaternário, isto é, diversos estádios isotópicos marinhos (MIS). A sequência mais completa situa-se em Lavadores, imediatamente a sul do Douro. Em Lavadores, numa curta distância, encontram-se três níveis diferentes. As suas altitudes são referidas em metros acima do nível médio do mar (NMM).

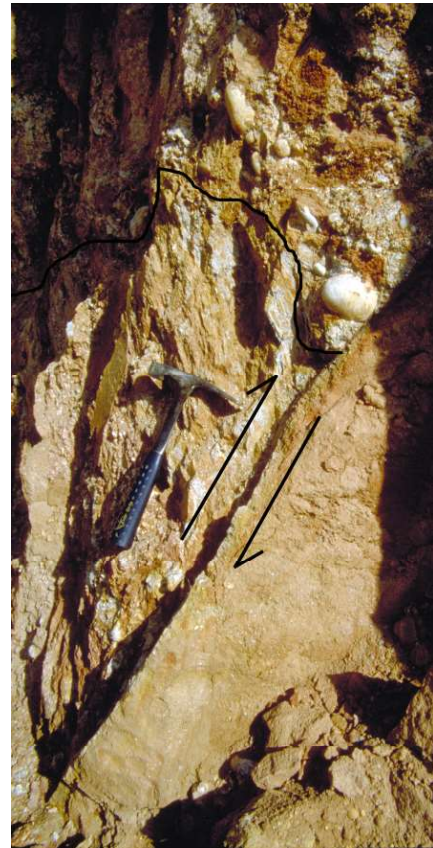


Figura 13 - Falha inversa afectando um depósito da fase II (Juncal, Espinho). Altitude: cerca de 57m. A base do depósito está sublinhada e tem elementos bastante grosseiros e mal calibrados. Notar os contraste com o bloco abatido, de granulometria mais fina e homogênea.



Figura 12 - Corte da base do depósito da fase II. Notar o carácter irregular da base onde coexistem blocos de granito podre e blocos de depósito da fase I. Cota= cerca de 80m.

- I - ca 29m (Figura 14),
- II - de 19 a 17m (Figura 15),
- III - de 5 a 7m (Figura 16).

Estes depósitos marinhos foram reconhecidos noutros lugares ao longo da faixa litoral entre o rio Ave e Espinho. O nível mais baixo encontrado em Lavadores,

tal como muitos outros pequenos afloramentos existentes ao longo da linha de costa estudada, deverá corresponder ao último interglaciar (MIS 5e). Já que existem, pelo menos, dois níveis identificados acima deste, eles poderão representar estádios anteriores (MIS 7 para o nível de 17-19m e MIS 9 para o que se situa a 29m).



Figura 14 - Depósito marinho do nível mais alto. Culmina a cerca de 30m.



Figura 15 - Depósito marinho do nível intermédio: culmina a cerca de 18m. Notar os calhaus levantados na base da formação solifluxiva devidos a fenómenos periglaciares.

A altitude das praias Eemianas

Na praia de S. Paio (Figura 17) encontra-se uma sequência complexa: sobre um substrato granítico, a 5 m de altitude, encontra-se um depósito marinho (1). Sobre ele observa-se um outro de origem continental, de cor escura, muito rico em elementos angulosos (2). Ainda sobre este depósito encontra-se um outro, eólico, datado por TL de 84k anos BP (3). Esta sequência sugere que o depósito marinho inferior poderá ser datado do último interglaciar (MIS 5e).

Este elemento de datação, embora indireto, sugere uma idade eemiana provável para os afloramentos com uma posição similar ao longo da costa estudada, ou seja, os depósitos marinhos mais baixos, geralmente agregados por cimento ferruginoso e cobertos por depósitos solifluxivos (Figuras 9, 16 e 17).

O uso de um GPS com correção diferencial (Leica SR20) permitiu-nos identificar com precisão a altitude de mais de 40 pontos correspondentes a depósitos do Eemiano e às plataformas de erosão marinha, talhadas



Figura 16 - Depósito marinho do nível mais baixo (Eemiano) fossilizando os blocos de granito calco-alcalino de Lavadores.



Figura 17 - Corte da praia do S. Paio (Labruge, Vila do Conde). 1-depósito marinho Eemiano; 2- Formação solifluxiva; 3-Depósito eólico (cerca de 84k anos).

nas rochas graníticas e metamórficas que lhes servem de base. Os resultados são representados graficamente, com a latitude no eixo das abcissas (neste caso ainda no sistema de coordenadas Datum 73, em que os dados foram levantados).

Quando se representa a altitude destas praias antigas, caminhando de norte para sul ao longo da área estudada, verifica-se que as cotas dos depósitos aparentemente coevos (estão numa posição análoga: são sempre os primeiros que aparecem a seguir às praias atuais) apresentam uma certa variabilidade. Globalmente, parecem indicar a tendência para uma subsidência de norte para sul (Figura 18).

Com efeito, um depósito correlativo do depósito do S. Paio aparece a 3-4m no litoral do Porto (Praia da Circunvalação, Figura 9). Para sul, perto de Espinho, na praia da Aguda, o depósito marinho eemiano situa-se apenas 1m acima do nível médio do mar (Figura 19). Se se atribuir a todos estes depósitos uma idade correspondente ao último interglaciar, a hipótese deste sector costeiro estar a sofrer uma movimentação de conjunto, descendo para o sul, em direção à Bacia Lusitana, parece plausível. Porém, esta descida está longe de se fazer de uma forma gradual, antes parecem existir altos e baixos, inscritos nessa tendência geral para a descida, o que sugere a atuação de movimentos diferenciais ao longo de

fracturas pré-existentes, isto é, de uma tectónica frágil. Uma tal hipótese necessita de confirmação, através de datações OSL, dos depósitos que se supõe serem correlativos, de forma a comprovar a contemporaneidade de vestígios do MIS 5e situados a altitudes diferentes ao longo da linha de costa considerada (Figura 18).

Depósitos Contemporâneos da Última Glaciação

Na plataforma litoral é frequente encontrar um depósito solifluxivo, designado nas cartas geológicas como “formação areno-pelítica de cobertura”. Esta formação situa-se sobre antigas superfícies conservadas e/ou sobre as formações cenozóicas correlativas (TEIXEIRA *et al.*, 1962). É a formação que se sobrepõe aos depósitos presumivelmente eemianos de que falámos acima, correspondente, por isso, ao período posterior ao último interglaciar (MIS 5e).

Neste sector costeiro existem, essencialmente, registos da alternância durante o Würm de períodos húmidos (evidenciados por depósitos de remeximento e/ou de solifluxão) e de períodos mais secos (representados por depósitos eólicos). A partir da análise morfoscópica dos depósitos solifluxivos (ARAÚJO, 1991) podemos dizer que as areias eólicas foram remobilizadas para formar os depósitos de solifluxão/gelifluxão. Com efeito, estes

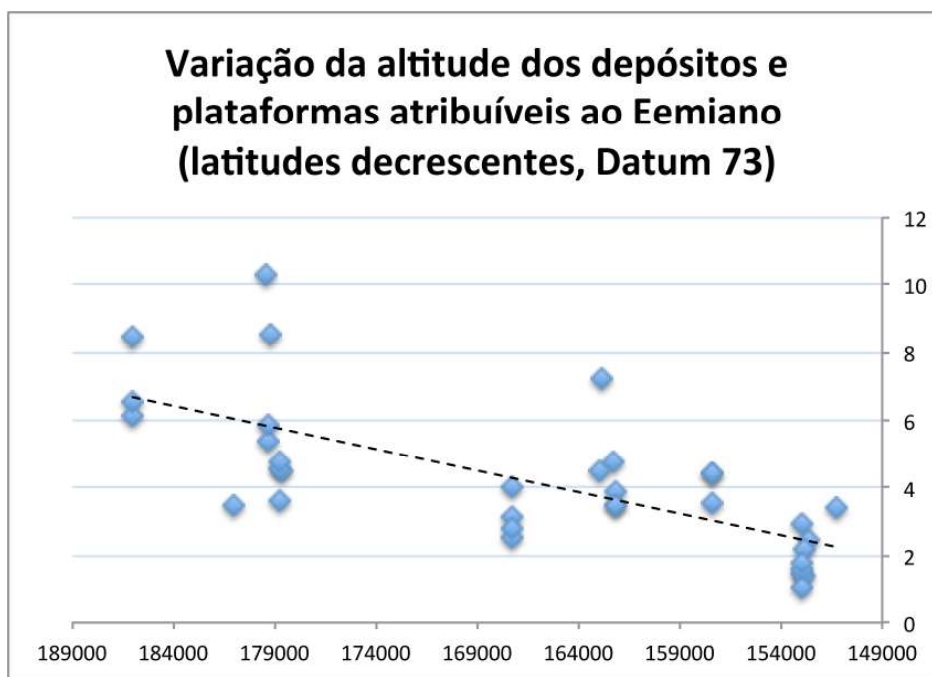


Figura 18 - Variação das altitudes de depósitos e plataformas atribuíveis ao Eemiano. Latitudes decrescentes, segundo o sistema de coordenadas Datum 73.



Figura 19 - Depósito eemiano situado a cerca de 1m na praia da Aguda, fossilizando uma extensa plataforma de erosão marinha.

depósitos contêm percentagens importantes de areias redondas e foscas, com origem provável em formações eólicas pré-existentes (Figura 17).

As condições para a existência de fenómenos de tipo solifluxivo parecem ter sido recorrentes. Foi datada, por C14, uma formação solifluxiva com mais de 40k anos BP, nos limites do processo de datação pelo C14, o que significa que a sua idade poderá ser mais antiga (ARAÚJO, 1995). Porém, o depósito que se sobrepõe à praia eemiana do S. Paio deverá ser bastante mais antigo, uma vez que se situa sob um depósito eólico de ca de 84.000 BP (Figura 17).

5. Considerações Finais

Uma tentativa de explicar a evolução cenozóica na região situada entre a foz do Rio Leça e Espinho é ilustrada na figura 20. A situação de partida foi, provavelmente, uma antiga superfície poligénica fini-cenozóica onde uma rede fluvial com uma configuração muito diferente da atual teria depositado uma ampla formação aluvionar, correlativa de baixos declives e de

uma provável proximidade em relação ao nível do mar. Posteriormente, a tectónica pós placenciana poderia ter criado o relevo marginal. Depósitos de tipo leque aluvial ter-se-iam originado a partir desse bloco levantado. Esses mesmo leques aluviais do início do Quaternário (Gelasiano) foram afetados por uma tectónica por vezes compressiva.

Este movimento pode ter sido responsável pela separação entre depósitos de fácies fluvial, mais antigos e mais altos e os depósitos marinhos, situados abaixo dos 40m, onde se identifica um escalonamento de origem tectono-eustática. Eventuais movimentos de reativação de falhas tardi-hercínicas poderiam ser responsáveis pelo desenvolvimento irregular das praias do último interglaciar, que aparentam uma tendência geral de descida para sul.

O contraste da costa norte de Portugal com a costa da Galiza, a norte de Cabo Silleiro, é um dos aspectos mais evidentes do noroeste ibérico. Trata-se de um problema geomorfológico que tem apaixonado os investigadores de um lado e outro da fronteira. Qualquer resposta, para ser credível, implica a correlação

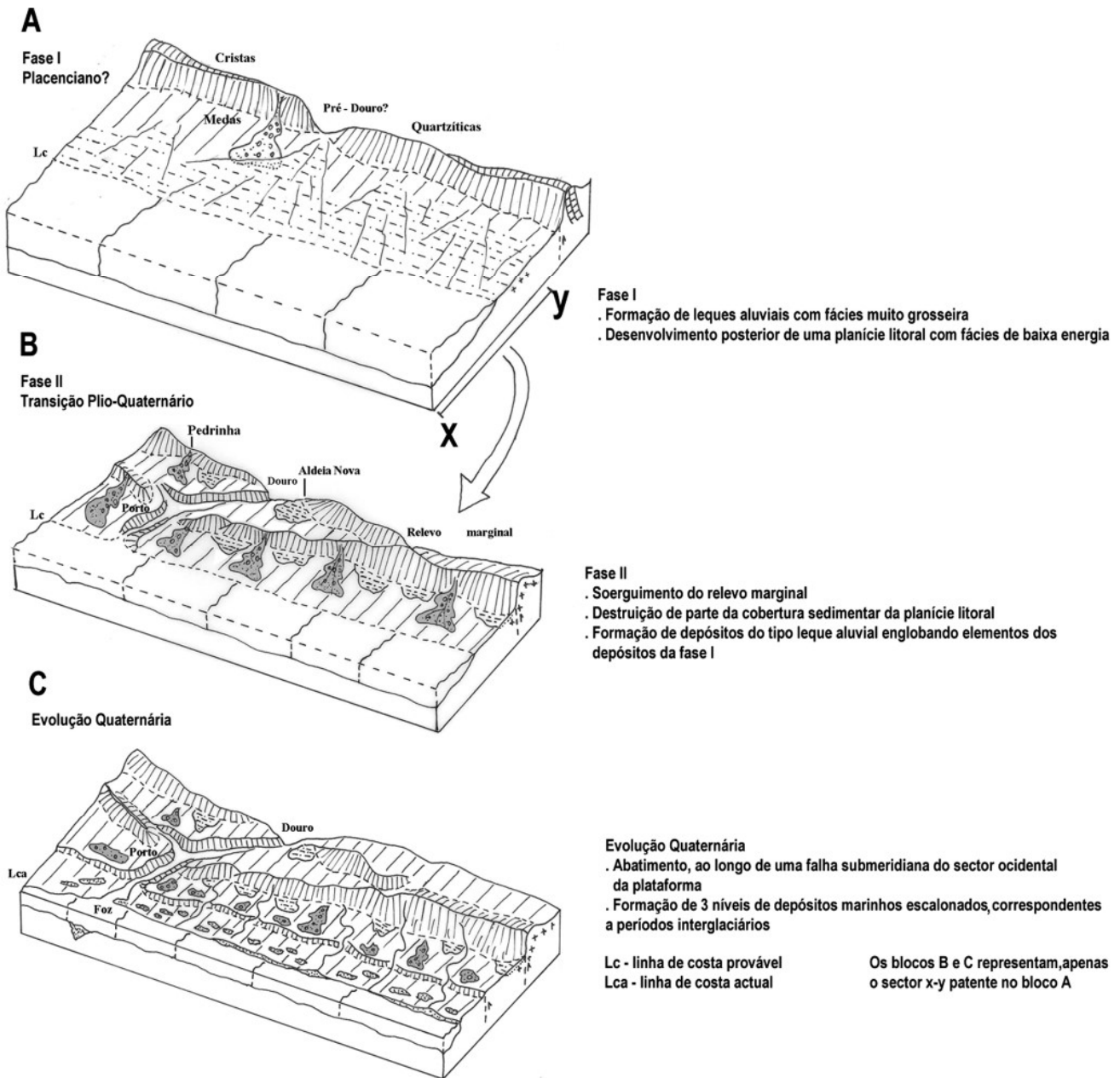


Figura 20 - Proposta para a evolução geomorfológica fini-cenozóica. Adaptada de Araújo et al., 2003.

dos terraços marinhos ao longo da linha de costa em análise para identificar potenciais movimentos verticais. No entanto, existe uma dificuldade inultrapassável: os depósitos cenozóicos em escadaria, que aparecem na plataforma litoral da região do Porto, não existem em todo este sector costeiro. Bem pelo contrário: começam a desaparecer a norte do rio Leça e tornam-se cada vez mais raros para norte.

Usando essa ausência como argumento, Teixeira (1944) propôs que a raridade de depósitos quaternários fosse devida a uma submersão do litoral da Ga-

liza. Contudo, em Caamaño, foi encontrado (PÉREZ ALBERTÍ *et al.*, 2009) um depósito de “praia fóssil” com cimento ferruginoso, a cotas idênticas e muito semelhante aos que observámos à latitude do Porto. Se admitirmos que o depósito de Caamaño corresponde ao último interglaciário, a hipótese de uma submersão de conjunto do “Bloco Galego”, parece pouco provável. A disposição em escadaria dos depósitos da região do Porto sugere, efetivamente, um levantamento tectónico (CABRAL, 1995).

Mas a ausência/raridade de depósitos na região de Viana também é compatível com um levantamento. A rarefação de sedimentos costeiros no Noroeste Peninsular, onde não existe nenhum grande rio com a dimensão do Douro que possa alimentar praias suficientemente espessas e abundantes para se conservarem durante o Quaternário, poderá ajudar a explicar a raridade dos depósitos quaternários litorais para norte de Viana.

Assim, o litoral com superfícies mais altas perto do oceano poderia representar uma espécie de flexura litoral (ZBYSZEWSKI, 1945), fazendo a transição de uma área tectonicamente mais elevada, no interior, para uma plataforma litoral estreita. O estabelecimento de uma movimentação relativa entre “blocos” terá que partir da correlação de depósitos marinhos da mesma idade. Porém, estes depósitos não dispõem de fósseis. A datação por C14 não é possível em depósitos sem matéria orgânica e com uma idade no mínimo eemiana (ca 125.000). O processo de datação que tem sido mais utilizado é a OSL (Optical Stimulated Luminescence). Mas este processo tem limitações temporais e não poderá ir muito além da datação dos depósitos do último interglaciar. Estes depósitos poderão ser utilizados como marcadores de eventuais tendências tectónicas diferenciadas, já que são os mais frequentes, embora os seus afloramentos sejam geralmente exíguos. Este trabalho está em curso para o sector Vila do Conde-Espinho, mas os dados obtidos ainda não são suficientemente numerosos para permitirem estabelecer conclusões.

Para depósitos descritos como marinhos nas costas Cantábrica e da Galiza, com altitudes até 3m acima do nível médio do mar e aparentemente semelhantes aos que se consideram eemianos, as datações por OSL obtidas por Alonso e Pagès (2007) dão idades entre 54 e 76K anos. Os próprios autores admitem que estas idades podem estar subavaliadas... e que os estádios em questão não seriam o MIS 5e mas poderiam ir até ao MIS 4 ou mesmo MIS 3. Porém, nesse caso, a respectiva altitude não é compaginável com o que se conhece da evolução do nível do mar durante o período posterior a 125K anos. Entre 76 e 54K anos o nível do mar seria bastante inferior ao nível atual e só uma subida tectónica de vários metros poderia explicar que depósitos desta idade se situassem hoje ligeiramente acima do nível atual do mar. A acreditar na validade destes dados, eles comprovariam uma subida acentuada e nunca uma descida da costa galega.

Uma análise das direções estruturais relevantes sugere que o contraste entre os sectores a Norte e a sul de Baiona têm a ver com a predominância de lineamentos transversais na costa galega, face aos lineamentos de tipo longitudinal, NNW- SSE (direção varisca, falha Porto-Tomar, que controlam o litoral entre Baiona e Espinho. Deste modo, o predomínio de diferentes orientações tectónicas (costa de tipo transversal a norte e costa de tipo longitudinal a sul) combinados com possíveis movimentos diferenciais que parecem detectar-se na análise da topografia da plataforma litoral poderá contribuir para explicar o referido contraste.

Tal prevalência pode resultar de uma diferente combinação entre as direções transversais e longitudinais. Na verdade, elas coexistem no terreno. Os rios minhotos, situados na área a sul de Baiona, têm quase todos a direção ENE-WSW (similar à orientação geral das rias galegas). A propósito da costa a sul de Baiona Nonn (1966) referia “la côte faillée du sud”. Essa falha parece prolongar o grande alinhamento da falha Porto-Tomar. Por outro lado, a direção norte-sul que afecta quase toda a Galiza (falha de Padrón) também é visível no Norte de Portugal, até à latitude do rio Ave.

No fundo, mais do que a explicação simplista do eventual “afundamento” da costa galega, a fisionomia contrastante entre os sectores a norte e a sul do Cabo Silleiro poderá ficar a dever-se a um predomínio, a norte do cabo Silleiro, de direções estruturais oblíquas em relação à orientação geral da linha de costa. A exploração dessas direções pelos processos erosivos que atuaram ao longo do tempo geológico, inclusivamente durante a transgressão flandriana, terá produzido uma linha de costa profundamente indentada.

Pelo contrário, a sul do Cabo Silleiro e até Espinho o desenvolvimento da linha de costa parece fortemente controlado pela importante falha Porto-Tomar e pelos seus prolongamentos para Norte (NONN, 1966, Figura 2) e constitui, assim, uma costa de feição essencialmente longitudinal. No fundo, retoma-se a velha e primitiva ideia mobilista de Teixeira (1944). Porém, os blocos considerados estão longe do simplismo inicial e resultariam da interferência de direções transversais e longitudinais, reativadas no final do Terciário e cuja movimentação continuaria ao longo do Quaternário.

Vale a pena, por isso, enfatizar a “possibilidade de uma maior influência de movimentações tectónicas Plio-quaternárias na génese da morfologia minhota” já

salientada por Cabral em 1995. No mesmo sentido vai a identificação de uma série de falhas representadas nas cartas geológicas mais recentes (carta 1:200.000, folha 1, Norte de Portugal) as quais eram ignoradas em mapas geológicos anteriores.

A generalização abusiva sobre a origem e a existência de depósitos regularmente dispostos seguindo as cotas “clássicas” definidas para o Mediterrâneo, ainda presente nas antigas cartas geológicas, com mais de 50 anos, desta faixa litoral (COSTA & TEIXEIRA, 1957, TEIXEIRA *et al.*, 1962) está, a nosso ver, definitivamente ultrapassada. Numa faixa costeira com mais de 800km, como é a zona costeira de Portugal, a situação em termos tectónicos e as decorrentes variações relativas do nível do mar são necessariamente diversas, ao contrário do que ainda se afirmava no final dos anos setenta do século passado (TEIXEIRA, 1979). Só um conhecimento profundo da plataforma litoral em cada sector, identificando a respectiva origem com base no estudo dos sedimentos correlativos e definindo a altitude de depósitos e formas relacionados efetivamente com o estacionamento do nível do mar durante o Quaternário, permitirá compreender a diversidade dos territórios do litoral português.

Referências Bibliográficas

- ALONSO, A. PAGÈS, J.L. (2007) Stratigraphy of Late Pleistocene coastal deposits in Northern Spain *Journal of Iberian Geology*, 33 (2) p. 207-220.
- ALVES, A. (1996) **Causas e processos da dinâmica sedimentar na evolução actual do litoral do Alto Minho**, tese de Doutoramento, Universidade do Minho, 438 p.
- ARAÚJO, M.A. (1991) **Evolução geomorfológica da Plataforma Litoral da Região do Porto**. Universidade do Porto Faculdade de Letras, tese de Doutoramento, 534 p., 1 Anexo e 3 mapas.
- ARAÚJO, M.A. (1995) **Os fácies dos depósitos würmianos e holocénicos e as variações climáticas correlativas na plataforma litoral da região do Porto**. *Actas VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Vol. II, p. 784-794.
- ARAÚJO, M.A. (2002) Relative sea level, diastrophism and coastal erosion: the case of Espinho (Portuguese NW coast), *Actas do Congresso “Littoral 2002”*, Associação Eurocoast-Portugal, Vol.2, p. 125-132.
- ARAÚJO, M. A., GOMES, A. A., CHAMINÉ, H. I., FONSECA P. E., GAMA PEREIRA, L. C. & PINTO DE JESUS, A. (2003) Geomorfologia e Geologia regional do sector de Porto–Espinho (W de Portugal): implicações morfoestruturais na cobertura sedimentar Cenozóica. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28, pp. 79-105.
- BLANCO CHAO, R. (1999) **Formas e procesos geomorfológicos diferenciados en las costas de Galicia: morfodinámica y evolución de un sector de costa rochosa: cabo Silleiro-A Garda (Pontevedra)** Tese de Doutoramento, Universidade de Santiago de Compostela, 192 p., 28 fotos, 3 mapas.
- CABRAL, J. M. L. C (1995) **Neotectónica em Portugal Continental**, Instituto Geológico e Mineiro, Memória n ° 31, Lisboa, 265 p.
- CABRAL, J., RIBEIRO, A. (1989) **Carta Neotectónica de Portugal Continental, Escala 1:1.000.000**. Nota explicativa. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 10 p.
- CARVALHIDO, R. (2012) **O Litoral Norte de Portugal (Minho-Neiva): evolução paleoambiental quaternária e proposta de conservação do património**, Universidade do Minho, tese de Doutoramento, 606 p.
- CHAMINÉ, H. I. (2000) **Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas**. Universidade do Porto, tese de Doutoramento, 497 p., 2 anexos, 3 mapas.
- COSTA, J. C. & TEIXEIRA, C. (1957) **Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50000, notícia explicativa da folha 9-C (PORTO)**, Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 38 p.
- DE VICENTE, G., CLOETINGH, S., VAN WEES, J.D., CUNHA, P.P. (2011) Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics* 502, p. 38–61.
- DIAS, J.A., RODRIGUES, A., MAGALHÃES, F. (1997) Evolução da linha de costa, em Portugal, do último máximo glaciário até à actualidade: síntese dos conhecimentos, *Estudos do Quaternário*, n°1, APEQ, Lisboa, p. 53-66.
- FERREIRA, A.B. (1983) Problemas de Evolução geomorfológica quaternária do Noroeste de Portugal, *Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, n ° 5, VI Reunión do Grupo Español de Traballo de Quaternario, A Coruña, p. 311-330.
- FERREIRA, A.B. (1991) Neotectonics in Northern Portugal - a geomorphological approach. *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin - Stuttgart, Supl.- Bd. 82 - p.73-85
- GRANJA, H. (1990) **Repensar a geodinâmica da zona costeira. O passado e o presente. Que futuro? (O Minho e o Douro Litoral)**, tese de Doutoramento, Universidade do Minho,

347 p. c/anexos

LNEG (LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E MINAS (2010) **Carta geológica de Portugal de escala 1:1000.000**, Lisboa.

MÖRNER, N-A (1973) Eustatic changes during the last 300 years, **Palaeogeogr.Palaeoclim. Palaeoecol.**, Vol. 13, pp. 1-14.

MOTA-OLIVEIRA, IB (1990) Erosão Costeira no Norte litoral: Considerações sobre a sua génese e controlo, **Actas do 1º Simpósio sobre a Protecção e revalorização da Faixa Costeira do Minho ao Liz**, Inst. Hidráulica e Recursos Hídricos, Porto, p. 201-221

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

OLIVEIRA, JT, PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, MT & MONTEIRO, JH, (Coord.) (1992). **Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000**, 5ª edição, 2 Folhas. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

PEREIRA, D. I., (1997) **Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes Oriental (NE Portugal)**, Dissertação de Doutoramento, Dep. Ciências da Terra da Universidade do Minho, Braga, 341 p.

PEREIRA, E. (Coord) (1992) **Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000 e Notícia explicativa da Folha 1**, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 83 p.

PEREZ ALBERTI, A., BLANCO CHAO, R. OTERO, M., MACIAS GARCIA, I., LOPEZ BEDOYA, J. (2009) Cambios ambientais detectados na costa de Galicia durante o Plistoceno e Holoceno e dinâmica actual In **Evidencias e impactos do cambio climático en Galicia**, Xunta de Galicia, p. 425-454

REBELO, F. (1975) **Serras de Valongo - Estudo de Geomorfologia**, Suplemento de "Biblos", Univ. Coimbra, 9, 194 p.

RIBEIRO, A. ANTUNES, M.T, FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F, ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D., MONTEIRO, J.H. (1979) **Introduction à la Géologie générale du Portugal**, Serviços Geol. Portugal, Lisboa, 114 p.

RIBEIRO, O., COTELO NEIVA, J. & TEIXEIRA, C. (1943) Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos Arredores do Porto (Nota preliminar). **Bol. Soc. Geol. Portugal**, 3, 1/2: p. 95-101.

RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H., DAVEAU, S. (1991) **Geografia de Portugal. I. a posição geográfica e o Território**, Lisboa, Ed. Sá da Costa, 2ª ed., 334 p.

TEIXEIRA, C. (1979) Plio-Plistocénico de Portugal, **Com. Serv. Geol. Portugal**, T. 65, Lisboa, p. 35-46

TEIXEIRA, C., (1944) Tectónica plio-pleistocénica do Noroeste peninsular, **Bol. Soc. Geol. de Portugal**, Vol. IV, Fasc. I e II, Porto, p. 1-25

TEIXEIRA, C.; PERDIGÃO, J. & ASSUNÇÃO, C. T. (1962) **Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 13 -A (Espinho)**. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 28 p.

VÁRIOS (2013) **Geologia de Portugal**, Escolar Editora, Lisboa, 1624 p., ISBN: 9789725923641

ZBYSZEWSKI, G. (1945) La notion classique de "flexure" et celle des deformations marginales, **Bol. Soc. Geol. de Portugal**, Vol. IV, Fasc. 3, Porto, p.175-188.