

# PRINCIPAIS ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DE PORTUGAL CENTRAL, SUA RELAÇÃO COM O REGISTO SEDIMENTAR E A RELEVANTE IMPORTÂNCIA DO CONTROLO TECTÓNICO

P. PROENÇA CUNHA<sup>1</sup> & A. ANTUNES MARTINS<sup>2</sup>

## RESUMO

O arrasamento dos relevos hercínicos da Ibéria originou uma região de fraco relevo, rodeada por bacias sedimentares. As sucessivas fases de aplanamento do Maciço Hespérico foram condicionadas pela muito desigual susceptibilidade à meteorização e erosão das rochas do soco hercínico. Sobre granitóides desenvolveram-se aplanamentos, mas nos terrenos metamórficos destacaram-se cristas quartzíticas enquadradas por extensas plataformas de suave relevo e constituídas, predominantemente, por filitos e metagrauvaques. O nivelamento de alguns cumes das cristas quartzíticas foi considerado evidência de um mais antigo nível geral da topografia, elaborado em prolongada meteorização sob clima tropical húmido, durante o Mesozóico.

151

<sup>1</sup>Departamento de Ciências da Terra, Univ. Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra; tel. 239860500; fax. 239860501; pcunha@det.uc.pt

<sup>2</sup>Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho, 59, 7000-671, Évora; tel. 266744616; fax. 266744971; aam@uevora.pt

Durante o Mesozóico, na bordadura ocidental da Ibéria, fases sucessivas de rifting promoveram a sedimentação numa complexa fossa com alongamento geral meridiano e, a leste, a erosão do bordo continental constituído por rochas hercínicas. As principais fases de erosão do Maciço Hercínico ocorreram no Triásico final e no Títoniano-Campaniano. Reflexo da implantação de crosta oceânica na margem oeste ibérica, o centro de Portugal sofreu empolamento entre finais do Berriasiano e inícios do Aptiano. A meados do Aptiano esse empolamento transferiu-se para norte, passando o sector em análise a receber sedimentação que cobriu uma superfície irregular gerada pela remoção de um espesso manto de meteorização. A contínua e lenta subsidência térmica pós-“rifting”, já em contexto de margem passiva, permitiu uma generalizada sedimentação na bordadura do Maciço. Contudo, a meados do Campaniano a Ibéria passa a estar sujeita a um contexto compressivo que diminui progressivamente a taxa de sedimentação e a circunscreve a sectores com abatimento tectónico.

É a meados do Eocénico que se abrem depressões alongadas segundo NE-SW, as bacias terciárias do Mondego e do Baixo Tejo. Até meados do Tortoniano, as condições climáticas semi-áridas a subtropicais com longa estação seca favoreceram o aplanamento do soco e acarreios de areias feldspáticas ricas de esmectite.

Em Portugal atingiu-se o auge da compressão bética em meados do Tortoniano e iniciou-se o soerguimento de importantes volumes montanhosos, como a Cordilheira Central Portuguesa e as Montanhas Ocidentais. Durante o Tortoniano final a Zancleano, sob clima quente e seco, a sedimentação foi endorreica e expressa por leques aluviais no sopé das escarpas de falha activas, principalmente falhas inversas NE-SW e desligamentos NNE-SSW.

No Placenciano, o clima ficou mais húmido e desenvolveu-se uma rede hidrográfica exorreica, precursora da actual, elaboraram-se largos vales fluviais nas áreas montanhosas, ocorreram numerosas capturas de drenagens interiores, de que se destaca a da Bacia terciária de Madrid pelo pré-Tejo atlântico, bem como meteorização consistindo de caulínização e hidromorfismo.

Durante o Gelasiano e Plistocénico, as condições climáticas frias e secas associadas a uma tectónica compressiva foram os controlos relevantes da morfogénese fluvial e da evolução das vertentes. A continuação do soerguimento tectónico regional foi determinante no encaixe da rede hidrográfica e consequente captura de bacias endorreicas pela remontante drenagem atlântica, de que o rio Douro é um exemplo. Considera-se que as escadarias de terraços fluviais estão em estreita relação com o controle tectónico e que as oscilações do nível do mar apenas exerceram significativa influência nos troços inferiores dos rios.

152

**Palavras-chave:** geomorfologia; tectónica; incisão fluvial; terraços; evolução da paisagem; Portugal.

#### ABSTRACT

Erosion of the Hercynian topographic relief of Iberia led to the formation of an extensive

planation surface, surrounded by a number of sedimentary basins. However, resistant quartzite ridges stand high above the regional surface which is essentially made otherwise of slates, metagreywackes and granites. In the western Iberian border, successive rifting phases produced sedimentation in a N-S complex graben and erosion took place along its eastern continent edge made of Hercynian rocks. This erosion mainly occurred in the late Triassic and Tithonian-Campanian. However, in the middle Campanian the geodynamic context changed to compression and the subsidence progressively decreased.

In the middle Eocene, elongate NE-SW grabens — the Mondego and the Lower Tejo Tertiary basins — started to open and were progressively filled with arkose. Until the middle Tortonian, semi-arid and later subtropical conditions promoted regional planation and the supply to the sedimentary basins of feldspathic sands rich in smectite.

Further compression then occurred and was expressed by NE-SW reverse and NNE-SSW strike-slip faults, which controlled the successive uplift events of important topographic highs such as the Portuguese Central Range and the Western Mountains. During the late Tortonian to Zanclean, under hot and dry conditions of climate, the drainage was endorheic and produced alluvial fan sedimentation along tectonic scarps.

The more humid climatic conditions of the Piacenzian formed the present-day river networks draining towards the Atlantic. Large fluvial valleys were eroded, some endorheic basins (e.g. the Madrid Tertiary Basin) were captured, and weathering consisting of kaolinization and hydromorphism.

During the Gelasian and the Pleistocene, colder and drier climatic conditions and compressive tectonics were the main controls of slope degradation and fluvial morphogenesis. Atlantic fluvial systems progressively captured the drainage networks of the endorheic basins and continuing regional uplift caused long-term fluvial incision. It is considered that the staircases of strath fluvial terraces were mainly a result of tectonic pulses; sea-level changes only significantly influenced the downcutting and infill of the lower reaches of the rivers.

**Keywords:** geomorphology; tectonics; river incision; terraces; landscape evolution; Portugal.

## 1. INTRODUÇÃO

A área emersa do litoral português ocidental apresenta uma plataforma regular, subindo progressivamente para o interior, com altitude variando geralmente entre 100 e 200 m. Esta plataforma culmina com depósitos siliciclásticos marinhos ou aluviais atribuíveis ao Placenciano (Pliocénico médio) (Cunha *et al.*, 1993). Na actual faixa costeira, a estes depósitos sobrepõem-se areias eólicas que tiveram fases de movimentação em tempos históricos. O limite interior da plataforma litoral é frequentemente um rebordo escarpado, condicionado por falhas submeridianas com rejogo recente. Os principais cursos de água correm encaixados nesta plataforma, exibindo vários níveis de terraço e, localmente, troços em garganta, indicadores geomorfológicos de um soerguimento regional activo até à actualidade.

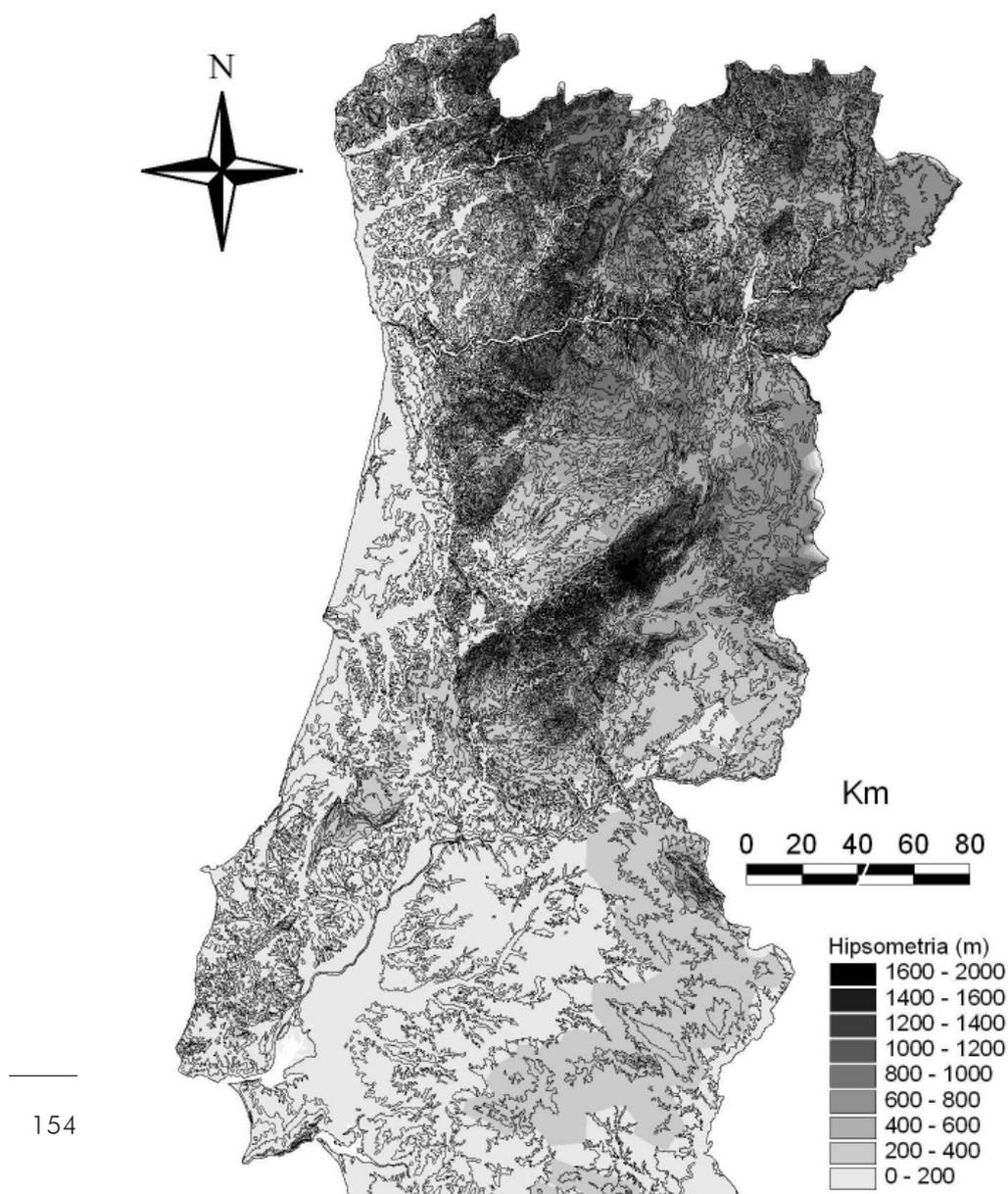
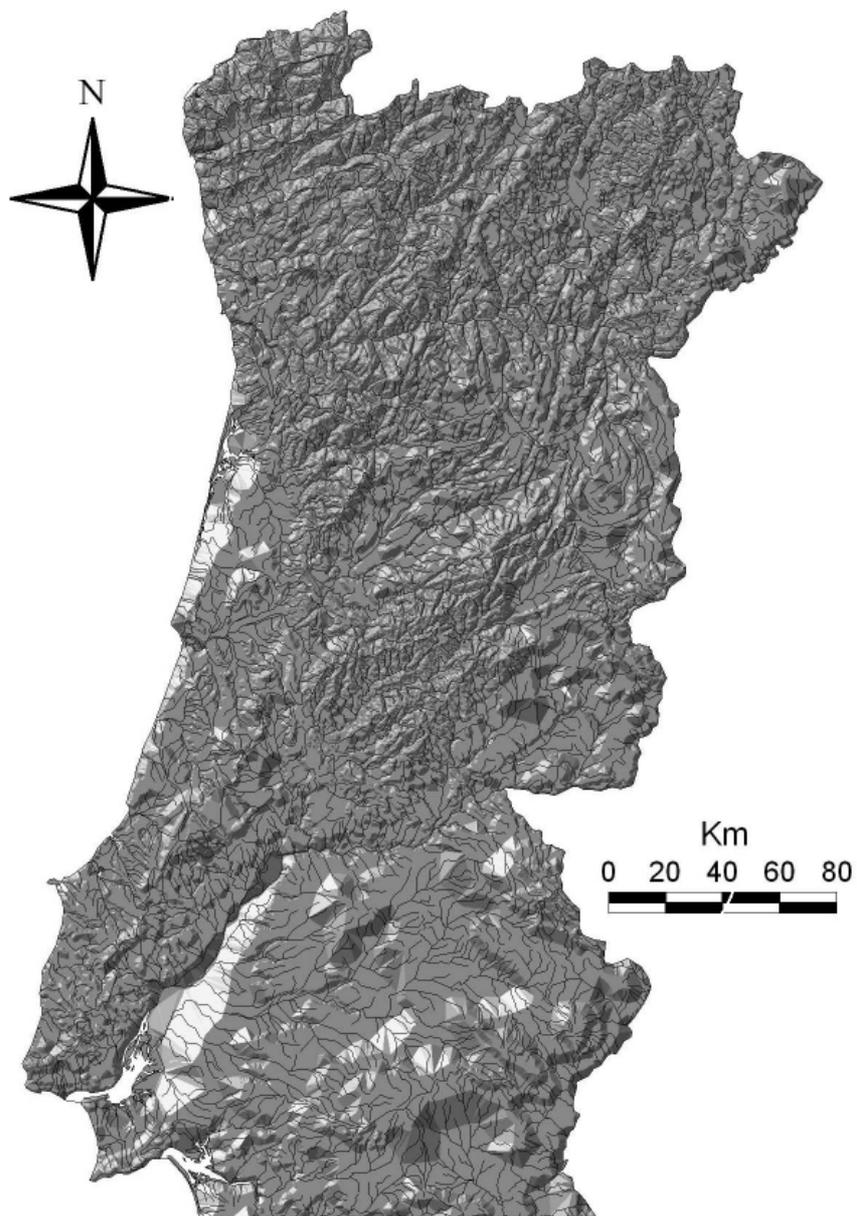


Figura 1A - Hipsometria de Portugal centro-norte (elaborado a partir da altimetria do Atlas do Ambiente Digital, disponibilizado pelo Instituto do Ambiente - [www.iambiente.pt/atlas](http://www.iambiente.pt/atlas)).

*Principais aspectos geomorfológicos de Portugal Central,  
sua relação com o registo sedimentar e a relevante importância do controlo tectónico.*



155

Figura 1B - Rede de drenagem de Portugal centro-norte, sobreposta a um modelo de terreno com iluminação oblíqua de NW (elaborado a partir da altimetria e hidrografia do Atlas do Ambiente Digital, disponibilizado pelo Instituto do Ambiente - [www.iambiente.pt/atlas](http://www.iambiente.pt/atlas)).

Prolongando-se para o interior do país merecem destaque os enchimentos das Bacias terciárias do Mondego e do Baixo Tejo, bem como amplas superfícies de aplanamento rochosas que testemunham um prolongado arrasamento do soco hercínico. Nomeadamente a Plataforma do Mondego ou a Plataforma de Castelo Branco (Ribeiro, 1949), mostram evidências de uma exumação recente das coberturas arenosas cretácicas e/ou terciárias que as fossilizavam. O aplanamento do soco também se reconhece em áreas montanhosas.

Portugal apresenta maior altitude geral para norte (figura 1A) e isso resulta de uma actividade tectónica compressiva, muito intensa desde meados do Tortoniano (Ribeiro *et al.*, 1990). Essa actividade expressou-se segundo compartimentos alongados e delimitados por desligamentos NNE-SSW, genericamente mais soerguidos a norte e a subir em escadaria para ocidente. Assim, a superfície da Meseta que está bem conservada dos dois lados do rio Douro (nos planaltos transmontanos a 700-800 m e no Nordeste da Beira a 650-800 m), tem correspondência para ocidente da zona de falha de Vilariça-Manteigas nos Planaltos Centrais da Beira com altitudes a rondar os 1000 m; estes, para ocidente da zona de falha de Verín-Penacova passam bruscamente às Montanhas Ocidentais, mais altas do que aqueles (Ferreira, 1978, 1980, 1991). Também tiveram grande actividade falhas inversas NE-SW, cujo exemplo mais importante é a falha da Lousã (Sequeira *et al.*, 1997). Estes grandes desligamentos e falhas inversas NE-SW geraram escarpas em cujos sopés se edificaram leques aluviais.

## 2. RELÍQUIAS DE MODELADOS COM GÉNESE ANTIGA

A evolução do relevo de Portugal central foi condicionada pela estrutura e litologia do soco hercínico e pela história geológica das margens ibéricas, em particular a ocidental (figura 2). As variações no contexto geodinâmico da Península Ibérica marcaram as grandes transformações paleogeográficas, os principais acidentes tectónicos controlaram os soerguimentos ou os abatimentos relativos de compartimentos e as variações eustáticas e climáticas condicionaram a evolução das bacias de drenagem fluvial e outros tipos de morfogénese. Com importância na interpretação paleogeográfica, para além do registo sedimentar e das paleoalterações associadas (Cunha, 2000), existem no relevo actual relíquias de modelados com géneze muito antiga, mais à frente abordados por ordem cronológica da sua provável idade. Contudo, a escassez de balizas cronológicas precisas limita muito o posicionamento temporal das fases evolutivas da paisagem, bem como a correlação entre distintos sectores do Macico Hercínico (Martín-Serrano, 2000).

Um dos temas fundamentais da história geomorfológica de Portugal diz respeito à localização e deslocamento da divisória de águas entre a drenagem atlântica e uma drenagem anterior para o interior da Península Ibérica (endorreica). Um segundo problema, em estreita articulação com este, prende-se com o traçado da rede hidrográfica e sua relação com a estrutura geológica (Daveau, 1977, 1985).

*Principais aspectos geomorfológicos de Portugal Central,  
sua relação com o registo sedimentar e a relevante importância do controlo tectónico.*

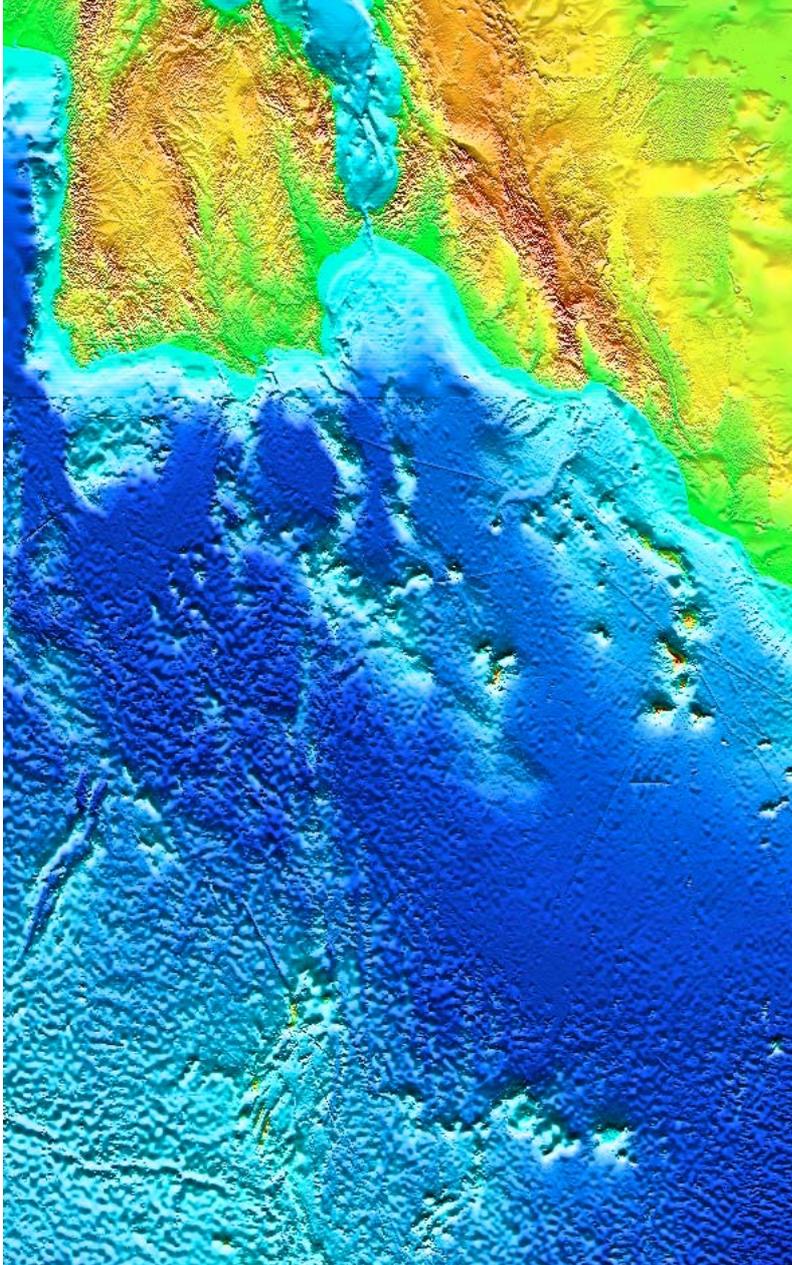


Figura 2 - Relevo da Península Ibérica e das regiões submarinas adjacentes (adaptado de <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/2minsurface/45N045W.html>).

## 2.1 – TRIÁSICO FINAL A CAMPANIANO

No enchimento sedimentar da margem ocidental ibérica, nomeadamente no que geralmente se enquadra na designação de Bacia Lusitânica, estão documentadas três fases de “rifting” (Wilson *et al.*, 1989; Reis *et al.*, 1992; Stapel *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002), a seguir resumidas.

Durante a primeira fase de “rifting”, no Triásico final, numa extensa fossa submeridiana depositaram-se espessos depósitos aluviais siliciclásticos (o Grupo de Silves), articulados lateralmente e superiormente (já do Hetangiano) com evaporitos e margas (Formação de Dagorda), que testemunham uma intensa erosão do soco (Palain, 1976).

Na segunda fase de “rifting”, durante o Sinemuriano-Pliesbaquiano, ocorreu sedimentação marinha carbonatada, mais desenvolvida a sul da falha da Nazaré (Stapel *et al.*, 1996). A seguir a esta incipiente fase de “rifting” desenvolveu-se, durante o Toarciano-Caloviano, uma rampa carbonatada (topo da Formação de Coimbra e Formação de Brenha) em contexto de subsidência térmica (Mouterde *et al.*, 1979; Soares *et al.*, 1993; Duarte, 1995; Azerêdo, 1998; Rasmussen *et al.*, 1998). Durante este longo intervalo – Jurássico Inferior e Médio, cerca de 46 Ma – a exclusiva sedimentação carbonatada na Bacia (que ainda se prolongará pelo Oxfordiano) indica que o Maciço Hercínico não estava a sofrer erosão, mas sim meteorização.

A terceira fase de “rifting”, atribuível ao Oxfordiano médio a Berriasiano inicial, correspondeu à abertura do Atlântico norte no sector sul (sector Tejo) da margem ocidental ibérica. Na Planície Abissal do Tejo o “rifting” foi intenso e na Bacia Lusitânica diferenciaram-se várias sub-bacias muito subsidentes (Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Reis *et al.*, 1996, 1997a, 1997b, 2000; Leinfelder & Wilson, 1998). Durante o Oxfordiano médio a final, na Bacia Lusitânica ocorreu generalizada sedimentação carbonatada em ambientes lacustre a marinho profundo (formações de Cabo Mondego e Montejunto); no Oxfordiano terminal a Kimeridgiano, o auge do “rifting” foi responsável por uma complexa articulação de fácies; os finais do Kimeridgiano e inícios do Berriasiano, já em amortecimento do “rifting” e passagem a subsidência térmica, foram marcados por acarreios siliciclásticos a partir dos bordos ocidental e oriental da Bacia, bem como por um predomínio de sedimentação de transição a marinha pouco profunda e restrita (Formação de Alcobaça) e por fluvial (Formação de Lourinhã). A sedimentação siliciclástica atingiu regionalmente grande espessura (geralmente 600 a 1100 m), testemunhando a mais importante fase erosiva do Maciço Hercínico durante o Mesozóico.

O mais recente evento distensivo registado na Ibéria ocidental ocorreu em associação com o “rifting” Berriasiano final-Valanginiano inicial na área que actualmente constitui a Planície Abissal Ibérica, a que se seguiu subsidência

térmica pós-”rifting” durante finais do Valanginiano-inícios do Aptiano (Driscoll *et al.*, 1995; Wilson *et al.*, 1996, 2001; Manatschal & Bernoulli, 1998; Manatschal *et al.*, 2001). Contudo, enquanto na margem profunda portuguesa se documentou uma sucessão Berriasiano superior-Aptiano inferior (Wilson *et al.*, 1996, 2001), nos sectores central e norte de Portugal este intervalo está representado por lacuna. Assim, neste intervalo ocorreu empolamento nas áreas adjacentes a oriente da zona de “rifting”, nomeadamente as regiões norte da Bacia Lusitânica e central do Maciço Hespérico (Dinis, 1999, 2001). Estas regiões seriam essencialmente afectadas por meteorização, com maior destaque para uma profunda argilização dos substratos xistentos e carsificação nos terrenos calcários mais ocidentais, cujos produtos eram em grande parte alimentadores das bacias profundas na margem oeste ibérica e do sector sul da Bacia Lusitânica.

A partir de meados do Aptiano estabeleceu-se uma margem passiva no noroeste ibérico (Driscoll *et al.*, 1995). Com a implantação de crosta oceânica na margem ocidental da Galiza, em finais do Aptiano, o empolamento transferiu-se para norte. A zona norte da Bacia Lusitânica e o soco hercínico adjacente passaram a receber os materiais desmantelados nos relevos então situados a norte e leste, nomeadamente do manto de meteorização caulínítico desenvolvido durante o Mesozóico.

A meados do Cretácico, na região que actualmente corresponde a Portugal central, a paleogeografia deveria ser a seguinte:

- Nos terrenos metassedimentares do Maciço Hespérico, a topografia era constituída por muito amplos vales de litologia xistenta, enquadrados por relevos residuais quartzíticos que atingiriam, localmente, um importante comando topográfico. O caso mais excepcional de destaque por erosão diferencial seria o da crista do Buçaco, com 180 metros de comando.

- Nas áreas graníticas existiriam *inselberg*, saprólitos e acumulações de blocos residuais.

- Na bordadura ocidental do Maciço Hespérico, os sedimentos registam uma evolução transgressiva a grande escala (Aptiano-Cenomaniano), em que o litoral atingiu Coimbra e a área de sedimentação teria progressivamente alargado para nordeste, pelo menos até atingir o rebordo ocidental do batólito granítico da Beira Alta. Na área da Lousã o enchimento sedimentar documenta um máximo de 180 m de espessura, cobrindo os paleorelevos quartzíticos, e fósseis vegetais indicativos de clima tropical (Teixeira & Pais, 1976). Seguiu-se uma evolução tendencialmente regressiva que originou a progradação e posterior incisão dos sedimentos siliciclásticos, com cerca de 100 m de encaixe da rede hidrográfica. O forte decréscimo na subsidência foi responsável por prolongados períodos de exposição subaérea dos sedimentos fluviais, gerando um espesso silcreto (Cunha *et al.*, 1992; Cunha & Reis, 1995).

As cristas quartzíticas têm um alongamento geral NW-SE, herdado dos dobramentos hercínicos. Os cumes nivelados das cristas foram considerados testemunho de uma mais antiga superfície de aplanção (Biot, 1939; Ribeiro, 1943; Sole-Sabaris, 1958) que, na Lousã e Buçaco, está coberta por arenitos cretácicos (Grupo do Buçaco). Segundo investigadores espanhóis (Garcia-Abbad & Martín-Serrano, 1980; Molina & Blanco, 1980; Martín-Serrano, 1988), a elaboração dessa “superfície inicial” resultaria da prolongada meteorização sob clima tropical húmido durante o Mesozóico, de que resultou um espesso manto de alteração em substratos de litologia xistenta e a carsificação intensa dos calcários jurássicos. Em Portugal central os longos períodos de meteorização teriam essencialmente ocorrido durante o Jurássico inicial a médio, com generalizada sedimentação carbonatada marinha na Bacia Lusitânica, e no Cretácico inicial (Berriasiano final a inícios do Aptiano), com ausência de sedimentação neste sector.

O Grupo do Buçaco testemunha uma sedimentação em extensos leques aluviais, coalescentes e de baixo pendor, constituídos por canais entrançados que passavam, para SW (Atlântico), a sistemas deltaicos e a uma plataforma carbonatada (Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995; Callapez, 1998; Dinis, 1999). O Grupo do Buçaco fossiliza o irregular paleorelevo acima descrito, com cristas quartzíticas enquadradas por muito largos paleovales escavados em filitos e metagrauvaques.

No substrato basal do Grupo do Buçaco os filitos apresentam argilização, tons violáceos ou brancos e um cortejo argiloso com caulinite e escassa ilite, acompanhado por óxidos de ferro. Estas características são comparáveis com as que resultam de uma meteorização sob clima tropical húmido.

Os sedimentos basais do Grupo do Buçaco exibem feldspatos muito alterados e com pequena dimensão. Assim, a prévia intensa meteorização do soco explica a ausência de clastos de filito ou metagrauvaque, uma elevada fracção silto-argilosa, acarreios graníticos exclusivamente constituídos por areias e contribuições mais grosseiras com origem nos relevos residuais quartzíticos. O cortejo argiloso dos sedimentos tem uma importante proporção de caulinite associada à ilite; nas fácies mais finas pode também existir esmectite (Daveau *et coll.*, 1985-1986), mineral indicativo de má drenagem e de provável clima tropical com estação seca contrastada.

Os níveis superiores do Grupo do Buçaco apresentam localmente menor espessura e fácies mais grosseira, indicando um encaixe da rede de drenagem por acentuado abaixamento do nível do mar a partir do final do Cenomaniano. Ao declínio da taxa de sedimentação seguiram-se importantes períodos de exposição da superfície aluvial, gerando um silcreto com representação nas áreas marginais da bacia. A silicificação indica drenagem confinada e básica, sob clima quente e com forte contraste sazonal.

O encaixe fluvial acima referido deixou expostos sedimentos nas vertentes das cristas quartzíticas (as actuais serras do Buçaco, Bidueiro e Atalhada). Constatou-se que nestas áreas a cimentação siliciosa é muito mais intensa e afecta uma maior espessura de sedimentos, cerca de 120 m. Assim, nos relevos residuais a meteorização deve-se ter prolongado temporalmente até ao completo enterramento destes por sedimentos miocénicos e pliocénicos.

## **2.2 - CAMPANIANO FINAL A EOCÉNICO INICIAL**

Em finais do Campaniano ocorreu um importante rejogo da falha da Lousã (NE-SW), em provável movimentação esquerda e com soerguimento do compartimento a sudeste (Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995; Sequeira *et al.*, 1997). A erosão deste último removeu a cobertura sedimentar (Grupo do Buçaco) mas não chegou a atingir significativamente o soco (Daveau *et coll.*, 1985-1986). Os acarreios sedimentares faziam-se para noroeste numa planície costeira percorrida por canais fluviais meandriformes (Areias de Buçaqueiro e Formação de Taveiro) e passando a um sistema de ilhas barreira-laguna (Argilas de Aveiro) (Cunha & Reis, 1995; Reis, 2000). Ocorreu diapirosmo segundo falhas NNW-SSE que gerou leques aluviais peridiapíricos (Conglomerados de Nazaré; Reis, 1983), actividade vulcânica na região entre Nazaré e Lisboa, bem como hipovulcânica segundo um desligamento profundo NW-SE que permitiu a implantação dos macicos de Sintra, Sines e Monchique. Esta etapa tectono-sedimentar, atribuível ao Campaniano final a Eocénico inicial (Figura 3A-B), corresponde ao início da evolução compressiva deste sector da Ibéria e que ficou marcado pela inversão da abertura do Golfo da Biscaia.

## **2.3 - EOCÉNICO MÉDIO A TORTONIANO MÉDIO**

De meados do Eocénico a meados do Tortoniano ocorreu sedimentação arcósica nas bacias terciárias do Baixo Tejo e do Mondego, que se abriram segundo SW-NE (por tracção secundária relativamente à compressão pirenaica) e permitiram que a sedimentação se prolongasse para áreas muito mais interiores do Maciço Hercínico (Cunha, 1996, 1999). O registo sedimentar indica uma acentuação no aplanamento do soco dos bordos das bacias e que os volumes montanhosos actuais ainda não tinham iniciado a sua definição.

Durante o Eocénico médio a Oligocénico, a actuação de falhas com direcção NNE-SSW e NE-SW resultou em sedimentação siliciclástica areno-cascalhenta (Figura 3C). A Bacia do Baixo Tejo tinha sedimentação em leques aluviais endorreicos, enquanto a Bacia do Mondego correspondia a uma planície aluvial percorrida por uma rede fluvial entrançada.

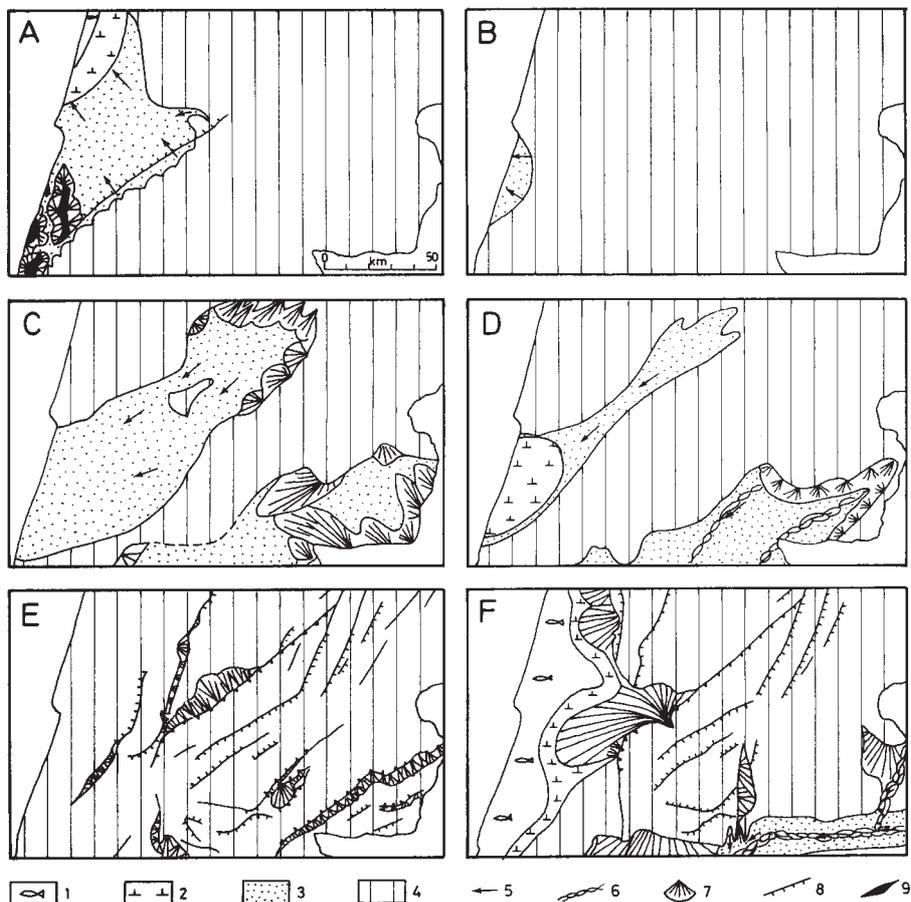


Figura 3 - Evolução paleogeográfica da área emersa de Portugal Central, desde finais do Cretácico até finais do Placenciano (Cunha, 1996). Legenda: 1 - marinho; 2 - ambiente de transição; 3 - planície aluvial; 4 - área de não sedimentação; 5 - principal eixo de drenagem; 6 - rio entrançado; 7 - leque aluvial; 8 - falha activa; 9 - diapiro.

A) Campaniano final a Maastrichtiano: leques aluviais peridiapíricos e sistemas fluviais arenosos e meandriformes drenando, para NW, uma planície costeira.

B) Paleocénico a início do Ipresiano: o bordo da bacia localizava-se, provavelmente, mais para ocidente, com a planície costeira ainda drenada por rios meandriformes.

C) Eocénico médio a final: rejogo de falhas NNE-SSW e NE-SW, intensa erosão do soco hercínico e grande extensão das áreas sedimentares; leques aluviais endorreicos na Bacia do Baixo Tejo e sistemas fluviais entrançados na Bacia do Mondego, a drenar para o Atlântico.

D) Miocénico: em ambas as bacias sedimentares, sistemas fluviais arenosos drenavam para estuários.

E) Miocénico final a Zancleano: intensa compressão expressa por falhas inversas NE-SW e desligamentos NNE-SSW, gerando-se leques aluviais no sopé de relevos em soerguimento.

F) Início do Placenciano: transgressão marinha muito penetrativa, apesar do abundante fornecimento siliciclástico expresso por extensos leques aluviais e rios entrançados areno-cascalhentos. A dissecação da Bacia terciária de Madrid (do Alto Tejo, Espanha) foi iniciada pela sua captura por sistemas fluviais da Bacia do Baixo Tejo.

Durante finais do Paleogénico desenvolveram-se silicificações superficiais, em áreas tectónicamente estáveis com relevo mínimo e sob clima semi-árido; também se produziram acumulações calcárias paligorsquíticas, por circulação freática durante a diagénese precoce.

Após uma fase tectónica compressiva, a sedimentação arcósica continuou durante o Miocénico, correspondendo essencialmente a drenagem longitudinal, em que nas duas bacias sistemas fluviais entrançados e arenosos drenavam para estuários (Figura 3D). Foi um período favorável à esmectização do soco metamórfico e à arenização das rochas granitóides. As bacias recebem principalmente acarreios das regiões granitóides situadas a NE, aperfeiçoando-se o aplanamento destas áreas.

#### **2.4 – TORTONIANO FINAL A PLACENCIANO**

A meados do Tortoniano o intenso contexto compressivo atingiu o auge em Portugal centro-norte, conduzindo à inversão tectónica de estruturas distensivas mesozóicas e ao importante funcionamento de falhas inversas NE-SW e desligamentos NNE-SSW (Ribeiro *et al.*, 1990; Sequeira *et al.*, 1997; Cunha *et al.*, 2000).

No final do Miocénico e início do Pliocénico (Zancleano) a sedimentação foi restrita e endorreica, com intensa rubefacção associada a argilização (ilite e caulinite) do soco metassedimentar.

No sopé de novos relevos em soerguimento, como a Cordilheira Central Portuguesa e as Montanhas Ocidentais Portuguesas, acumularam-se depósitos heterométricos de leque aluvial, com pouca maturidade petrológica e mineralógica (Figura 3E).

São atribuíveis ao Placenciano depósitos predominantemente conglomeráticos ou arenosos, acentuadamente siliciclásticos e bem organizados; são também características típicas a caulinização e o hidromorfismo, reflectindo um clima mais quente e húmido que o actual. A sedimentação de leque aluvial desenvolveu-se espacialmente e depositou grandes blocos quartzíticos nas áreas proximais alimentadas por cristas ordovícicas ( fácies que se designou por *raña*). Os leques aluviais eram tributários de rios drenando para o Atlântico, com traçado já semelhante ao dos rios actuais e que escavaram largos vales nas áreas montanhosas (Figura 3F).

Foi neste episódio morfossedimentar que o pré-Tejo capturou a drenagem da Bacia de Madrid (Alto Tejo), até então endorreica, tornando-se num largo rio cascalhento e entrançado, com elevada carga sedimentar (Cunha, 1992; Cunha *et al.*, 1993) (Figura 4).

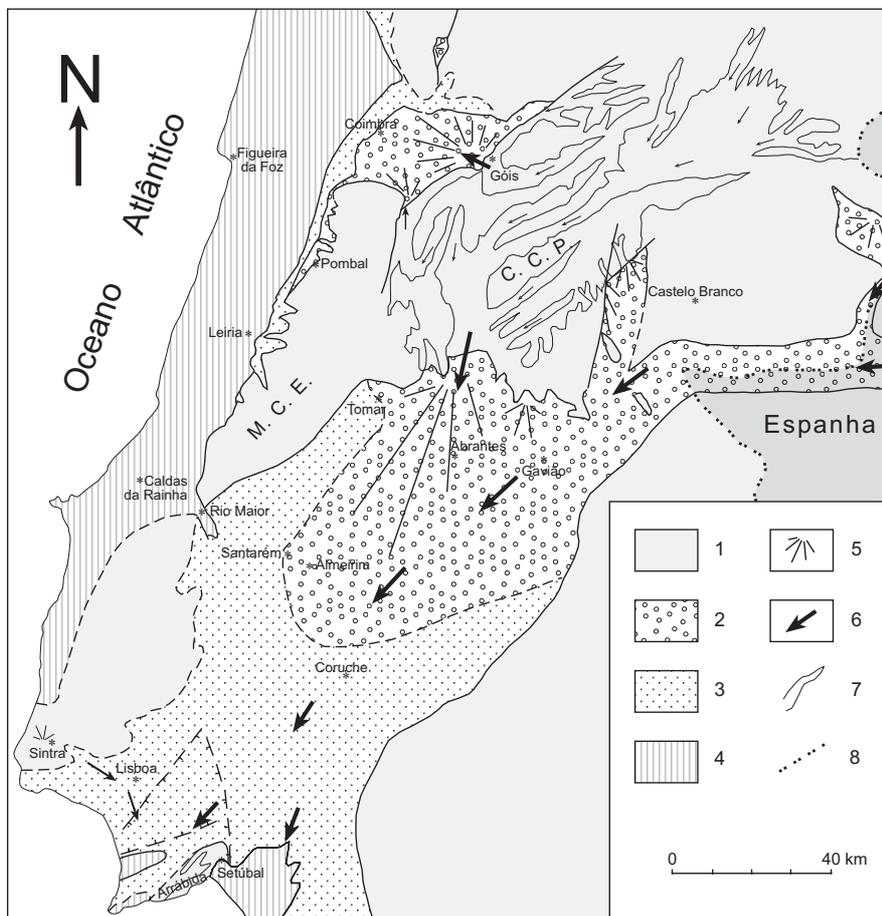


Fig. 4 – Reconstituição paleogeográfica e paleosedimentológica da área actualmente emersa de Portugal Central, na situação de máxima inundação marinha na transição Zancleano-Placenciano. Legenda: 1 - área sem sedimentação; 2 - conglomerados aluviais; 3 - arenitos aluviais; 4 - sedimentos marinhos e de transição; 5 - leque aluvial; 6 - principal eixo de drenagem fluvial; 7 - vale; 8 - fronteira espanhola; M. C. E. - Maciço Calcário Estremenho; C. C. P. - Cordilheira Central Portuguesa.

## 2.5 - GELASIANO A QUATERNÁRIO

É, provavelmente, no Gelasiano (Pliocénico final), já com condições climáticas mais frias e secas, que se passa de um progressivo enchimento das bacias sedimentares com drenagem exorreica para uma etapa de encaixe das redes hidrográficas, com acentuado esvaziamento sedimentar. A continuação do soerguimento tectónico regional foi determinante no encaixe hidrográfico e consequente reforço na captura de bacias endorreicas pela remontante drenagem atlântica, de que o rio Douro é um exemplo (Pereira *et al.*, 2000).

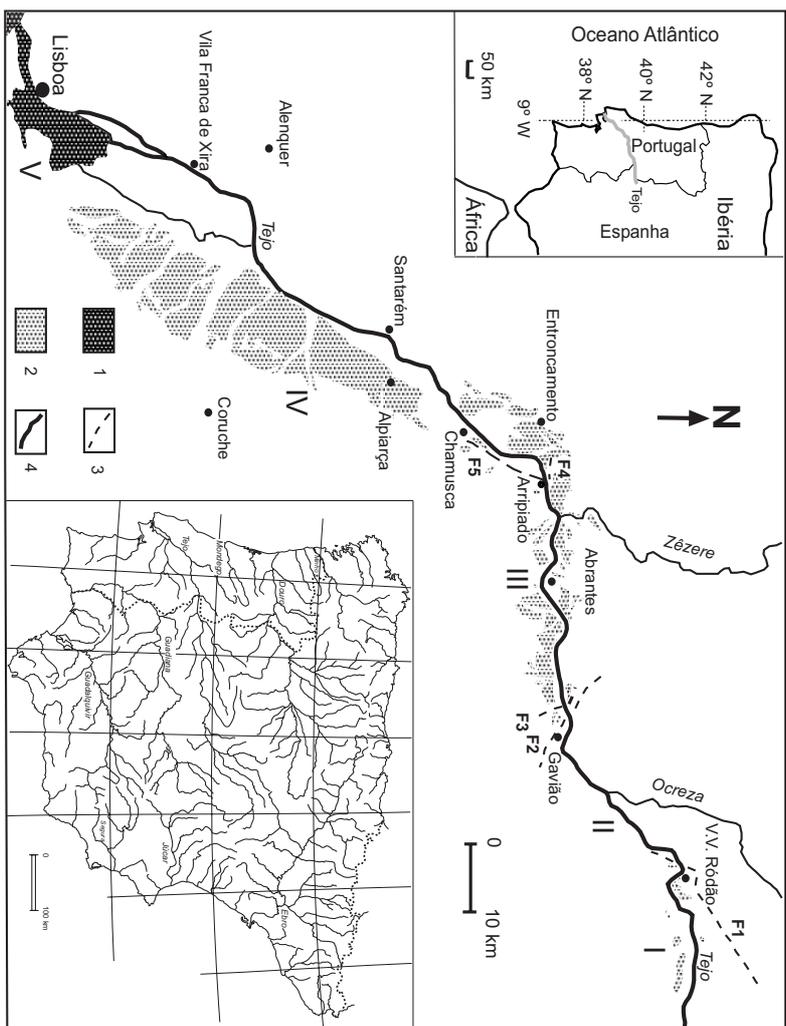
A incisão fluvial, a paragem da incisão e a inversão desta, correspondente aos períodos de agração sedimentar, são vistos como ajustamentos dos perfis longitudinais dos rios a modificações induzidas por factores exteriores ao sistema fluvial, como o nível de base de erosão, o clima, ou a tectónica (Schumm & Parker, 1973; Schumm, 1976; Bull, 1990, 1991; Bridgland, 2000; Maddy *et al.* 2000; Nott *et al.* 2002).

A maioria da rede hidrográfica portuguesa corre em vales encaixados, excepto em troços muito particulares como os dos vales vestibulares. Esta característica também se aplica aos cursos de água que percorrem as bacias sedimentares terciárias, como a Bacia do Baixo Tejo (BBT). Nesta, a anterior superfície do tecto do enchimento sedimentar terciário foi retalhada pela rede fluvial quaternária e forma actualmente planaltos com mais de 200 m acima do leito do Tejo, em certos locais. A incisão da rede hidrográfica não foi contínua, pois muitos cursos de água deixaram escalonada uma sucessão de terraços que constituem um dos traços geomorfológicos mais marcantes.

Para uma análise geral deste encaixe fluvial e discussão dos seus controlos toma-se como exemplo o rio Tejo, que desde a fronteira com Espanha até à foz no oceano Atlântico, atravessa compartimentos com desigual desnivelamento tectónico (figura 5). Ao cruzá-los, o rio muda a direcção do traçado e mostra variação nas características geomorfológicas e sedimentares. Assim, o trajecto na Bacia terciária do Baixo Tejo pode dividir-se em vários troços, a montante do estuário: 1) troço I, da fronteira espanhola a Vila Velha de Ródão; 2) troço II, entre Vila Velha de Ródão e Gavião; 3) troço III, entre Gavião (barragem de Belver) e o Arripiado; 4) troço IV, do Arripiado ao estuário; 5) troço V, correspondente ao estuário.

O troço I tem o limite jusante definido pela falha do Ponsul. Neste troço identificam-se cinco embutimentos da rede hidrográfica desde a superfície culminante da Formação de Falagueira, atribuída ao Placenciano (Cunha, 1992, 1996), até ao leito actual do Tejo. Estas incisões estão separadas por quatro níveis de terraço (Cunha & Martins, 2000). Igual número de incisões e de terraços é reconhecido no troço IV, particularmente na sua margem esquerda, a jusante da Chamusca (Zbyzewsky, 1946, 1947; Martins, 1999). Aqui, a última incisão é pouco visível, pois encontra-se quase toda oculta pelo enchimento sedimentar holocénico.

No troço II, entre a falha do Ponsul e um sistema de falhas NW-SE de Gavião e Ortiga, o Tejo percorre com direcção NE-SW três dezenas de quilómetros num compartimento mais levantado que os adjacentes. Neste troço distinguem-se duas incisões, separadas por um patamar de aplanamento muito extenso. A segunda incisão, bastante vigorosa, originou um vale encaixado no soco hercínico, onde os terraços são difíceis de reconhecer. O patamar que separa as duas incisões, marca um período em que a rede hidrográfica não manifestou tendência para o encaixe. Esta superfície constitui a primeira geoforma embutida na superfície culminante do enchimento terciário, também reconhecida na mesma posição



Principais troços nos quais o sector português do rio Tejo pode ser dividido (Bacia do Baixo Tejo): I - da fronteira espanhola (final do troço internacional) até Vila Velha de Ródão (orientação geral E-W, consistindo de segmentos poligonais); II - de Vila Velha de Ródão a Gavião (orientação NE-SW); III - de Gavião (barragem de Belver) ao Arripiado (orientação E-W); IV - do Arripiado (Vila Nova da Barquinha) a Vila Franca de Xira; V - de Vila Franca de Xira à linha de costa atlântica (orientação NE-SW e depois E-W). 1 - estuário; 2 - terraços; 3 - falhas (F1, F2, F3, F4 e F5) que se consideram limitar os principais troços; 4 - canal principal do Tejo. Também se representam os principais rios ibéricos (este enquadramento foi modificado a partir de Fior, 1999).

geomorfológica nos troços I, III e IV (Martins & Barbosa, 1992; Martins, 1999; Cunha & Martins, 2000). Com a designação formal de “Nível de Mora-Lamarosa” (ob. cit., 1992, 1999), esta superfície encontra-se em estreita relação com o nível de terraços mais antigos do Tejo. Tendo em conta as características geomorfológicas e sedimentológicas dos depósitos e com base na atribuição ao Placenciano da Formação de Falagueira, consideramos que o Nível de Mora-Lamarosa se terá formado no Gelasiano.

No troço III, entre o sistema de falhas de Gavião/Ortiga e o cruzamento das falhas do Arripiado e da Chamusca, o rio segue com traçado geral E-W e atravessa os alvéolos estruturais de Alvega, Rossio e Tramagal. Identificam-se seis incisões – desde o tecto do enchimento terciário (superfície culminante da BBT) até ao leito do rio – e cinco patamares de terraço intercalados (Martins, 1999) (figura 6).

No troço IV, o Tejo inflecte para a direcção NNE-SSW, instalado num vale em ângulo de falha, com actividade sísmica e neotectónica.

O troço V corresponde ao estuário, estendendo-se por uma área larga, o “Mar da Palha” e por outra mais estreita, o “gargalo do Tejo”, este provavelmente orientado segundo uma falha E-W.

Numa visão de conjunto ao longo do Tejo, verifica-se que os patamares de terraço são muito desenvolvidos onde o rio pôde alargar o vale, como acontece nos sedimentos brandos da bacia, mas faltam ou são pouco extensos, onde o Tejo entalhou o Maciço Hercínico (troço II; fig. 5). Os terraços desenvolvem-se também, de preferência, em alvéolos tectónicos cruzados pelo rio (figs. 6 e 7).. É assim na depressão de Vila Velha de Ródão, nas depressões de Alvega, Rossio e Tramagal do troço III e no troço IV (figura 5), onde os terraços não escapam a esta particularidade, tendo em conta a instalação do vale inferior do Tejo num provável ângulo de falha. Refira-se que no troço III os dois terraços inferiores estão limitados às depressões tectónicas, o que não acontece com os três níveis superiores de terraço. Observações de campo confirmam que até ao terceiro nível de terraço o Tejo corria sobre sedimentos terciários em quase todo o troço III; só na incisão seguinte começa a entalhar o Maciço Hercínico nos troços de ligação entre os alvéolos tectónicos de Alvega, Rossio e Tramagal.

É compreensível o desenvolvimento dos terraços nos alvéolos tectónicos, onde um substrato constituído por sedimentos brandos do Terciário e uma menor taxa de soerguimento favoreceram o alargamento do vale e a agradação. A fraca expressão nos troços do rio entre os alvéolos, quer de patamares com depósito, quer rochosos, a seguir ao terceiro nível de terraço, indica uma tendência para o continuado encaixe e a directa influência do controle litológico sobre a geometria do vale (mais estreito), o que não favorece a agradação.

A influência dos diferentes controlos – nível de base, clima e tectónica – na génese dos terraços fluviais é complexa. A esta complexidade, junta-se a que advém do rio Tejo cruzar enquadramentos litológicos e estruturais diversos (por

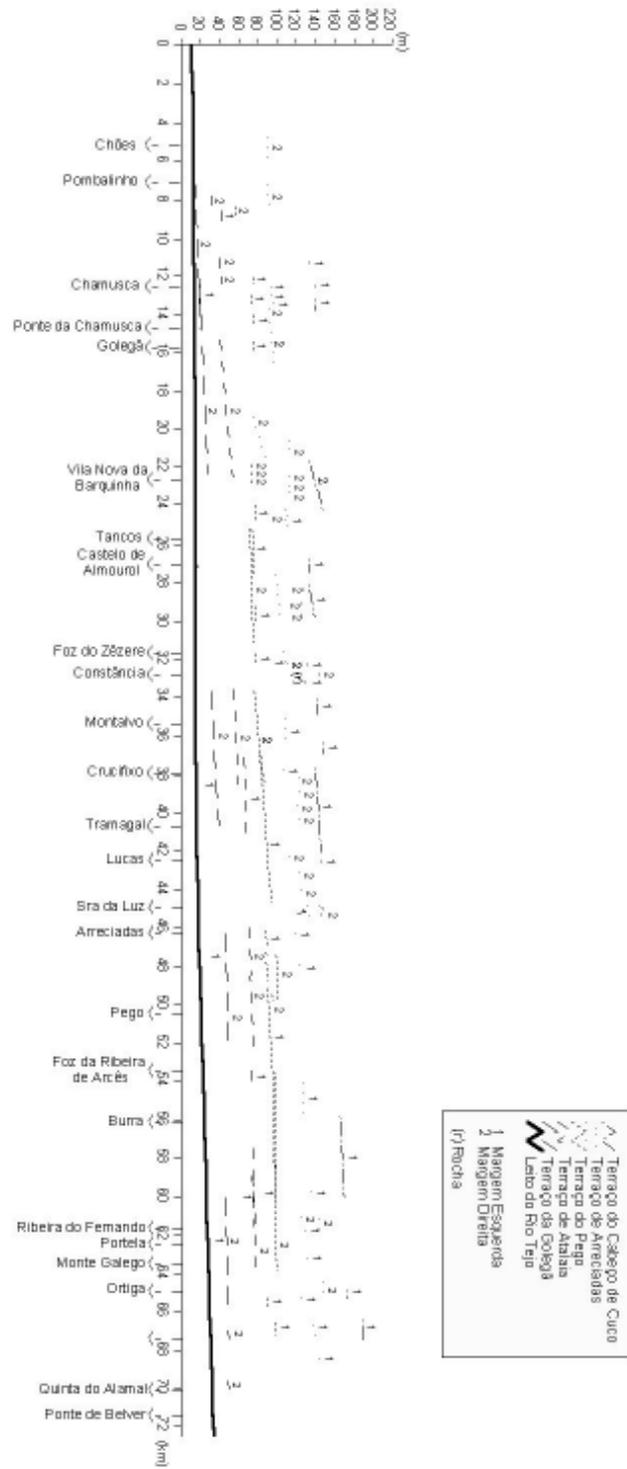


Figura 6 - Perfil longitudinal do rio Tejo e dos seus cinco níveis de terraços escalonados, abrangendo o troço III e parte dos troços adjacentes. Indica-se a distância à foz (oceano Atlântico). Apresenta-se também a posição do tecto dos Conglomerados de Serra de Almeirim (designação local da Formação de Falaguera), que representam a superfície aluvial imediatamente anterior ao início do encaixe da rede de drenagem.

exemplo, os alvéolos tectónicos) e o facto do troço V ter ligação directa ao oceano Atlântico, enquanto os restantes troços estão mais afastados do nível de base geral.

No estado actual de conhecimentos é ainda prematuro estabelecer a correlação de todos os níveis de terraço dos quatro troços do Tejo, com base nas características geomorfológicas/sedimentares e nas poucas datações disponíveis. Da base conglomerática do terraço de Alpiarça (T3, troço IV) Zbyszewski (1946) atribui artefactos ao Clato-Abevilense; na parte superior silto-argilosa datações por termoluminescência (TL), apesar de imprecisas, suportam a evolução dos artefactos nela recolhidos (do Acheulense médio a Micoquense) que indicam idade entre 150 e 70 mil anos (Raposo, 1995; Mozi *et al.*, 2000). Também nos terraços de Vilas Ruivas e do Monte do Famaco (T3), em Vila Velha de Ródão (troço I), foram encontradas indústrias líticas atribuíveis ao Acheulense; datações TL do topo do terraço de Vilas Ruivas deram idades de 51000 e 68000 anos (Raposo, 1995; Toscano, *et al.*, 1999). Datações pelo método U-Th de três dentes encontrados na base do terraço inferior (T4), em Vila Velha de Ródão (Foz do Enxarrique), indicaram uma idade de 33700 anos (Raposo, 1995). A estabelecer-se uma correlação do terraço de Alpiarça com os terraços datados em Vila Velha de Ródão, ela seria feita com os terraços de Vilas Ruivas e do Monte do Famaco, situados no mesmo escalonamento geomorfológico (terraço T3).

O carácter cíclico da variabilidade climática quaternária (Shackleton & Opdyke, 1973) não permite explicar as variações de longo-termo correspondentes a incisão, equilíbrio dinâmico ou agadação registadas pelos terraços do Tejo e, especialmente, as suas escadarias. Não obstante, os enchimentos aluviais reflectirão as condições climáticas prevaletentes na altura da deposição, as quais terão sido determinantes na quantidade e regime dos caudais e, indirectamente, nas características dos depósitos.

No que respeita à influência das variações glácio-eustáticas do nível do mar, admitimos que estas tenham controlado o escavamento e o enchimento sedimentar nos troços V, IV, muito provavelmente ainda o troço III e sendo mais difícil reconhecer a sua influência nos troços mais a montante. Esta suposição baseia-se nos dados relativos ao escavamento do Tejo condicionado pelo abaixamento glácio-eustático do período mais frio da Última Glaciação, que antecedeu o enchimento holocénico. Não se conhece, com precisão, o limite montante do sulco escavado pelo Tejo devido à descida glácio-eustática, mas um conjunto de sondagens nas aluviões indica que esse escavamento terá atingido Tancos (Daveau, 1980; Costa, 1984) ou mesmo ultrapassado ligeiramente Abrantes (troço III) (Martins, 1999). Estudos recentes têm revelado que a incisão desencadeada pela descida do nível de base não se transmite muito longe para montante, sobretudo nos grandes rios, os quais tendem a acomodar essa variação através da modificação das variáveis internas (Schumm, 1977; Shanley & McCabe, 1994;

Bridgland & D'Olier, 1995; Bridgland & Allen, 1996). Dado o carácter cíclico deste tipo de oscilação do nível do mar, não há nenhuma razão para excluir anteriores influências deste factor nos processos de escavamento e enchimento sedimentar, sobretudo nos troços V e IV e, possivelmente, numa parte do troço III. No entanto, as variações do nível do mar dificilmente terão atingido os troços II e I situados, respectivamente, a 140 km e 180 km de distância à foz.

Por outro lado, variações eustáticas de carácter cíclico, sem uma tendência de abaixamento progressivo, não explicam o escalonamento destes terraços.

Em síntese, consideramos a intensificação da taxa de soerguimento crustal ibérico como um dos principais controlos a promover o progressivo encaixe das redes hidrográficas, levando ao escalonamento dos terraços e a um cada vez maior “rejuvenescimento” dos vales. A acentuação da incisão explica numerosas capturas fluviais, o esvaziamento sedimentar das bacias terciárias e a fraca expressão das fases de agradação sedimentar quaternárias. Estas encontram-se melhor expressas onde localmente o rejogo de compartimentos tectónicos contrariou parcialmente a tendência ao soerguimento regional (por exemplo, o alvéolo tectónico de Vila Velha de Ródão) e onde factores litológicos criaram condições mais propícias ao alargamento dos vales e à disponibilidade sedimentar. O controlo tectónico traduz-se no traçado da rede hidrográfica, na delimitação linear dos volumes montanhosos e na diferenciação nas características geomorfológicas fluviais em função dos compartimentos estruturais atravessados.

Embora não se pretendendo aqui abordar, devem-se referir as evidências de um modelado glacial que no Plistocénico se desenvolveu nas maiores altitudes (ex. das serras da Estrela e do Gerês); a mais baixa altitude, ocorrem com algum significado as acumulações de gelifractos nas vertentes e depósitos solifluxivos que até se evidenciam junto ao actual litoral (Daveau, 1973, 1977). No Holocénico, para além de um rápido assoreamento nos sectores vestibulares dos vales fluviais, merece destaque o desenvolvimento de campos dunares eólicos, provavelmente favorecido por escassa vegetação devido ao frio e por extensas praias com grande disponibilidade de areia.

### 3 - CONCLUSÃO

170

Em Portugal o controlo tectónico parece ter sido o principal mecanismo impulsionador da morfodinâmica sedimentar e das alterações paleogeográficas:

- Promovendo a subsidência tectónica (típica durante a evolução distensiva no Mesozóico) ou o soerguimento crustal (intenso no final do Cenozóico);
- Concentrando-se em fases tectónicas, marcadas no registo sedimentar por superfícies de discordância que chegam a ter expressão na maioria das bacias sedimentares ibéricas;
- Condicionando a dinâmica sedimentar e o traçado das redes hidrográficas,

bem como a delimitação dos volumes montanhosos. As bacias de drenagem actuais resultam de ajustamentos locais sucessivos, com capturas da drenagem das bacias interiores pelos cursos de água atlânticos.

Durante o Mesozóico, no bordo ocidental do Maciço Hercínico, num contexto tectónico distensivo e condições climáticas predominantemente tropicais, as fases de arrasamento do soco hercínico ficaram marcadas por sucessivas superfícies de erosão, as mais recentes progredindo para o interior (oriente) e truncando as anteriores. A intensa fase erosiva cretácica removeu um espesso manto de alteração desenvolvido sob clima tropical húmido, gerando uma paisagem em que cristas quartzíticas se destacavam de uma superfície de fraco relevo. A sedimentação durante o Aptiano-Santoniano (?) soterrou estes relevos diferenciais na bordadura ocidental.

Com a passagem a um contexto compressivo, inicia-se uma movimentação de compartimentos tectónicos que define as bacias terciárias do Baixo Tejo e do Mondego. De meados do Eocénico a meados do Tortoniano, estas bacias recebem principalmente acarreios das regiões granitóides a NE, aperfeiçoando-se o aplanamento do soco adjacente.

De meados do Tortoniano à actualidade, o contexto compressivo tornado mais intenso expressa-se por várias fases tectónicas responsáveis pelo progressivo levantamento de compartimentos montanhosos delimitados por escarpas tectónicas. Na bordadura atlântica deve ter-se iniciado o encaixe de alguns rios nos relevos em soerguimento (nomeadamente nas Montanhas Ocidentais Portuguesas), mas para o interior predominou sedimentação endorreica, de leque aluvial, nos sopés montanhosos. Com as condições mais húmidas do Placenciano a rede hidrográfica desenvolveu-se e a sedimentação generalizou-se a muitas áreas interiores e na plataforma litoral. Posteriormente, sucessivas fases de soerguimento geral obrigaram os cursos de água encaixar e foram frequentes os fenómenos de epigénese. A progressiva captura das bacias interiores (portuguesas e espanholas) pela rede fluvial atlântica, consequência da erosão remontante, foi um fenómeno diacrónico.

### **Agradecimentos**

Este trabalho foi realizado no âmbito do projecto POCTI/CTA/38659/2001 “O Terciário de Portugal centro-norte: análise de bacias, estratigrafia e recursos”, aprovado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia e financiado pelo POCTI, participado pelo fundo comunitário europeu FEDER; a investigação também foi apoiada pelo Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

A versão preliminar deste artigo foi melhorada com as leituras críticas de Suzzane Daveau e Jorge Dinis. O Rui Batista colaborou na elaboração de algumas figuras.

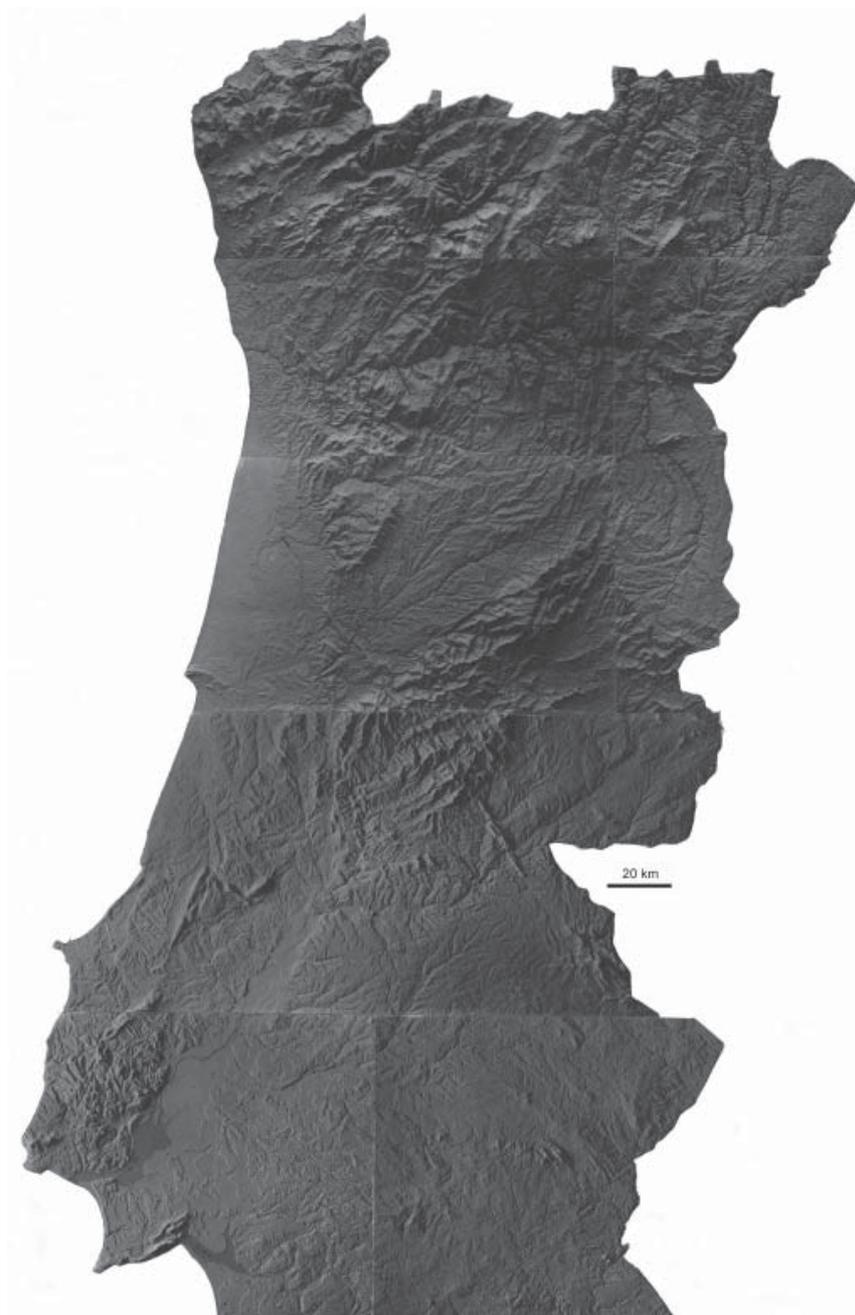


Figura 7 – Fotografia do sector centro-norte do mapa em relevo de Portugal continental, do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. A reprodução em relevo possui escala horizontal de 1/100.000 e um exagero vertical de quatro vezes.

#### 4. BIBLIOGRAFIA

Alves, T. M.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. (2002) - Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, 19, pp. 727-754.

Azerêdo, A. C. (1998) - Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West Central Portugal. V. P. Wright & T. P. Burchette (Eds.), *Geological Society Special Publication*, 149, pp. 281-314.

Birot, P. (1939) - Remarques sur la morphologie du Haut-Portugal (entre le Tage et le Douro). *Bull. de la Assoc. Géogr. Français*, Paris, 122, pp. 104-112.

Birot, P. (1944) - Notes sur la morphologie et la géologie du bassin de Mortágua. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4 (I-II), pp. 131-142.

Bridgland, D. R. (2000) - River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 1293-1303.

Bridgland, D. R. & Allen, P. (1996) - A revised model for terrace formation and its significance for the lower Middle Pleistocene Thames terrace aggradations of northeast Essex. U. K. In: Turner, C. (Ed.), *The Early Middle Pleistocene in Europe*. Balkema, Rotterdam, pp. 121-134.

Bridgland, D. R. & D'Olier, B. (1995) - The Pleistocene evolution of the Thames and Rhine drainage systems in the southern North Sea Basin. In: *Island Britain: a Quaternary Perspective*. Preece, R. C. (Ed.), *Geological Society of London Special Publication*, Nº 96, pp 27-45. BULL, W. B. (1990) - Stream-terrace genesis: implications for soil development. In P. L. K. Knuepfer and L. D. McFadden (Edts.), *Soils and Landscape Evolution. Geomorphology*, v. 3, pp. 351-367.

Bull, W. B. (1991) - *Geomorphic Responses to Climate Change*. Oxford Univ. Press, Oxford, 326 p.

Callapez, P. (1998) - *Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal*. Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 491 p.

Costa, L. F. (1984) - *Os Terraços do Vale do Tejo entre os Rios Torto e Alviela, Notas Geomorfológicas*. Dissertação de Mestrado, Centro Estud. Geogr. Fac. Letras de Lisboa, 154 p.

Cunha, P. Proença (1992) - *Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 262 p.

Cunha, P. Proença (1996) - Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, tomo 82, pp. 87-130.

Cunha, P. Proença (1999) - Unidades litostratigráficas do Terciário na região de Miranda do Corvo-Viseu (Bacia do Mondego - Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, tomo 86, pp. 143-196.

Cunha, P. Proença (2000) - Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação de processos antigos. *Ciências da Terra* (UNL), nº 14, pp. 145-154.

Cunha, P. Proença & Martins, A. A. (2000) - Transição do enchimento terciário para o encaixe fluvial quaternário na área de Vila Velha de Ródão (sector NE da Bacia do Baixo Tejo). *Ciências da Terra*, 14 pp. 171-182.

Cunha, P. Proença & Reis, R. Pena dos (1995) - Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, 16, pp. 155-170.

Cunha, P. Proença; Reis, R. Pena dos & Dinis, J. (1992) - A importância de um silcreto bacinal como marcador do final da etapa sedimentar Aptiano superior - Campaniano inferior, na Bacia Lusitânica; perspectivas de generalização deste modelo. *III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Latinoamericano de Geología (Actas)*, Salamanca, tomo 1, pp. 102-106.

Cunha, P. Proença, Barbosa, B. P. & Reis, R. Pena dos (1993) - Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallels (Western Portuguese margin), *Ciências da Terra*, Univ. Nova de Lisboa, nº 12, pp. 35-43.

Cunha, P. Proença, Pimentel, N. & Pereira, D. Insua (2000) - A assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano. *Ciências da Terra* (UNL), nº 14, pp. 61-72.

Daveau, S. (1973) - Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal. *Finisterra*, VIII, 5, pp. 5-47.

Daveau, S. (1977) - L'Évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posés par son étude. *Recherches Françaises sur le Quaternaire (INQUA), Suppl. au Bulletin AFEQ*, nº 50, pp. 11-22.

Daveau, S. (1980) - Espaço e Tempo. Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos. *Clio*, 2, pp. 14-36.

Daveau, S. (1985) - Critères géomorphologiques de déformations tectoniques récentes dans les montagnes de schistes de la Cordilheira Central (Portugal). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, pp. 229-238.

Daveau, S. *et coll.* (1985-86) - Les bassins de Lousã et Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Mem. Centro de Est. Geog.*, 8, vol. I e II, Lisboa, 450 p.

Dinis, J. (1999) - *Estratigrafia e sedimentologia da Formação da Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica*. Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 381 p.

Dinis, J. (2001) - Definição da Formação da Figueira da Foz — Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, tomo 88, pp. 127-160.

Duarte, L. V. (1995) - *O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 349 p.

Driscoll, N. W.; Hoog, J. R., Christie-Blick, N. & Karner, G. D. (1995) - Extensional tectonics in the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland: implications for the timing of the break-up between Grand Banks and Iberia. R. A. Scrutton, M. A. Stoker, G. B. Shimmiel, A. W. Tudhope (ed.), *Geological Society Special Publication*, 90, pp. 1-28.

Ferreira, A. Brum (1978) - Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 4, Lisboa, 374 p.

Ferreira, A. Brum (1980) - Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, Paris, vol. 22, fasc. 1, pp. 51-62.

Ferreira, A. Brum (1991) - Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. Berlin, 82, pp. 73-85.

Ferreira, D. Brum (1981) - Carte Géomorphologique du Portugal. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 6, 55 p.

Flor, G., 1999. Influencia fluvial en la sedimentación costeira. In: Encontros de Geomorfologia. Conferências. Universidade de Coimbra, pp. 59-94.

García-Abbad, F. J. & Martín-Serrano, A. (1980) - Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves Apalachianos del Macizo Hespérico Meseta central Española. *Est. Geol.*, 36, pp. 391-401.

Leinfelder, R. R. & Wilson, R. C. (1998) - Third-order sequences in a Upper Jurassic rift-related second-order sequence, central Lusitanian Basin, Portugal. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication*, 60, pp. 507-526.

Maddy, D.; Brigdland, D. R. & Green, C. P. (2000) - Crustal uplift in southern England: evidence from the river terrace records. *Geomorphology*, 33, pp. 167-181.

Manatschal, G. & Bernoulli, D. (1998) - Rifting and early evolution of ancient ocean basins: the record of the Mesozoic Tethys and of the Galicia-Newfoundland margins. *Marine Geophysical Researches*, 20, pp. 371-381.

Manatschal, G.; Froitzheim, N.; Rubenach, M. & Turrin, B. D. (2001) - The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal plain. In: R. C. L. Wilson, R. B. Withmarsh, B. Taylor, N. Froitzheim, *Geological Society of London Special Publication*, 187, pp. 405-428.

Martín-Serrano, A. (1988) - *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Ed. Instituto de Estudios Zamoranos "Florian de Ocampo", 311 p.

Martín-Serrano, A. (2000) - El paisaje del área fuente cenozoica, evolución e implicaciones; correlación con el registro sedimentario de las cuencas. *Ciências da Terra* (UNL), nº 14, pp. 25-38.

Martins, A. A. (1999) - *Caracterização Morfotectónica e Morfossedimentar da Bacia do Baixo Tejo (Pliocénico e Quaternário)*. Tese de Doutoramento. Universidade de Évora, 500 p.

Martins, A. A. & Barbosa, B. (1992) - Planaltos do Nordeste da Bacia Terciária do Tejo (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 78 (1), pp. 13-22.

Molina, E. & Blanco, J. A. (1980) - Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290, pp. 1293-1296.

Mozzi, P.; Azevedo, T. M.; Nunes, E. & Raposo, L. (2000) - Middle Terrace Deposits of the Tagus River in Alpiarça, Portugal, in relation to Early Human Occupation. *Quaternary Research*, 54, pp. 359-371.

Mouterde, R.; Rocha, R. B.; Ruget, C. & Tintant, H. (1979) - Fácies, biostratigraphie et paléogéographie du jurassique portugais. *Ciências da Terra* (UNL), 5, pp. 29-52.

Nott, J.; Price, D. & Nanson, G. (2002) - Stream response to Quaternary climate change: evidence from the Shoalhaven River catchment, southeastern highlands, temperate Australia. *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 965-974.

Palain, C. (1976) - Une série détritique terrigène. Les "Grés de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N.S., 25, 377 p.

Pereira, D. Insua; Alves, M. I. C.; Araújo, M. A. & Cunha, P. Proença (2000) - Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental do norte de Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), nº 14, pp. 73-82.

Pinheiro, L. M.; Wilson, R. C. L.; Reis, R. Pena dos; Whitmarsh, R. B. & Ribeiro, A. (1996) - The western Iberia margin: A geophysical and geological overview. Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A. and Masson, D. G. (Eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 149, pp. 3-23.

Raposo, L. (1995) - Ambientes, territorios y subsistencia en el Paleolítico medio de Portugal. *Complutum*, 6, pp. 57-77.

Rasmussen, E. S.; Lomholt, S.; Andersen, C. & Vejbæk, O. V. (1998) - Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300, pp. 199-255.

Reis, R. Pena dos (1983) - *A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior - Miocénico de Portugal*. Tese de doutoramento, Univ. de Coimbra, 404 p.

Reis, R. Pena dos (2000) - Depositional systems and sequences in a geological setting displaying variable sedimentary geometries and controls: example of the Late Cretaceous Lusitanian Basin (central Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, tomo 87, pp. 63-76.

Reis, R. Pena dos; Corrochano, A.; Bernardes, C. M. ; Cunha, P. Proença & Dinis, J. M. L. (1992) - *O Meso-Cenozóico da margem atlântica portuguesa*. Livro editado pelo III Congresso Geológico de España e VIII Congresso Latinoamericano de Geologia (*Guias de las excursiones geológicas*), Salamanca, pp. 115-138.

Reis, R. Pena dos; Dinis, J. L.; Cunha, P. Proença & Trincão, P. R. (1996) - Upper Jurassic sedimentary infill and tectonics of the Lusitanian Basin (Western Portugal). *In: Jurassic Research*, Riccardi, A.C. (Ed.). *GeoResearch Forum*, Transtec Publications, Zurich, vols. 1-2, pp. 377-386.

Reis, R. Pena dos; Trincão, P. R.; Dinis, J. L. & Cunha, P. Proença (1997a) - *Estratigrafia sequencial e biostratigrafia do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica*. Basin Analysis Group, Universidade de Coimbra, 186 p., 145 anexos.

Reis, R. Pena dos; Cunha, P. Proença & Dinis, J. L. (1997b) - Hipersubsident depositional event associated with a rift climax in late Jurassic of Lusitanian Basin (W Portugal). *IV Congreso de Jurásico de España (Abstracts)*, Alcañiz, pp. 101-103.

Reis, R. Pena dos; Cunha, P. Proença; Dinis, J. L. & Trincão, P. R. (2000) - Geologic evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. *GeoResearch Forum*, Transtec Publications, 6, pp. 345-356.

Ribeiro, A.; Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C.; Manuppella, G. & Phipps, S. (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, pp. 357-366.

Ribeiro, O. (1943) - Novas observações geológicas e morfológicas nos arredores de Vila Velha de Ródão. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências do Porto*, 2.<sup>a</sup> série, 32, pp. 5-24.

Ribeiro, O. (1949) - Le Portugal Central (livret-guide de l'excursion C). *XVI Congr. Inter. Géogr. Lisbonne*, 180 p., 22 pl., 10 cartas.

Schumm, S. A. (1976) - Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle. In W. N. Melhorn and R. C. Flemal (editors), *Theories of Landform Development*, Publications in Geomorphology, State Univ. of New York, Binghamton, pp. 69-85.

Schumm, S. A. (1977) - *The fluvial system*. John Wiley & Sons. New York, 338 p.

Schumm, S. A., & Parker, R. S. (1973) - Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy, *Nature*, 243, pp. 99-100.

Sequeira, A.; Cunha, P. Proença & Sousa, M. Bernardo de (1997) - A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, tomo 83, pp. 95-126.

Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1973) - Oxygene isotope stratigraphy of Equatorial Pacific core V. 28-238: oxygene isotope temperatures and ice volumes on 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale. *Quaternary Research*, 3, pp. 39-55.

Shanley, K. W. & McCabe, J. P. (1994) - Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *AAPG Bulletin*, vol. 78, 4, pp. 544-568.

Soares, A. F.; Rocha, R.; Elmi, S.; Henriques, M. H.; Mouterde, R.; Almeras, Y.; Ruget, C.; Marques, J.; Duarte, L. V.; Carapito, M. C. & Kullberg, C. (1993) - Le sous-bassin nord lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 317, Sér. II, pp. 1659-1666.

Sole-Sabaris, L. (1958) - Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora. *Breviora Geol. Astúrica*, 2 (1-2), pp. 3-8.

Stapel, G.; Cloething, S. & Pronk, B. (1996) - Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (western Iberian margin). *Tectonophysics*, 266, pp. 493-507.

Teixeira, C. & Pais, J. (1976) - *Introdução à Paleobotânica. As grandes fases da evolução dos vegetais*. Lisboa, 211 p.

Toscano, V. G. L.; Raposo, L. & Santoja, M. (1999) - *The Middle Palaeolithic occupation of Europe*. Wil Roebroeks and Clive Gamble (Eds.). University of Leiden, 48 p.

Wilson, R. C. L.; Hiscott, R. N.; Willis, M. G. & Gradstein, F. M. (1989) - The Lusitanian basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy and subsidence history. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 46, pp. 341-361.

Wilson, R. C. L.; Manatschal, G. & Wise, S. (2001) - Rifting along non-volcanic passive margins: stratigraphy and seismic evidence from the Mesozoic of the Alps and Western Iberia. R. C. L. Wilson, R. B. Withmarsh, B. Taylor, N. Froitzheim, *Geological Society of London Special Publication*, 187, pp. 429-452.

Wilson, R. C.; Sawyer, D. S.; Whitmarsh, R. B.; Zerong, J. & Carbonell, J. (1996) - Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberia Abyssal Plain. In: Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A. & Masson, D. G. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 149, pp. 617-630.

Zbyszewsky, G. (1946) - Étude géologique de la région d'Alpiarça. *Com. Serv. Geol. Portugal*, tomo XXVII, pp. 145-267.

Zbyszewsky, G. (1947) - Étude géologique de la région d'Almeirim. *Com. Serv. Geol. Portugal*, tomo XXVIII, pp. 217-263.