

Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo-Viseu (Bacia do Mondego, Portugal)

Tertiary lithostratigraphy of the Miranda do Corvo-Viseu region (Mondego Basin, Portugal)

P. Proença Cunha

Grupo de Estudo dos Ambientes Sedimentares; Centro de Geociências da Univ. Coimbra; pcunha@ci.uc.pt
Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra

RESUMO

Palavras-chave: Litostratigrafia; Terciário; Portugal Central; Bacia terciária do Mondego; depósitos aluviais; descontinuidades sedimentares.

Descrevem-se as unidades litostratigráficas (2 grupos, 5 formações e 4 membros) do Terciário da região de Miranda do Corvo - Viseu (Portugal Central). Para cada unidade é efectuada a respectiva caracterização e descrição (limites, propriedades típicas e atributos). Os dados estratigráficos, litológicos, sequenciais e tectónicos permitem estabelecer correlações com os sedimentos mais a ocidente na mesma bacia terciária (Bacia do Mondego) e ajudar à atribuição cronostratigráfica. As características sedimentológicas dos depósitos e o enquadramento com acontecimentos coevos identificados noutras regiões permitem também avaliar o papel do clima, do eustatismo e da tectónica na evolução sedimentar desta Bacia.

ABSTRACT

Key-words: Lithostratigraphy; Tertiary; Central Portugal; Mondego Tertiary Basin; alluvial deposits; sedimentary discontinuities.

The lithostratigraphic units (2 groups, 5 formations and 4 members) of the Tertiary of the Miranda do Corvo-Viseu region (Central Portugal) are here described. For each unit the characterization and description (boundaries, diagnostic properties and attributes) were included. The stratigraphic, lithological, sequential and tectonic data allow correlations with other units of the same Tertiary basin located more to west and support the chronostratigraphic attribution. Sedimentologic characteristics of the deposits lead to the interpretation of the influence of tectonism, climate and eustasy during the sedimentary evolution of this Basin.

O ESTUDO DAS COBERTURAS SEDIMENTARES DO SOCO A LESTE DE COIMBRA

A Plataforma do Mondego é uma ampla superfície aplanada poligénica deprimida entre a Cordilheira Central Portuguesa e o Maciço Marginal de Coimbra-Maciço do Caramulo (Birot, 1944; Ferreira, 1978). Nela, o Cretácico e Terciário têm sido estudados desde os trabalhos pioneiros de Ribeiro (1867), Cabral (1881), Choffat (1900, 1907-1909) e Delgado (1898). A estes geólogos se deve a

distinção entre um conjunto inferior arenoso a que chamaram “grés de Bussaco” e um superior, conglomerático e heterométrico. Na unidade inferior foram descobertos fósseis vegetais em Sula (Saporta & Choffat, 1894), Vila Flor e Vale de Madeira (Lima, 1900), considerados do Cretácico Superior.

A partir de 1938, os geógrafos P. Birot e O. Ribeiro empreenderam o estudo das coberturas sedimentares do maciço antigo em Portugal Central. Birot (1939, 1944, 1946, 1949) publicou vários estudos regionais e Ribeiro

(1949) fez o resumo das suas investigações no livro-guia da excursão a Portugal Central; o conjunto inferior arenoso é separado em duas unidades: "Grés de Buçaco" (*sensu stricto*) e "Supra-Buçaco".

Mais tarde, começaram a realizar-se estudos mais específicos: paleontológicos, sedimentológicos e geológicos. Teixeira (1944, 1945, 1946, 1950) examinou os macrofósseis vegetais das jazidas de Sula e Vale de Madeira; o conjunto de vegetais indicaria clima tropical e o Cretácico terminal ou início do Terciário; considerou a jazida de Vila Flor um pouco mais antiga. Carvalho (1960) propôs a substituição da designação de "Supra-Buçaco" por "Grés de Coja" e prosseguiu o estudo sedimentológico de ambas as unidades, já iniciado por Carvalho (1955). No conhecimento da cobertura sedimentar destacam-se os estudos geológicos de Teixeira & Martins (1959), Barros (1960), Teixeira *et al.* (1961), Carvalho (1962), Martins (1959) e Junta de Energia Nuclear (1968), respectivamente, sobre a região de Arganil, Ervedal da Beira, Santa Comba Dão - Nelas, Mortágua, Caramulo e Beira Alta. Os fósseis de Coja são abordados por Zbyszewski (1953, 1965) e estudados pormenorizadamente por Antunes (1964; 1967), permitindo uma precisa atribuição de idade; Antunes & Broin (1977) estudaram vertebrados encontrados em Naia.

Daveau (1969) estudou o relevo da Serra da Estrela e os sedimentos de Seia. A partir de 1971 os geógrafos recomeçaram os estudos na região de Lousã-Arganil, sob a direcção de O. Ribeiro, S. Daveau e com a colaboração de A. Carvalho. Nessa altura, os conhecimentos consistiam na provável distinção de quatro conjuntos sedimentares (Ribeiro, 1968). Foram publicados resultados em Daveau (1976), Soares *et al.* (1983) e Daveau *et coll.*, 1985-1986. As unidades litostratigráficas distinguidas foram, da base para o topo: 1) "Grés do Buçaco"; 2) "Areias do Buçaqueiro"; 3) "Arcoses de Coja"; 4) "Série de fácies fluvial e Argilas da Fábrica do Pisco"; 5) "Formação superior de fácies raña".

Ferreira (1978, 1980) caracterizou a geomorfologia do Norte da Beira e distinguiu sucessivas gerações de depósitos sedimentares: 1) "Grés do Buçaco"; 2) "arcoses com montmorilonite"; 3) "grés arcósicos grosseiros com caulinite e formação argilosa com área-mãe xistenta"; 4) "depósitos muito grosseiros de tipo raña".

Os esporomorfos do "Grés do Buçaco", em Vila Flor, foram estudados por Diniz *et al.* (1974), Párdutz *et al.* (1974), Kedves & Diniz (1979) e Trincão *et al.* (1989), indicando o Cretácico. Antunes (1986) retomou o estudo dos vertebrados de Coja.

Soares *et al.* (1983), Corrochano & Pena dos Reis (1986) e Daveau (1987) compararam o enchimento sedimentar da região de Lousã - Arganil com o de outras regiões.

Pena dos Reis & Cunha (1986a, 1986b, 1989a) realizaram vários estudos sedimentológicos nos "Grés do Buçaco" e propuseram a definição formal de um grupo integrando três formações. Pena dos Reis & Cunha (1988, 1989b) e Cunha & Pena dos Reis (1989, 1991a, 1991b, 1992) abordaram a sedimentologia e a litostratigrafia do Terciário.

Pena dos Reis *et al.* (1991a) determinaram o estado estrutural (triclincidade e difractograma-padrão) de feldspatos contidos em clastos e dos feldspatos detríticos contidos nas Arcoses de Coja, na região de Arganil, para estudar a respectiva proveniência.

Mais recentemente, novos dados foram apresentados acerca dos vertebrados (Antunes, 1992a, 1992b) e plantas fósseis (Pais, 1992) do Eocénico da Beira Alta.

Cunha (1992a, 1992b, 1994) pormenorizou a descrição litostratigráfica e a interpretação sedimentológica do Terciário de Portugal Central, identificando também as unidades alostratigráficas.

O progresso no conhecimento das coberturas sedimentares do soco a leste de Coimbra também pode ser acompanhado pela análise da representação do Cretácico e Terciário nas sucessivas cartas geológicas de Portugal na escala 1/500.000. Com efeito, na carta de 1899, de J. Delgado e P. Choffat, as rúbricas são C⁵ - Senoniano (incluem o conjunto arenoso que actualmente se diferencia como Grupo do Buçaco, Areias do Buçaqueiro e Arcoses de Coja) e Q - Plistocénico (correspondendo à distribuição do Grupo de Sacões e depósitos quaternários); contudo, não foram representados os retalhos cartográficos arcósicos (Grupo de Beira Alta) na região granítica entre Viseu e Santa Comba Dão. A carta de 1972, coordenada por C. Teixeira, foi influenciada pela datação do Ludiano de uma camada argilosa em Coja. Com efeito, a rúbrica C⁴ (Senoniano) só está representada numa pequena área, imediatamente a sul de Miranda do Corvo, e nos níveis silicificados com vegetais do cimo da crista quartzítica do Buçaco, enquanto que a rúbrica PgM (Paleogénico e Miocénico indiferenciado) incluiu uma grande parte das formações do Grupo do Buçaco, Areias do Buçaqueiro, Arcoses de Coja e as fácies distais finas do Grupo de Sacões; finalmente, a rúbrica PQ (Plio-Plistocénico indiferenciado) abrange apenas as fácies proximais (conglomeráticas) do Grupo de Sacões. Na carta de 1992, coordenada no Cenozóico por M. T. Antunes, a representação do Cretácico e Terciário de Portugal Central a leste de Coimbra já foi baseada no estudo de Cunha (1992a) o qual, em 1990, forneceu uma minuta.

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

O presente trabalho tem por objectivo descrever as unidades litostratigráficas no Terciário desta região, de acordo com as regras internacionais de nomenclatura estratigráfica (I.S.S.C., 1994), subdividindo-o em grupos, formações e membros. As unidades litostratigráficas foram definidas por identificação dos conjuntos de estratos caracterizados por relativa homogeneidade litológica, diferenciando-se bem, no terreno, das unidades enquadrantes e, frequentemente, já consagradas por utilizações anteriores. Todas as formações definidas correspondem, também, a aloformações (aqui abreviadas por SLD), dado que os seus limites inferior e superior são rupturas sedimentares com valor supra-regional. Para além da existência de jazidas fósseis com


Idade provável	Unidades litostratigráficas			Unid. alostr.	Espessura máxima
	Grupos	Formações	Membros		
Placenciano	Serra de Sacões	Santa Quitéria		SLD13	250 m
Zancleano		Telhada		SLD12	90 m
Messiniano a Tortoniano superior		Campelo	Folques  Arroça	SLD11	100 m
Miocénico	Beira Alta	Lobão		SLD10	5 m
Eocénico médio a superior		Coja	Monteira	SLD8	50 m
			Casalinho de Cima	SLD7	
Maastrichtiano a Campaniano superior		Buçaqueiro		SLD5	70 m
Campaniano inferior a Albiano	Buçaco	Picadouro		SLD4	180 m
		Choisa			
		Lomba do Alveite			

Fig. 1 - Esquema estratigráfico do Cretácico e Terciário da região de Espinhal-Coja-Caramulo (Plataforma do Mondego).

valor cronostratigráfico, as propostas de atribuição de idade às unidades litostratigráficas fundamentam-se na comparação com áreas adjacentes da Bacia do Mondego, bem como na datação das principais rupturas sedimentares do Terciário português (Antunes *et al.*, 1987, 1999; Cunha, 1992a, 1992b, 1994, 1996) e espanhol (Calvo *et al.*, 1993). Em algumas formações diferenciam-se regionalmente associações de fácies conglomeráticas, arenosas ou lutíticas justificando-se a subdivisão em membros, passíveis de ser cartografados à escala 1/50.000.

Os sedimentos mais antigos do Terciário desta região (Fig. 1) correspondem a um grupo (aqui definido por Grupo de Beira Alta) de duas formações predominantemente arenosas e feldspáticas, respectivamente as Arcoses de Coja e as Arcoses de Lobão. O Terciário mais recente, designado por Grupo de Serra de Sacões, possui um predomínio de conglomerados, é muito espesso (340 m na Serra de Sacões) e integra sucessivamente a Formação de Campelo, Conglomerados de Telhada e Conglomerados de Santa Quitéria.

GRUPO DE BEIRA ALTA

Na Plataforma do Mondego, a cobertura arenosa terciária do soco foi informalmente designada por “arcoses da Beira Alta”, pelo que parece apropriada esta referência geográfica para este grupo de duas formações arcósicas. Compreende as Arcoses de Coja (Membro de Casalinho de Cima e Membro de Monteira) e as Arcoses de Lobão.

Embora este grupo de formações tenha larga representação na Plataforma do Mondego, selecciona-se a área de Sobreda para área-tipo; nela, podem distinguir-se três unidades sucessivas:

- O Membro de Casalinho de Cima ocupa posição estratigráfica inferior e assenta nos granitóides. A um conglomerado basal (com fácies Gm, MPS = 20 cm) sucede, um arenito grosseiro a fino, de cor cinzenta azulada.
- Superiormente, existe o Membro de Monteira. É constituído por arenitos grosseiros e esbranquiçados

que passam, a tecto, a arenitos finos moscovíticos, de cor verde.

- Em posição culminante observam-se as Arcoses de Lobão. São constituídas por arenitos muito grosseiros e cascalhentos, de cor alaranjada e com fácies Gt. Abundam feldspatos brancos (atingem 5 cm) e escassos róseos. O MPS é de 6-7 cm; além de clastos de feldspato, há quartzo e granito (escasso).

Os sedimentos preenchem um paleovale orientado segundo N240° e observam-se canais com eixos segundo N255 a 305° (fluxo para WSW).

Na cobertura arcósica da região de Tondela pode também observar-se este Grupo, bem como distinguir-se as Arcoses de Coja e as Arcoses de Lobão, formações com composição semelhante e denunciando drenagem procedente de nordeste. Dado que fossilizam geometrias de paleovale, as Arcoses de Lobão são a formação mais amplamente representada, enquanto que a formação inferior, com os seus dois membros, só se observa ao longo dos eixos mais deprimidos. Junto a Tondela, os depósitos apresentam-se em manchas dispersas e de contornos irregulares. As suas cotas descem de 300-310 m em Canas de Sabugosa (extremo NE), para 220 m junto de Molelinhos (extremo SW). O retalho de Naia (a sudoeste de Canas de Sabugosa) é o de maior extensão e espessura.

A superfície basal do Grupo de Beira Alta corresponde a um vasto aplanamento sobre sedimentos cretácicos, rochas metassedimentares e granitóides, com zonas deprimidas alongadas NE-SW. Os alinhamentos de rochas quartzíticas não constituíam relevos muito significativos. Nos sopés montanhosos da Estrela e do Caramulo, este Grupo é sobreposto em discordância angular ou disconformidade pelo Grupo de Serra de Sacões. Contudo, na região do batólito das Beiras este grupo foi a única unidade terciária a depositar-se, pelo que o limite superior representa o nível de colmatação sedimentar desta região, que parece ter correspondência com a superfície de aplanamento elaborada sobre os granitóides das Beiras (Plataforma do Mondego), posteriormente degradada pelo encaixe da rede fluvial quaternária.

Na vasta região, essencialmente granítica, do sector nordeste da Plataforma do Mondego, existem vários retalhos de sedimentos que se encontram alinhados em quatro faixas paralelas e alongadas NE-SW. As faixas têm, geralmente, largura inferior a 1 km, mas o comprimento pode atingir 34 km. A faixa mais a noroeste é pouco extensa e situa-se desde as imediações de Tondela até próximo de Viseu. No interflúvio Mondego-Dão, outra faixa alonga-se desde Pinheiro de Ázere (a sudoeste) até Mangualde (a nordeste). A mais extensa localiza-se entre Tábua e Arcozelo, a sudoeste de Fornos de Algodres. A faixa mais a sudeste posiciona-se entre Seia e Gouveia, já no sopé da Serra da Estrêla. As manchas cartográficas correspondem a sedimentos arcósicos com pequena espessura, geralmente não superior a 3 m, e não excedendo uma dezena de metros. Os depósitos posicionam-se a cotas progressivamente mais altas para nordeste; em Pinheiro de Ázere, assentam a cotas entre 210 e 230 m, enquanto que os situados a noroeste de Gouveia, estão a cerca dos 500 m. Fossilizam

paleovales estreitos e inclinados para sudoeste, ou formas deprimidas mais amplas, como na área de Tondela.

Entre Tábua e Paranhos, localiza-se uma extensa mancha de depósitos arcósicos que possibilitaram explorações de minérios estano-titaníferos, de que só resta uma em Sobreda; produz areias, saibros e barro, bem como concentrados de cassiterite, ilmenite e tantalite.

Relativamente ao eixo geral de drenagem com variação granodrecrescente de nordeste para sudoeste, existem também variações de fácies em sentido transversal, que se traduzem por biselamentos marginais acompanhados por fácies mais finas. Os sedimentos deste grupo de formações arcósicas resultaram de uma rede de canais entrançados, que drenava o sector montante de uma planície aluvial, genericamente para SW, na Bacia do Mondego.

Relativamente ao sector NE da Bacia do Baixo Tejo, o Grupo de Beira Alta correlaciona-se, facilmente, com o Grupo de Beira Baixa (anteriormente designado por "Arcoses de Beira Baixa"), cuja grande semelhança de fácies e de enquadramentos estratigráficos não passaram despercebidos desde os trabalhos pioneiros de O. Ribeiro (ex. Ribeiro *et al.*, 1967). Este grupo de formações estará compreendido num intervalo do Eocénico médio ao Miocénico; é anterior ao grupo de formações que registam sedimentação no sopé NW da Cordilheira Central e que traduzem o soerguimento, provavelmente, iniciado a meados do Tortoniano.

ARCOSES DE COJA (FORMAÇÃO)

Esta designação foi proposta por Soares *et al.* (1983), existindo as designações anteriores de "Grés de Coja" (Carvalho, 1960) e "Supra-Buçaco" (Biro, 1944; Ribeiro, 1949). Cunha (1992a) distinguiu nesta formação, por critérios sedimentológicos, dois membros sucessivos com valor regional e equivalentes aos anteriormente identificados na área de Tondela, por Antunes (1967, 1975).

Embora esta unidade tenha larga representação na Plataforma do Mondego, nomeadamente na área abrangida por Arganil-Seia-Caramulo, a área de Coja foi sempre tida como referência devido à descoberta de fósseis e aos bons afloramentos ligados à exploração para cerâmica e em areeiros.

Na área de Coja afloram largamente as Arcoses de Coja e a Formação de Campelo; as Arcoses de Coja assentam por discordância angular no soco. O Membro de Casalinho de Cima tem 12 m de espessura e é constituído por arcoses muito grosseiras e cascalhentas, de cor verde com tons violáceos. O Membro de Monteiro é predominantemente lutítico e tem 14 m de espessura. Na base de ambos os membros ocorre um conglomerado. Existe abundância de quartzo leitoso que contém, frequentemente, turmalina. As Arcoses de Coja estão muito basculadas junto ao cavalgamento de Lousã-Seia (Sequeira, Cunha & Sousa, 1997); contactam superiormente, por discordância angular, com a Formação de Campelo (que está também um pouco inclinada para noroeste). Cerca de 1 km para

noroeste, junto a Coja, as duas unidades terciárias estão sub-horizontais e contactam por disconformidade.

Nos barreiros da Cerâmica da Carriça foram por encontrados, em espessa lenticula lutítica do Membro de Monteiro, numerosos fragmentos de troncos e ossos que foram estudados pormenorizadamente por Antunes (1964, 1967, 1986, 1992a, 1992b).

A superfície basal das Arcoses de Coja corresponde a um vasto aplanamento sobre sedimentos cretácicos (Cunha *et al.*, 1992; Cunha & Pena dos Reis, 1995), rochas metassedimentares e granitóides. Contudo, esta superfície apresentaria zonas deprimidas alongadas NE-SW. Os alinhamentos de rochas quartzíticas não constituíam relevos muito significativos. A descontinuidade sedimentar erosiva materializa-se, sucessivamente, para NE, por: a) disconformidade sobre as Areias do Buçaqueiro, na área entre Vila Nova de Ceira e Chapinheira; b) disconformidade sobre o Grupo do Buçaco, na região de Arganil; c) discordância angular sobre o Grupo das Beiras, na região a nordeste de Góis; d) inconformidade sobre as rochas granitóides. O limite superior corresponde a importante descontinuidade, com as Arcoses de Lobão (na região de Tondela), Formação de Campelo (em Barreiro de Besteiros e na região de Arganil), ou com depósitos quaternários.

O Membro de Casalinho de Cima apresenta, geralmente, arcoses grosseiras, enquanto que o Membro de Monteiro tem significativas variações laterais de fácies, desde predominantemente conglomeráticas a lutíticas.

A formação integra conglomerados com clastos de quartzito, quartzo leitoso, feldspato, xisto e granito. As areias são constituídas por quartzo (predominantemente hialino), feldspato, moscovite e biotite; são acessórios a turmalina e o rútilo. Os sedimentos possuem abundante matriz lutítica esmectítica.

A formação atinge 60 m de espessura na área entre Vila Nova de Ceira e Arganil, onde se situam os perfis de referência para os seus dois membros. Apresenta, geralmente, cor verde acinzentada ou esbranquiçada, embora nos níveis basais da região de Arganil ocorram manchas violáceas. A unidade bisela-se para NW e foi erodida a SE durante o levantamento tectónico da Serra do Açor.

Predominam arenitos muito grosseiros, geralmente maciços e cascalhentos, sendo a estratificação entrecruzada côncava relativamente rara. Possuem significativa fracção silteosa. A cor é verde esbranquiçada, por vezes amarelada. Estes sedimentos ocupam a parte basal dos enchimentos de canal (sucendo às fácies conglomeráticas, quando existem) ou constituem camadas tabulares. Arenitos médios a finos, maciços ou, mais raramente, com laminação paralela (fácies Sh), são menos frequentes. Geralmente ocupam uma posição imediatamente superior, por passagem gradual, às fácies grosseiras. O limite superior, ou é ravinante ou passa, gradualmente, a sedimentos lutíticos.

As Arcoses de Coja correspondem a uma sucessão detrítica essencialmente constituída por arcoses e microconglomerados, que sofreram transporte aquoso, maioritariamente, por carga de fundo. As fácies e as paleocorrentes são indicativos de deposição por um sistema fluvial com cursos de água entrançados e de baixa

sinuosidade (Cunha, 1991, 1992a). Contudo, existe uma significativa diferença sedimentológica entre os dois membros que a constituem, a seguir descritos. Os vários indicadores de paleocorrentes (paleovales, figuras de canal, estratificações oblíquas planares e côncavas, imbricações de clastos) indicam escoamento para SW e SSW. Contudo, na área entre Barreiro de Besteiros e Campo de Besteiros, o sistema aluvial tinha drenagem para sul. Os litótipos distribuem-se segundo faixas alongadas paralelas aos vectores médios das paleocorrentes. Regionalmente, distinguem-se duas faixas conglomeráticas onde os clastos de granitóides são particularmente abundantes. A faixa que se estende para sul de Eiras possui fácies muito grosseiras, pouco organizadas e com alimentação local (predominando grandes clastos de granito e de xisto mosqueado), sugerindo que a área a norte estaria a sofrer erosão. A outra faixa conglomerática alonga-se por Avessada, Monteiro, Sarnadela e Malhada Velha; prolongava-se, certamente, mais para oriente. Ao longo dos eixos conglomeráticos, nota-se um progressivo decréscimo granulométrico para SW que se traduz no MPS (média do eixo maior dos dez maiores clastos em cada nível) e na frequência das fácies conglomeráticas.

Existem ainda três pequenas faixas com uma importante frequência de fácies lutíticas e que correspondem a sectores marginais com biselamento. A mais setentrional localiza-se junto a Barreiro de Besteiros. A que se estende por Venda da Serra e Chapinheira foi condicionada por obstáculos topográficos correspondentes à Serra da Moita e à Serra do Bidueiro; esta última teria um comando máximo relativamente à planície aluvial de cerca de 130 m. A terceira faixa arenolútica situa-se nas imediações de Coja; pode ter-se desenvolvido devido à barreira exercida pela crista quartzítica de Fajão, provavelmente muito mais extensa antes da definição da Serra do Açor.

A barreira definida pela crista quartzítica da actual serra do Bidueiro parece ter sido responsável pelo aparecimento (para jusante) de dois eixos principais de drenagem. O mais setentrional, mostrar-se-ia genericamente alinhado com o actual traçado do Rio Mondego, entre Santa Comba Dão e Coimbra; é de referir que um importante eixo fluvial paleogénico, com drenagem para SW, foi demonstrado para a região a SW de Coimbra (Pena dos Reis, 1983). Contudo, a maior espessura do corpo sedimentar permite concluir que o essencial da drenagem se efectuava por um eixo situado mais a sul. A drenagem atravessava a área correspondente à actual Serra da Lousã (ainda não soerguida) e dirigia-se para o Atlântico. Se extrapolarmos o prolongamento deste eixo para SW, vemos que se alinha com a área de Pombal. Note-se que foi nesta área que Pena dos Reis (1983) detectou maior concentração de feldspatos brancos na Formação de Bom Sucesso, considerada equivalente distal das Arcoses de Coja.

Ferreira (1978), com base no grau de desgaste dos extraclastos desta formação, estimou que ocorreu um transporte máximo entre uma dezena de quilómetros, necessário para rolar os calhaus de quartzo filoneano, e

cerca de uma centena de quilómetros, necessário para produzir um desgaste apreciável dos grãos de quartzo. Parte dos grãos detríticos podem ter sido transportados, pelo menos em parte do percurso, incorporados em clastos de granito.

Pelas características sedimentológicas e estratigráficas, esta unidade litostratigráfica pode ser considerada como equivalente proximal dos membros I e II da Formação do Bom Sucesso (Pena dos Reis, 1983), com continuidade paleogeográfica na Bacia do Mondego. Ambas são constituídas por dois membros sucessivos, separados por uma disconformidade. É esta descontinuidade sedimentar que permite definir duas sequências alostratigráficas: SLD7 (Eocénico Médio a Superior) e SLD8 (Eocénico Superior - Oligocénico basal?). Com base na correlação de Pena dos Reis & Cunha (1988, 1989a), no afloramento mais ocidental (Vale Furado) esta descontinuidade separa uma sucessão aluvial inferior datada do Eocénico Médio a Superior ("Conglomerados, areias e argilas vermelhas com níveis concrecionados de Vale Furado", com 70 m de espessura), de outra com características líticas semelhantes e, provavelmente, do Eocénico Superior ("Arenitos amarelos, geralmente grosseiros, às vezes consolidados, de Feligueira Grande", com 40 m de espessura) (Antunes, 1975, 1986, 1995).

Neste contexto, o Membro de Casalinho de Cima e o Membro de Monteiro correlacionam-se, respectivamente, com o membro I e o membro II da Formação de Bom Sucesso. Assim, com base nas jazidas fósseis (Vale Furado, Coja e Naia), o membro inferior compreenderá, provavelmente, o Eocénico Médio e base do Superior, enquanto que o membro superior abarcará a restante parte do Eocénico Superior e, eventualmente, o Oligocénico basal.

Relativamente à Bacia Terciária do Baixo Tejo, esta formação correlaciona-se com a Formação de Cabeço do Infante (Cunha, 1996) e o Complexo de Benfica (Pena dos Reis *et al.*, 1991b).

MEMBRO DE CASALINHO DE CIMA

A localidade tipo, Casalinho de Cima (1,5 km a norte de Góis), situa-se na vertente sul da serra de Alcaria. O afloramento mostra 33 m de arcoses grosseiras a médias deste membro, que se apresentam em camadas tabulares, predominando o aspecto maciço sobre a estrutura entrecruzada em sulco.

A unidade pode assentar por disconformidade sobre o Grupo do Buçaco, discordância angular sobre o Grupo das Beiras e por inconformidade nas áreas granitóides; o limite superior é uma disconformidade com o Membro de Monteiro.

O Membro de Casalinho de Cima é, em geral, constituído por arcoses maciças, grosseiras a finas. Os sedimentos organizam-se em corpos tabulares granodecrescentes e com espessura até 9 m. Sucedendo à base erosiva de cada corpo pode existir uma pavimentação conglomerática (fácies Gm). Os corpos tendem a ser mais espessos para o tecto. O elemento arquitectural mais frequente é o LS (camadas de arenitos laminados).

Aumenta progressivamente de espessura para SSW, atingindo cerca de 40 m junto a Celavisa. Na área entre Coja e Góis dominam arcoses muito grosseiras; os sedimentos da base apresentam cor verde amarelada, enquanto que os do tecto são arroxeados. Bisela-se lateralmente para WNW, tornando-se as fácies progressivamente mais finas. Na área entre Tondela e Sobreda predominam arcoses médias a finas, de cor cinzenta e, às vezes, com fósseis vegetais.

O Membro de Casalinho de Cima apresenta cortejo argiloso com esmectite dominante, acompanhada por ilite e escassa caulinite. Os sedimentos basais do Membro de Casalinho de Cima encontram-se cimentados por dolomite, em vários locais. O tecto do Membro de Casalinho de Cima exhibe, localmente, concreções brancas dolomíticas.

Interpreta-se que a sedimentação foi episódica a partir de correntes aquosas, essencialmente, não canalizadas (mantos de inundação).

MEMBRO DE MONTEIRA

O perfil tipo localiza-se numa ravina junto da aldeia de Monteiro, 1 km a sul de Vila Nova de Ceira. É um dos sectores em que o membro tem maior espessura, cerca de 30 m, só ultrapassado na área de Malhada Velha. O topo do perfil é constituído por conglomerados heterométricos e lutitos da Formação de Campelo.

Predominam arenitos muito grosseiros e conglomerados, de aspecto maciço ou com estruturas indicadoras de transporte tractivo; pequenas barras conglomeráticas, sulcos e estratificações entrecruzadas em sulco. A unidade tem habitualmente cor verde acinzentada ou esbranquiçada nos níveis mais grosseiros. Possui composição feldspática, a que se associam quantidades significativas de fragmentos líticos. Os sedimentos são mal calibrados e com abundante matriz lutítica esmectítica. Os clastos de dimensão superior a areão são de quartzito, quartzo leitoso, filito, feldspato potássico e granito (escassos).

O limite inferior da unidade é uma disconformidade sobre o Membro de Casalinho de Cima ou Grupo do Buçaco, embora em áreas mais marginais ao eixo depocêntrico se faça por discordância angular sobre os metassedimentos do Grupo das Beiras ou por inconformidade, sobre granitóides. O limite superior corresponde à passagem à Formação de Campelo, geralmente por disconformidade, mas no sopé de escarpas de falha geradas pela tectónica fini-terciária (Sequeira, Cunha & Sousa, 1997) este limite pode fazer-se por discordância angular.

A unidade corresponde a uma macrossequência básica granodecrescente, com fácies conglomeráticas basais e mais finas para o tecto.

Documentam-se importantes variações laterais, na espessura e fácies. Na região de Arganil, por exemplo, as fácies predominantemente conglomeráticas dispõem-se numa estreita faixa SW-NE passando por Monteiro (extremo SW), Arganil, Malhada Velha. Neste último

local, as fácies são exclusivamente conglomeráticas e têm 30 m de espessura; organizam-se no elemento arquitectural GB (barras conglomeráticas). Lateralmente (para WNW e também para ESE), as fácies tornam-se progressivamente arenosas e areno-lutíticas. Nas fácies finas foram encontrados vertebrados em Coja (um marsupial, paleoterídeos e anoploterídeos incluindo *Anoplotherium* e *Diplobune*) e Naia. Junto a Eiras-Castelões (a NNW), as fácies são conglomeráticas.

O Membro de Monteiro tem fácies conglomeráticas basais, com cor verde acastanhada a amarelada; para o tecto, é constituído por fácies arenosas e lutíticas. As transições para fácies lutíticas são, geralmente, abruptas. Pode conter clastos graníticos e, relativamente ao Membro de Casalinho de Cima, tem menor abundância de clastos metassedimentares. A jusante (SW) da Serra da Moita os depósitos contêm frequentes clastos quartzíticos. Os sedimentos deste membro organizam-se em corpos com geometria em canal (CH), internamente granodrecrescentes e com espessura variando entre 2 e 10 m. Os elementos arquitecturais presentes são CH, GB, SB e OF (finos de transbordo).

No Membro de Monteiro predomina a esmectite (E), acompanhada de caulinite (K) e illite (I); as associações EK e EKI são as mais frequentes.

Em Naia (2 km a noroeste de Tondela), na base do Membro de Monteiro foi recolhido um úmero de mamífero (Antunes, 1975) e restos de tartaruga terrestre, indicativos de idade pós-Eocénico Médio mas ante-Oligocénico Superior (Antunes & Broin, 1977). Em Sobreda foi encontrado neste membro um fragmento de *Leguminosylon teixeirae* Vallin, e no Membro de Casalinho de Cima um de *Cupressinoxylon lusitanensis* Vallin (Pais, 1992).

As características do Membro de Monteiro sugerem o escavamento e enchimento de canais e o desenvolvimento de pequenas barras longitudinais em correntes entrançadas e cascalhentas, numa planície aluvial de declive fraco a moderado, com deficiente drenagem. Apresentaria, em determinados momentos, fluxos muito energéticos, testemunhado por blocos graníticos que podem atingir 0,6 m de dimensão, que tiveram um percurso superior a uma dezena de quilómetros. Paleorelevos quartzíticos, alinhados segundo NW-SE, condicionavam a drenagem que se fazia segundo NNE-SSW.

ARCOSSES DE LOBÃO (FORMAÇÃO)

Como localidade tipo propõe-se a área de Lobão, a 2 km a leste de Tondela. Ferreira (1978) designou esta unidade por "arenitos arcósicos grosseiros com caulinite". A formação assenta sobre as Arcoses de Coja ou, mais para NE, directamente sobre rochas granitóides. Esta formação ocupa posição culminante na bordadura SW do batólito granítico da Beira Alta, pois por se encontrar muito afastada dos sopés montanhosos do Caramulo e da Estrela não foi coberta por depósitos do Grupo de Sacões.

A formação é constituída por arcoses muito grosseiras, friáveis e de cor verde alaranjada, com intercalações lutíticas. Os feldspatos são abundantes, estão pouco

meteorizados e atingem grande dimensão. Os sedimentos são mal calibrados; os maiores clastos são de quartzito, quartzo leitoso, feldspato e granito. São típicas figuras de canal, atingindo uma centena de metros de largura. Embora lateralmente muito extenso, o registo sedimentar tem cerca de 5 m de espessura máxima. Relativamente às Arcoses de Coja, as Arcoses de Lobão são ligeiramente mais organizadas, geralmente mais grosseiras e menos ricas de matriz; os feldspatos pouco alterados são mais abundantes e atingem grande dimensão; o cortejo argiloso é constituído por caulinite (abundante) e illite, contrariamente àquela formação que é rica de esmectite.

Os sedimentos arenosos resultaram de uma rede de canais entrançados que drenava o sector montante de uma planície aluvial, com orientação genericamente para SE, na Bacia do Mondego. Relativamente às Arcoses de Coja, as Arcoses de Lobão refletem melhor drenagem fluvial atlântica. A idade provável é Miocénico (ante-Tortoniano médio).

Na Bacia terciária do Mondego considera-se que as Arcoses de Lobão são o equivalente mais proximal dos Grés e Argilas de Amor (Pena dos Reis, 1983; Pena dos Reis & Cunha, 1989b), registo sedimentar conservado na região a sudoeste de Coimbra. Uma jazida fossil nos Grés e Argilas de Amor, indicou o Aragoniano superior (Langhiano, início do Miocénico Médio; Antunes & Mein, 1981) (ocorrência da "Fauna com *Hispanotherium*" - M. T. Antunes, informação oral).

GRUPO DE SERRA DE SACÕES

É um grupo de três formações (Fig. 1 e 2) em que predominam sedimentos heterométricos conglomeráticos e lutíticos, com abundância de clastos de filito e metagrauvaque. Traduz sedimentação em cones aluviais no sopé de escarpas tectónicas. A serra de Sacões, situada a cerca de 3 km a sul de Vila Nova de Ceira, foi escolhida para área de referência deste grupo pois na encosta norte a sucessão aflora com condições de observação suficientes, podendo distinguir-se as três formações constituintes: Formação de Campelo, Conglomerados de Telhada e Conglomerados de Santa Quitéria. Outra das vantagens desta área é a de exemplificar as variações de fácies, passando de heterométricas e desorganizadas junto do cavalgamento de Lousã-Seia a mais organizadas e mais finas com o afastamento.

Na colina de Sacões, o Terciário apresenta 400 m de espessura. As unidades estão basculadas para SE, sendo a inclinação progressivamente menor nas unidades mais recentes, devido ao sucessivo rejogo do cavalgamento de Lousã-Seia. Os Conglomerados de Santa Quitéria têm base aos 400 m de altitude e 200 m de espessura. São constituídos, nesta área, por espessas (8 a 24 m) camadas conglomeráticas heterométricas, separadas por níveis lutíticos. Os blocos atingem 4 m, sendo suportados por uma matriz lutítica ocre. Relativamente às unidades inferiores, os Conglomerados de Santa Quitéria apresentam maior percentagem de clastos de quartzito e blocos de maior dimensão. Junto do sopé existem

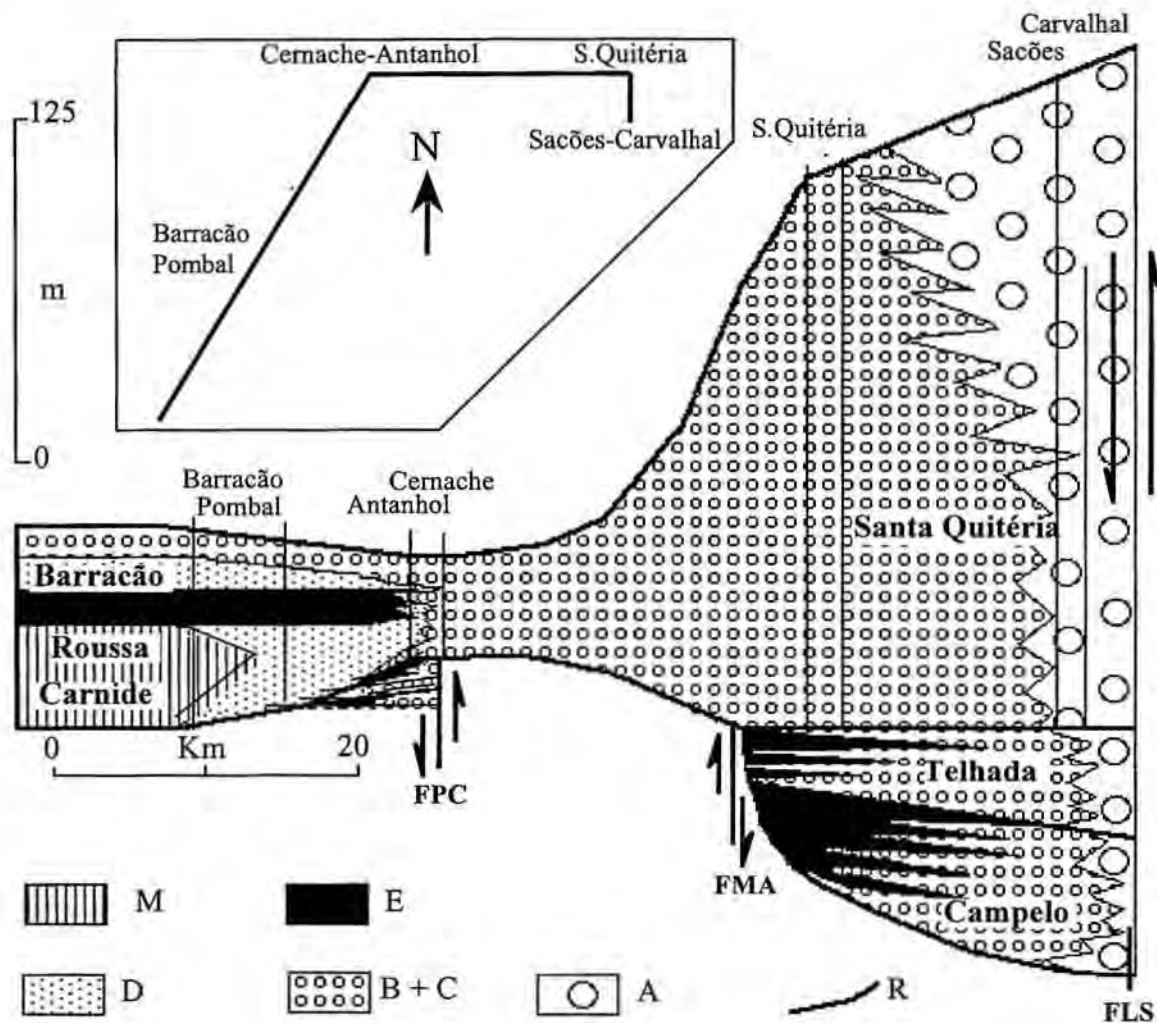


Fig. 2 — Corte esquemático através do Grupo de Sacões e dos correlativos depósitos da região a SW de Coimbra; associações de fácies: A - conglomerados de fluxos gravíticos; B - espessos conglomerados maciços; C - alternância de espessos conglomerados e areão; D - arenitos cascalhentos; E - alternância de arenitos finos e lutitos; M - sedimentos marinhos costeiros, com fôsseis do Placenciano inicial. FPC - falha de Pombal-Coimbra; FMA - falha de Miranda do Corvo-Arrifana; FLS - cavalgamento de Lousã-Seia; R - descontinuidade sedimentar regional (disconformidade ou discordância angular).

frequentes clastos de filito mas encontram-se muito argilizados, o que pode explicar a rápida diminuição de abundância para jusante.

Ao longo do sopé noroeste da Cordilheira Central a unidade assenta por disconformidade nas Arcoses de Coja; mais para norte assenta directamente nas Areias do Buçaqueiro e no Grupo do Buçaco; para oriente da crista quartzítica de Serra da Moita, assenta em rochas mais antigas, sucessivamente, por discordância angular sobre o Grupo das Beiras e por inconformidade nas áreas granitóides. O tecto deste grupo constitui a superfície culminante do enchimento sedimentar regional. O posterior e progressivo encaixe fluvial, bem expresso pela sucessão de níveis de terraço e depósitos de vertente, foi iniciado pela elaboração do Nível de Serra da Vila (Daveau

et coll., 1985-1986), encaixado cerca de 100 m relativamente ao planalto de colmatação em Santa Quitéria. O Nível de Serra da Vila (provável Gelasiano a Plistocénico basal) posiciona-se aos 340 m de altitude junto à colina de Santa Quitéria, pelos 320 m na área da Lousã, continuando a descer de altitude para ocidente.

Este grupo é formado por duas macrossequências positivas (granulocrescentes para o topo) seguidas de uma negativa, separadas por rupturas sedimentares (unidades alostratigráficas SLD11, SLD12 e SLD13), constituindo a resposta sedimentar aos grandes movimentos tectónicos fini-terciários que diferenciaram volumes significativos do relevo actual (Daveau, 1985; Ferreira, 1991; Cunha, 1992a, 1992b; Cabral, 1995; Sequeira, Cunha & Sousa, 1997).

Como resultado da sua deposição em cones aluviais, com o afastamento aos relevos montanhosos alimentadores esta unidade apresenta uma rápida diminuição de espessura e granulometria, com passagem gradual de conglomerados heterométricos a sedimentos areno-lutíticos. Distinguem-se associações de fácies (Fig. 2):

A) espessos conglomerados heterométricos, constituídos por blocos que atingem 4 m de diâmetro suportados por matriz lutítica, separados por níveis lutíticos;

B) corpos decamétricos de conglomerados maciços, com suporte clástico e mal calibrados;

C) alternância de conglomerados maciços (em que são frequentes as imbricações de clastos) ou com estratificação oblíqua planar e siltitos maciços;

D) corpos arenosos grosseiros, com estratificação entrecruzada côncava ou oblíqua planar, sobrepondo-se a pavimentos conglomeráticos;

E) alternância de arenitos médios a finos (maciços ou laminados) ou conglomerados maciços, com espessos lutitos.

A associação A localiza-se junto das falhas da Lousã e de Verin-Penacova, correspondendo a depósitos de fluxos gravíticos. As associações B, C, D e E resultam de processos aluviais aquosos, respectivamente, com sucessivo decréscimo na energia dos processos aluviais para jusante. As associações B e C possuem fácies predominantemente conglomeráticas, dominando o elemento arquitectural GB (barras conglomeráticas). Na associação D são típicas as morfologias arenosas e canais (elementos SB e CH), representando o sector intermédio de leque aluvial. Na associação E existe um predomínio lutítico (elementos OF e CH); corresponde ao sector aluvial mais distal, dominado pela decantação. Na Formação de Campelo e nos Conglomerados de Telhada a associação D é reduzida. A grande representatividade das fácies lutíticas na Formação de Campelo pode dever-se a várias causas, tais como condições paleogeográficas favorecendo a decantação junto do sopé, maior distanciamento à área-mãe (indicado pela escassez de clastos de grande dimensão) e condições climáticas propícias à argilização dos xistos (o que é apoiado pelo cortejo argiloso rico de esmectite e cor verde acastanhada do sedimento).

Este conjunto litostratigráfico materializa a resposta sedimentar ao soerguimento fini-terciário de importantes relevos, sendo formado por depósitos de cone aluvial localizados no sopé de escarpas tectónicas, das quais se destacam o cavalgamento de Lousã-Seia e o desligamento de Verin-Penacova:

- os depósitos da área entre a Serra de Sacões a Coja, no sopé noroeste da Cordilheira Central Portuguesa, que constituem a mancha mais extensa, com 340 m de espessura máxima e uma morfologia aluvial razoavelmente conservada;
- os de Mortágua, apresentam 70 m de espessura máxima (50 m da Formação de Campelo, 13 m dos Conglomerados de Telhada e 7 m dos Conglomerados de Santa Quitéria);

- no sopé oriental da Serra do Caramulo, apresentam-se intensamente erodidos e em vários retalhos cartográficos, com 55 m de espessura máxima (Barreiro de Besteiros).

FORMAÇÃO DE CAMPELO

Foram denominações anteriores: “formação amarela” (Biro, 1944), “complexo argiloso amarelo” (Carvalho, 1962), “formação argilosa amarela, com área-mãe xistenta” (Ferreira, 1978) e “Série de fácies fluvial” (Daveau *et coll.*, 1985-1986). Para estratotipo é proposta a área de Campelo a Arroça, no flanco ocidental da colina de Santa Quitéria.

No sector SW da colina de Santa Quitéria, a Formação de Campelo apresenta a NW (Chapinheira) 50 m de espessura e a SW (Várzea Pequena) 100 m. A sua metade inferior é constituída por conglomerados com estruturas deposicionais tractivas, nomeadamente imbricações frequentes; os lutitos, predominando na sua metade superior, são explorados em barreiros. Nos 10 m basais é típica a existência, nesta área e nas colinas de Sacões e Carvalhal, de grandes blocos de quartzito.

Pode assentar por discordância sobre o soco, Grupo do Buçaco ou Areias do Buçaqueiro mas, geralmente, é por disconformidade sobre as Arcoses de Coja; pode também assentar directamente em granitos. Sobre a unidade assentam, em disconformidade ou discordância angular, geralmente os Conglomerados de Telhada.

Organiza-se verticalmente numa macrossequência básica, com um predomínio de conglomerados na base e de lutitos no tecto. Conglomerados heterométricos situa-se ao longo de escarpas tectónica activas durante a sedimentação da unidade. Com o afastamento destas posições, a formação bisela-se com rápida variação para fácies predominantemente areno-lutíticas. Apresenta junto das falhas de Lousã-Seia e Verin-Penacova fácies quase exclusivamente conglomeráticas, com cor castanha avermelhada e 100 m de espessura máxima; distalmente, predominam fácies areno-lutíticas micáceas, com cor verde acinzentada ou amarelada. Os sedimentos são heterométricos a mal calibrados, possuindo abundante matriz argilosa e friáveis. Predominam clastos de filito e metagrauvaque relativamente aos de quartzito leitoso e quartzito; atingem maiores tamanhos e são mais angulosos junto dos sopés montanhosos. O cortejo argiloso é esmectítico, com um pouco de ilite. Em geral, junto de falhas inversas a formação está basculada e pode estar cavalgada pelo soco. O primeiro rejogo inverso (provavelmente a meados do Tortoniano) dos acidentes com orientação bética (cavalgamento de Lousã-Seia, etc.) é responsável pelo início da deposição aluvial de sopé que constitui a Formação de Campelo. Mais tarde, uma nova reactivação inversa trunca as fácies proximais desta unidade, com a escarpa a ser fossilizada pelos Conglomerados de Telhada. Uma ruptura sedimentar intra-Turoliano médio / intra-MN12 (aproximadamente intra-Messiniano) — a que sucedem sedimentos com intensa rubefacção — é reconhecida na maioria das bacias

espanholas (Calvo *et al.*, 1993), pelo que os Conglomerados de Telhada podem corresponder ao Messiniano terminal-Zancleano (Turoliano sup.-Rusciniense inf.).

A sedimentação traduz fluxos de massa e sedimentação torrencial episódica, em leques aluviais com drenagem endorreica e, provavelmente, sob clima temperado quente com estações contrastadas.

MEMBRO DE FOLQUES

Os melhores afloramentos são em ravinas na margem direita da ribeira de Folques, a norte do cavalcamento de Lousã-Seia. Como afloramentos complementares destacam-se os da ravina de Monteiro e as da colina da Serra de Sacões. Esta unidade, junto da falha da Lousã, é muito grosseira e espessa (cerca de 100 m), biselando-se para NW. Duas ravinas localizadas na colina de Travanca e junto a Folques, com grande extensão lateral e boa qualidade de exposição, mostram os 50 m basais da unidade. Apresentam fácies conglomeráticas pouco organizadas, com lenticulas lutíticas intercaladas. Os conglomerados são de suporte clástico (fácies Gm e Gp) e raramente mostram imbricação; de cor vermelha alaranjada, apresentam clastos oriundos dos relevos de soco em soerguimento: filito, metagrauvaque, escasso quartzito e abundante quartzo leitoso, com MPS a atingir 50 cm. A sudeste de Arganil existem vários locais onde se pode observar bem a unidade; as camadas lutíticas são exploradas para cerâmica.

O carácter granocrescente da formação traduz uma macrossequência básica negativa. Com o afastamento do sopé montanhoso, as fácies adquirem uma organização típica de fluxos aquosos e nos conglomerados intercalam-se níveis areno-lutíticos; distalmente passa, gradualmente, ao Membro de Arroça.

MEMBRO DE ARROÇA

Para estatotipo seleccionou-se o barreiro junto à povoação de Arroça, na encosta NW da colina de Santa Quitéria. A unidade é essencialmente lutítica, com lenticulas conglomeráticas. Passa superiormente, por disconformidade, aos Conglomerados de Telhada. A anterior denominação era "Argilas da fábrica do Pisco" (Daveau *et coll.*, 1985-1986).

A sucessão de sequências básicas aluviais traduz uma evolução granodecrescente, com enriquecimento nas fácies finas. Com a aproximação às paleo-escarpas passa-se gradualmente a um predomínio de conglomerados (Membro de Folques). Este membro está bem representado na colina do Buçaqueiro e em Mortágua-Barreiro de Besteiros.

CONGLOMERADOS DE TELHADA (FORMAÇÃO)

Nas áreas de Barreiro de Besteiros e Mortágua, Ferreira (1978, 1980) designou esta unidade por "depósito de leque

aluvial, bastante grosseiro e vermelho, que se assemelha às *rañas* e de origem xistenta" e que é posterior à formação argilosa. Nas áreas de Lousã e Arganil os depósitos desta unidade e os Conglomerados de Santa Quitéria foram englobados por Daveau *et coll.* (1985-1986) sob a designação de "Formação superior de fácies raña".

Para área tipo é proposta a de Telhada-Chapinheira-Santa Quitéria (flanco SW da colina de Santa Quitéria); apresentam 50 m de espessura e são constituídos por conglomerados pouco organizados, com intercalações lutíticas de geometria lenticular; passam, superiormente e por disconformidade, aos Conglomerados de Santa Quitéria. A base desta formação, assim como a dos Conglomerados de Telhada e a da Formação de Campelo, distingue-se geomorfologicamente por um ressalto topográfico; o tecto da Formação de Campelo, por ser lutítico, origina vertentes com menor declive. Os Conglomerados de Telhada também afloram ao longo da estrada nº 522 e nas imediações do cruzamento para Salgueiral, mas as condições de exposição são mediocres. A unidade é quase exclusivamente conglomerática, com fácies Gms (matriz areno-lutítica); o MPS atinge valores de 70 cm na base da unidade e 40 cm no tecto. A formação organiza-se verticalmente numa macrossequência granulocrescente.

Com o afastamento aos relevos montanhosos alimentadores a formação apresenta uma gradual diminuição granulométrica e de espessura, com fácies mais organizadas. Junto das escarpas de falha, é constituída por conglomerados heterométricos com clastos suportados por uma matriz lutítica; distalmente, a diminuição de espessura é acompanhada por passagem a uma alternância de conglomerados e siltitos.

Os Conglomerados de Telhada possuem uma típica cor vermelha intensa, dada por uma matriz argilosa com óxi-hidróxidos de ferro; a ferruginização penetra apreciavelmente para o interior dos clastos. Predominam os clastos de filito e quartzo leitoso, que atingem maiores tamanhos e são mais angulosos junto do sopé montanhoso. Intercaladas nos conglomerados, existem lenticulas areno-lutíticas cuja fracção arenosa é quartzosa, dominando o quartzo leitoso sobre o quartzo hialino, com fragmentos de xisto e feldspatos. O cortejo argiloso (fracção < 2µm) apresenta proporções equivalentes de illite e caulinite, a que se associa significativa quantidade de goethite. A formação aflora largamente na área de Sacões a Arganil, normalmente com más condições de exposição; também existem retalhos em Miranda do Corvo, Mortágua e Barreiro de Besteiros. A formação apresenta 90 m de espessura máxima (serra de Sacões). A atitude da estratificação é sub-horizontal. Embora a base da unidade se observe bem em muitos locais (colina do Buçaqueiro, Santa Quitéria, Sacões, Mortágua), os níveis estratigraficamente mais altos têm, geralmente, uma exposição muito má; em Gândara (Mortágua), existe boa exposição da totalidade da espessura (13 m).

A unidade corresponde a sedimentação torrencial em cones aluviais com drenagem endorreica. Inferem-se condições climáticas de tipo mediterrânico, com estações muito contrastadas a promover forte oscilação freática.

CONGLOMERADOS DE SANTA QUITÉRIA (FORMAÇÃO)

Em Portugal Central, a primeira utilização da denominação “depósitos de tipo raia” foi feita por Ribeiro (1942, 1943, 1949), referida a sedimentos heterométricos culminantes na Beira Baixa (a Formação de Falagueira) e na região da Lousã-Arganil (os Conglomerados de Santa Quitéria). Foram descritos como coberturas que podiam atingir duas centenas de metros de espessura, biselando-se rapidamente com o afastamento da frente montanhosa, constituídas por conglomerados heterométricos, ricos de clastos de rochas resistentes à alteração e com uma pátina de cor laranja avermelhada, possuindo abundante matriz areno-lutítica de cor ocre a vermelho-tijolo. Situados no sopé de imponentes cristas quartzíticas (Penedos de Góis, Moradal e de Penha Garcia), que se destacam dos relevos existentes da Cordilheira Central, estes depósitos constituem vastas planícies culminantes ou lombas de perfil trapezoidal e cimo plano, isoladas pela incisão da rede hidrográfica e a maior altitude do que os terraços fluviais.

Propõe-se para estratotipo o perfil da colina de Santa Quitéria, 4 km a norte de Vila Nova de Ceira, que ilustra fácies conglomeráticas torrenciais. Como afloramento complementar, exibindo conglomerados heterométricos de fluxos de massa, destaca-se o de Portela de Góis. No sector norte desta colina, os Conglomerados de Santa Quitéria têm 92 m de espessura e fácies predominantemente conglomeráticas; afloram a partir dos 400 m de altitude até ao cume aplanado (492 m). São sedimentos mal calibrados e apresentando blocos arredondados de quartzito, bem como de filito alterado; o MPS atinge 60 cm. Apresentam cor ocre amarelada e são constituídos por corpos métricos de conglomerados maciços de suporte clástico, com intercalações lenticulares de arenito médio a fino.

A formação assenta, por disconformidade, em geral sobre os Conglomerados de Telhada ou sobre os Conglomerados de Picadouro na Serra do Bidueiro e junto ao vértice de Vale de Madeira; na Serra da Vila, excepcionalmente, assenta sobre sedimentos triásicos. A norte, em Mortágua, existe um pequeno retalho cartográfico desta formação sobre os Conglomerados de Telhada.

A unidade encontra-se mal representada, pois está muito erodida por ocupar uma posição culminante no enchimento terciário. O cimo plano da serra de Sacões (aos 600 m) e o da colina de Santa Quitéria correspondem à conservação da superfície culminante do manto aluvial que antecedeu o encaixe da rede hidrográfica. A superfície de colmatação sedimentar perde altitude com o afastamento da Cordilheira Central, em direcção ao Atlântico.

As fácies são progressivamente mais grosseiras para o tecto, correspondendo a uma macrosequência básica negativa que traduz uma evolução prográdante dos sistemas aluviais. Nas colinas de Sacões e de Carvalhal as fácies são conglomeráticas e heterométricas, com blocos de maiores dimensões mais frequentes para o topo. A

abundância em blocos quartzíticos deve resultar da destruição da crista de Penedos de Góis, por erosão remontante a incidir no relevo quartzítico vigorosamente rejuvenescido. Com o afastamento do sopé, as fácies tornam-se mais organizadas.

Os Conglomerados de Santa Quitéria atingem 250 m de espessura na serra de Sacões. A atitude da formação é horizontal. Os sedimentos são mal calibrados, possuindo uma matriz arenosa grosseira e siltosa. A dimensão e o grau de rolamento dos clastos são variáveis. No sopé da crista quartzítica de Penedos de Góis são muito heterométricos, com blocos que atingem 4 m de eixo suportados por matriz lutítica; mais para norte tornam-se menos grosseiros e um pouco mais organizados. Têm clastos essencialmente quartzíticos, acompanhados por filitos, metagrauwaques e quartzo leitoso. O cortejo argiloso apresenta caulinite dominante, ilite e vermiculite. A cor é tipicamente ocre, por vezes esbranquiçada ou avermelhada. Estes depósitos culminantes antecedem um novo rejogo tectónico compressivo, pois foram cavalgados pelo soco do bloco montanhoso da Lousã. São anteriores ao encaixe da rede fluvial quaternária, bem expresso pela sucessão de níveis de terraço e depósitos de vertente.

Esta unidade depositou-se num contexto geral de cones aluviais e de sistemas fluviais entrançados drenando para o Atlântico, sendo estes percursos da rede hidrográfica actual (Cunha *et al.*, 1993). Os depósitos e o seu substrato exibem processos de alteração sob condições lixiviantes, compreendendo caulinizacão e hidromorfismo. O grande desenvolvimento espacial dos sistemas fluviais, o predomínio de clastos muito resistentes à meteorização, a intensa alteracão argilosa ocre dos clastos de xisto e o cortejo argiloso com caulinite predominante, permite supor a persistência de mecanismos aquosos num clima temperado quente e húmido.

Os Conglomerados de Santa Quitéria são considerados o equivalente litostratigráfico oriental do Complexo de Cruz de Morouços (Teixeira & Berthois, 1952) e de depósitos mais finos localizados para ocidente, datados do Placenciano (Cachão, 1989; Cunha & Pena dos Reis, 1991b; Pena dos Reis *et al.*, 1992; Cunha *et al.*, 1993). A unidade é limitada por descontinuidades sedimentares regionais, correspondendo à unidade alostratigráfica SLD13, atribuída ao Placenciano.

CONCLUSÃO

Na região central de Portugal, a oriente de Coimbra, as coberturas sedimentares do soco foram sucessivamente estudadas em diversas áreas, por vezes parcialmente coincidentes, sob metodologias e objectivos não necessariamente idênticos, com um pormenor crescente. Esta região é importante pois apresenta um muito completo enchimento sedimentar cretácico a quaternário que permite o estabelecimento de claras relações geométricas e litostratigráficas, contribuindo para melhor rigor na atribuição cronostatigráfica dos diferentes eventos geológicos. Na fase actual de conhecimentos, em que se reconheceram descontinuidades sedimentares regionais e

se caracterizaram os conteúdos líticos e as inerentes variações de fácies, justifica-se a definição formal de unidades que esclareça a litostratigrafia numa região relativamente vasta, evitando a multiplicação de designações locais imprecisas e insuficientes caracterizações líticas. Tais objectivos ajudarão, também, a outras abordagens, nomeadamente: permitindo o

posicionamento estratigráfico a estudos científicos mais específicos, à publicação das necessárias cartas geológicas a diversas escalas, etc.; no âmbito da Geologia aplicada, facilitarão o aproveitamento dos depósitos como interessantes recursos não metálicos (argilas e feldspatos para fins cerâmicos ou outros, areias para a construção civil, etc.).

BIBLIOGRAFIA

- Antunes, M. T. (1964) - Présence du genre *Palaeotherium* Cuv. (Equoidea, Mammalia) dans les argiles de Coja (Arganil). Considérations sur l'âge et l'extension des formations eocènes au Portugal. *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*, 2.^a série C, XIII: 103-122.
- Antunes, M. T. (1967) - Dépôts paléogènes de Côja: nouvelles données sur la Paléontologie et la Stratigraphie. Comparaison avec d'autres formations paléogènes. *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*, 2.^a série C, XV (1): 69-111.
- Antunes, M. T. (1975) - *Iberosuchus*, crocodile Sebecosuchien nouveau, l'Eocène ibérique au Nord de la Chaîne Centrale et l'origine du canyon de Nazaré. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, LIX: 285-330.
- Antunes, M. T. (1986) - *Paralophiodon* cf. *leptorhynchum* (Tapiroidea, Mammalia) à Vale Furado: contribution à la connaissance de l'Eocène au Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), 8: 87-98.
- Antunes, M. T. (1992a) - Contributions to the Eocene palaeontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal. I — A Synoptical table. *Ciências da Terra* (UNL), 11: 77-81.
- Antunes, M. T. (1992b) - Contributions to the Eocene palaeontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal. II — New Late Eocene mammalian remnants from Côja (Portugal) and the presence of *Palaeotherium magnum* Cuvier. *Ciências da Terra* (UNL), 11: 83-89.
- Antunes, M. T. (1995) - On the Eocene Equid (Mammalia) from Feligueira Grande, Portugal, *Paranchilophus lusitanicus* (Ginsburg, 1965). Taxonomic status, stratigraphic and paleogeographical meaning. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 81: 57-72.
- Antunes, M. T. & Broin, F. (1977) - ? *Cheirogaster* sp. (O. Testudines, Fam. Testudinidae, *Geochelone* s. l.) du Paléogène de Naia, Tondela et l'âge du gisement. *Ciências da Terra* (UNL), 3: 179-195.
- Antunes, M. T.; Calvo, J. P.; Hoyos, M.; Morales, J.; Ordoñez, S.; Pais, J. & Sese, C. (1987) - Ensayo de correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (Cuencas Alta y Baja del Río Tajo). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73 (1/2): 85-102.
- Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P.; Nascimento, A. & Pais, J. (1999) - A stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal). Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages. *Bol. Soc. Geol. España*, 12: 3-15.
- Antunes, M. T.; & Mein, P. (1981) - Vertébrés du Miocène moyen de Amor (Leiria). Importance stratigraphique. *Ciências da Terra* (UNL), 6: 169-188.
- Barros, R. F. (1960) - Estudo geológico da região de Ervedal da Beira. *Revista da Fac. de Ciências de Lisboa*, 2.^a série C, VIII: 203-229.
- Biot, P. (1939) - Remarques sur la morphologie du Haut-Portugal (entre le Tage et le Douro). *Bull. Assoc. Géogr. Français*, Paris, 122: 104-112.
- Biot, P. (1944) - Notes sur la morphologie et la géologie du bassin de Mortágua. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4 (I-II): 131-142.
- Biot, P. (1946) - Contribution à l'étude morphologique de la région de Guarda. *Bull. Études Portugaises*, 47 p.
- Biot, P. (1949) - Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional. Rapport de la Commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement. *Congr. Intern. Géographie*, Lisbonne, pp. 9-116.
- Cabral, F. Pereira (1881) - Estudo de depósitos superficiais da bacia do Douro. *Mem. Secção Trab. Geol. Portugal*, 88 p.
- Cabral, J. (1995) - Neotectónica em Portugal continental. *Mem. do Inst. Geol. Min. Portugal*, 31: 265 p.

- Cachão, M. (1989) - *Contribuição para o estudo do Pliocénico marinho português (sector Pombal-Marinha Grande) - micropaleontologia e biostratigrafia*. Monog. Provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, Univ.Lisboa, 204 p.
- Calvo, J.; Daams, R.; Morales, J.; López-Martínez, N.; Agustí, J.; Anadon, P.; Armenteros, I.; Cabrera, L.; Civis, J.; Corrochano, A.; Díaz-Molina, M.; Elizaga, E.; Hoyos, M.; Martín-Suarez, E.; Martínez, J.; Moissenet, E.; Muñoz, A.; Pérez-García, A.; Pérez-González, A.; Portero, J.; Robles, F.; Santisteban, C.; Torres, T.; Van der Meulen, A.J.; Vera, J. & Mein, P. (1993) - Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. de España*, 6 (3-4): 29-40.
- Carvalho, A. Galopim (1960) - Contribuição para o conhecimento dos grés do Buçaco e de Coja. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Lisboa*, 8 (2): 85-113.
- Carvalho, G. Soares (1955) - Sur la sédimentation des dépôts crétacés de la région entre Vouga et Mondego et les grés du Buçaco (Portugal). *Memórias e Notícias*, 39: 13-25.
- Carvalho, H. Figueiredo (1962) - Contribuição para o estudo geológico da bacia de Mortágua. *Bol. Soc. Port. Ciências Nat.*, 2ª sér., IX: 140-158.
- Choffat, P. (1900) - Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Deuxième étude. Le Crétacique supérieur au Nord du Tage. *Mem. Dir. Serv. Geol. Portugal*, 287 p.
- Choffat, P. (1907-1909) - Notice sur la carte hypsométrique du Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, VII, 17 p.
- Corrochano, A. & Pena dos Reis, R. (1986) - Analogías y diferencias en la evolución sedimentaria de las cuencas del Duero, Occidental Portuguesa y Lousã (Península Ibérica). *Stv. Geol. Salman.*, XXII: 309-326.
- Cunha, P. Proença (1991) - Estudo da paleodrenagem das Arcoses de Coja (Portugal Central - Eocénico da Bacia Lusitaniana). 3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos), Coimbra, p. 100.
- Cunha, P. Proença (1992a) - *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p.
- Cunha, P. Proença (1992b) - Establishment of unconformity-bounded sequences in the cenozoic record of the western Iberian margin and synthesis of the tectonic and sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. *First Congress R.C.A.N.S. - "Atlantic General Events During Neogene" (Abstracts)*, pp. 33-35.
- Cunha, P. Proença (1994) - Registo estratigráfico e evolução paleogeográfica das bacias terciárias de Portugal Central. *II Congreso del Grupo Español del Terciario (Comunicaciones)*, pp. 93-96.
- Cunha, P. Proença (1996) - Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, 82: 87-130.
- Cunha, P. Proença; Barbosa, B. P. & Pena dos Reis, R. (1993) - Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallels (Western Portuguese margin), *Ciências da Terra (UNL)*, 12: 35-43.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1989) - Principais ocorrências de paligorskquite, em depósitos de idade cretácica superior e terciária, em Portugal Central. 1ª Reunião Luso-Espanhola de argilas (Resumos), p. 22.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1991a) - Proposta de definição formal de unidades litostratigráficas no registo arcósico, paleogénico e miocénico, do bordo NE da Bacia Lusitaniana - região a NE de Coimbra. 3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos), p. 99.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1991b) - A etapa sedimentar pliocénica na região de Coimbra - Góis (Bacia Ocidental Portuguesa - Portugal Central). *I Congreso del Grupo Español del Terciario (Comunicaciones)*, pp. 271-274.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1992) - Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector norte da Bacia Lusitânica, durante o Cretácico e Terciário. *III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Latinoamericano de Geología (Actas)*, 1: 107-112.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1995) - Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, 16: 155-170.
- Cunha, P. Proença; Pena dos Reis, R. & Dinis, J. (1992) - A importância de um silcreto bacinal como marcador do final da etapa Aptiano superior - Campaniano inferior, na Bacia Lusitânica; perspectivas de generalização deste modelo. *III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Latinoamericano de Geología (Actas)*, 1: 102-106.
- Daveau, S. (1969) - Structure et relief de la Serra da Estrela, *Finisterra*, 7e 8, pp. 31-63, pp. 159-197.
- Daveau, S. (1976) - Le bassin de Lousã. Evolution sédimentologique, tectonique et morphologique. *Memórias e Notícias*, 82: 95-115.
- 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: 229-238.
- Daveau, S. (1987) - O conhecimento sedimentológico da Orla Ocidental da Península Ibérica. A contribuição de Rui Pena dos Reis. *Finisterra*, XXII (44): 361-422.
- 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, v. I e II, 450 p.

- Delgado, J. Nery (1898) - Note sur l'existence d'anciens glaciers dans la vallée du Mondego. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 3: 55-83.
- Diniz, F.; Kedves, M. & Simoncsics, P. (1974) - Les sporomorphes principaux des sédiments crétacés de Vila Flor et Carrajão, Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 58: 161-184.
- Ferreira, A. Brum (1978) - Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 4, 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*, 22 (1): 51-62.
- Ferreira, A. Brum (1991) - Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach. *Z. Geomorph. N. F.*, Sup.-Bd. 82: 73-85.
- International subcommission on stratigraphic classification of IUGS (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Amos Salvador (Editor), Geol. Soc. of America, 214 p.
- Junta de Energia Nuclear (1968) - *A Provincia Uranifera do Centro de Portugal. Suas características estruturais, tectónicas e metalogénicas*, 132 p.
- Kedves, M. & Diniz, F. (1979) - Les pollens d'angiospermes du Crétacé de Vila Flor, Portugal. Genres de forme *Atlantopollis* et *Limaipollenites*. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 21 (2-3): 203-216.
- Lima, Wenceslau de (1900) - Notícia sobre alguns vegetaes fosseis da flora senoniana (sensu lato) do solo portuguez. *Com. Dir. Trab. Geol. Portugal*, 4: 1-12.
- Martins, J. Ávila (1959) - Contribuição para o conhecimento geológico da região do Caramulo. *Revista da Fac. Ciências de Lisboa*, 2ª série C, IX (2): 123-228.
- Pais, J. (1992) - Contributions to the Eocene palaeontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal. III — Eocene plant remains from Naia and Sobreda (Beira Alta, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 11: 91-108.
- Párdutz, A.; Juhász, M.; Diniz, F. & Kedves, M. (1974) - *Teixeiraipollenites globosus* n. fgen. et fsp. du Crétacé supérieur de Portugal et l'étude de l'ultrastructure de son exine. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 58: 181-190.
- Pena dos Reis, R. (1983) - *A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior - Miocénico de Portugal*. Tese de Doutoramento, Univ. de Coimbra, 404 p.
- Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1986a) - A organização sedimentológica e litostratigráfica do enchimento detrítico basal da Bacia da Lousã (Portugal). *Maleo*, 2 (13): 37-38.
- Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1986b) - The sedimentology and infill model of the Cretaceous alluvial succession in Lousã Basin (Portugal). *British Sedimentology Research Group Annual Meeting (Abstracts)*, 1 p.
- Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1988) - Los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hesperico (Portugal Central). *II Congreso Geológico de España (Comunicaciones)*, 1: 149-152.
- Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1989a) - A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75: 99-109.
- Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1989b) - Comparacion de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hesperico (Portugal Central). *Paleogeografía de la Meseta norte durante el Terciario*. (C. Dabrio, Ed.), *Stv. Geol. Salman.*, v. esp. 5: 253-272.
- Pena dos Reis, R.; Pais, J. & Antunes, M. T. (1991b) - Sedimentação aluvial na região de Lisboa - o "Complexo de Benfica". *3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos)*, p. 131.
- Pena dos Reis, R.; Rela, M.; Cunha, P. Proença & Pinto, A. Ferreira (1991a) - Estudo da proveniência dos feldspatos potássicos detríticos das Arcoses de Coja (Eocénico superior) (região de Arganil-Portugal central). *Memórias e Notícias*, 111: 147-168.
- Ribeiro, C. (1867) - Note sur le terrain quaternaire du Portugal. *Bull. Soc. Geol. France*, 2ª sér., 24: 692-717.
- Ribeiro, O. (1949) - Le Portugal Central (livret-guide de l'excursion C). *XVI Congr. Inter. Géogr. Lisbonne*, 180 p.
- Ribeiro, O. (1968) - Excursão à Estremadura e Portugal Central. *Finisterra*, III (6): 274-299.
- Ribeiro, O., Teixeira, C. & Ferreira, C. (1967) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 - folha 24D (Castelo Branco) e Notícia explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, 24 p.
- Saporta, M. & Choffat, P. (1894) - Flore fossile du Portugal. Nouvelles contributions à la flore mésozoïque. *Mem. Dir. Trab. Geol. Portugal*, 288 p.
- 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). *Com. Inst. Geol. Mineiro*, 83: 95-126.
- Soares, A. Ferreira; Pena dos Reis, R. & Daveau, S. (1983) - Tentativa de correlação das unidades litostratigráficas da região do Baixo Mondego com as das Bacias de Lousã e Arganil. *Memórias e Notícias*, 96: 3-19.
- Teixeira, C. (1944) - Um novo *Cinnamomum* fóssil de Portugal e algumas considerações sobre a cronologia dos "grés" do Buçaco. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Porto*, 40 (2), 15 p.

- Teixeira, C. (1945) - Sur le *Cinnamamum Broteri*, nouvelle espèce du Paléogène portugais. *Boletim da Sociedade Broteriana*, 2ª série, 19: 593-597.
- Teixeira, C. (1946) - Une espèce portugaise de *Dewalquea*. *Boletim da Associação de Filosofia Natural*, II (11): 51-53.
- Teixeira, C. (1950) - Flora mesozóica portuguesa. *Memórias dos Serv. Geol. Portugal*, II parte, 35 p.
- Teixeira, C. & Berthois, L. (1952) - Sur une spongolithe a diatomées de S. Martinho do Bispo, Coimbra (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, XXXIII: 5-18.
- Teixeira & Martins (1959) - O Silúrico de Arganil. *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*, 2ª série C, VII (2): 211-222.
- Teixeira, C.; Carvalho, L. H.; Barros, R. F.; Martins, J. Á. & Haas, W. E. L. (1961) - Carta geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia explicativa da folha 17-C (Santa Comba Dão). *Serv. Geol. Portugal*, 31 p.
- Trincão, P.; Pais, J.; Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1989) - Palinomorfos ante-Cenomaniano do "Grés do Buçaco" (Lousã, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 10: 51-64.
- Zbyszewski, G. (1953) - Note sur l'apparition d'ossements de mammifères dans les argiles de Coja (Arganil). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XI: 59-64.
- Zbyszewski, G. (1965) - Observações acerca da idade de três jazidas de vertebrados terciários. *Bol. Acad. Ciências Lisboa*, 37: 218-230.