



Percursos Temáticos no Monumento Natural das Portas de Ródão

Sara Raquel Barroso Canilho

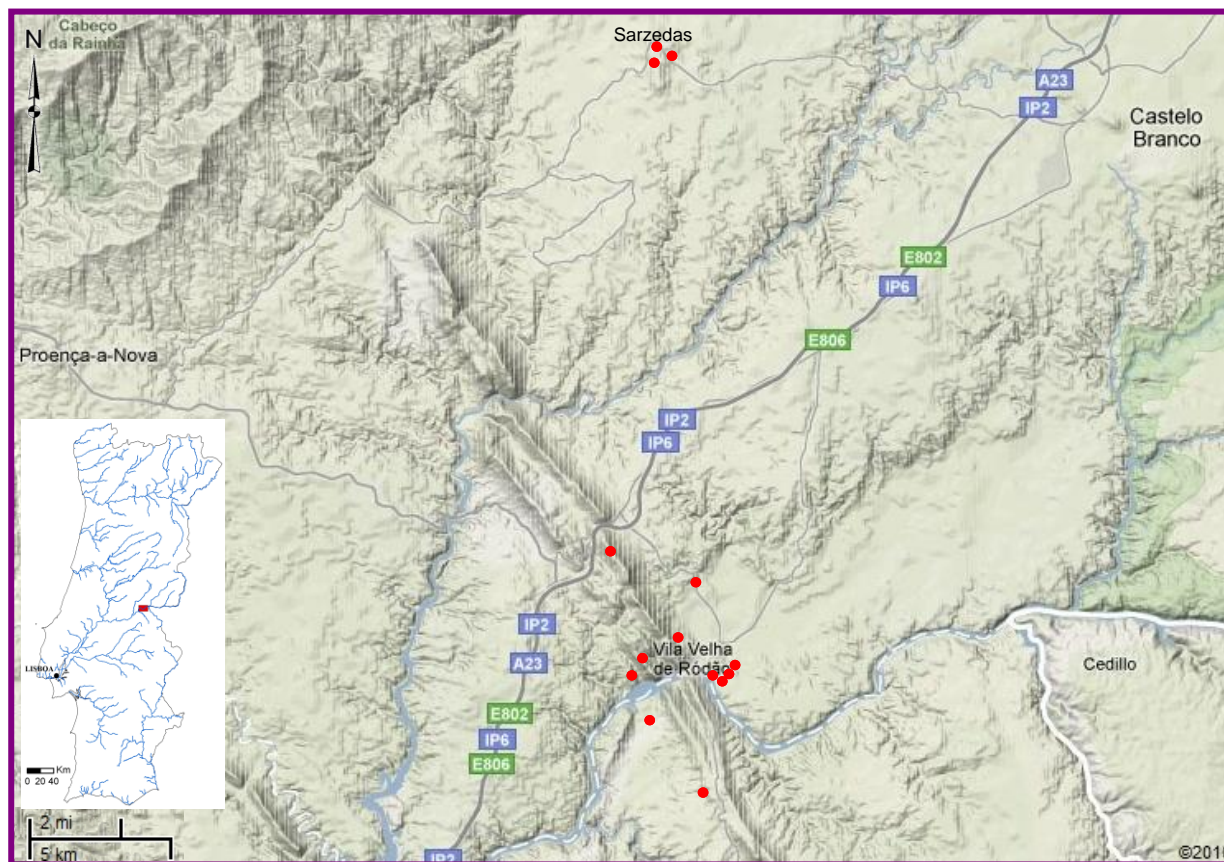
Percursos Temáticos no Monumento Natural das Portas de Ródão

**Sara Raquel Barroso Canilho
2010**

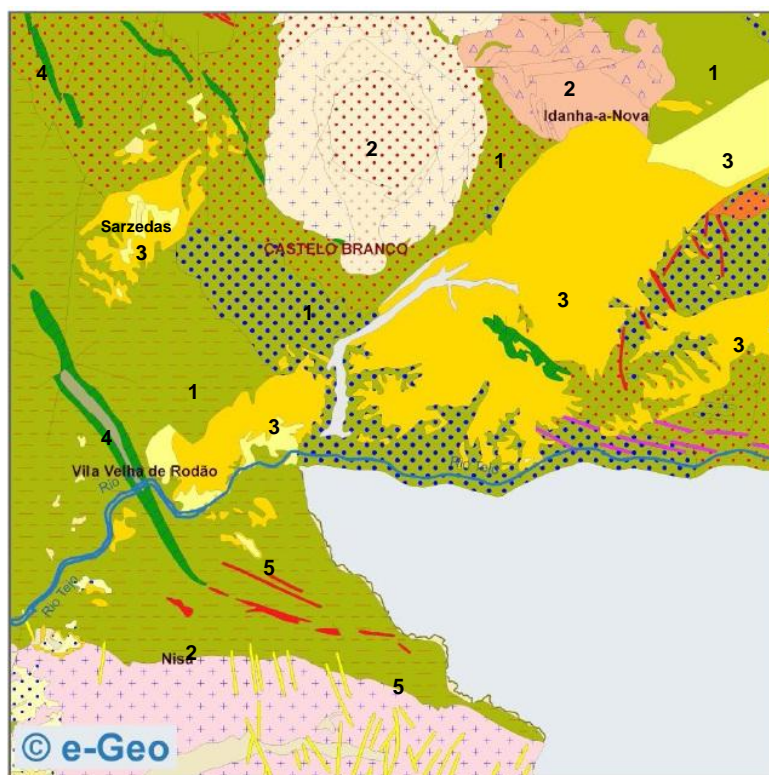
ÍNDICE

ENQUADRAMENTO DO MONUMENTO NATURAL DAS PORTAS DE RÓDÃO E SÍTIOS DE INTERESSE GEOLÓGICO	3
INTRODUÇÃO	4
TEMA 1- Estratigrafia e Sedimentologia do Cenozóico.....	6
Portugal Continental	6
Bacia Cenozóica do Baixo Tejo	6
Sector a NE da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo.....	9
Ponto 1.1 e 1.2 – Formação Silveirinha dos Figos.....	10
Ponto 1.3 – Grupo de Murracha.....	11
Ponto 1.5 – Leque aluvial de Taberna Seca.....	14
Ponto 1.6 – Formação de Cabeço do Infante.....	15
TEMA 2 – Geomorfologia do Maciço Ibérico	16
Ponto 2.1 – Superfície do Maciço Ibérico e relevos residuais	18
Ponto 2.2 – Falha do Ponsul (EN241)	19
Ponto 2.3 – Terraço T3, Monte de Charneca (inferior)	20
Ponto 2.4 – Terraço T4, Monte de Famaco	21
Ponto 2.5 – Terraço T5, Capela da Senhora da Alagada	22
Ponto 2.6 – Terraço T6, Foz do Enxarrique	23
Ponto 2.7 – Miradouro do Castelo do Rei Wamba	24
Ponto 2.8 – Falha do Ponsul na Fonte das Virtudes	26
BIBLIOGRAFIA	27
PÁGINAS <i>WEB</i>	29
AGRADECIMENTOS.....	30

ENQUADRAMENTO DO MONUMENTO NATURAL DAS PORTAS DE RÓDÃO E SÍTIOS DE INTERESSE GEOLÓGICO



- Área de estudo em Portugal continental
- Sítios de interesse geológico



Extracto da carta geológica de Portugal [1], referente à área em estudo. Legenda: 1-xistos, filitos e metagrauvaques; 2-granito; 3-arcoses; 4-filitos e quartzitos; 5-aplitos e diques.

INTRODUÇÃO

A figura de Monumento Natural foi utilizada até 2007 para a classificação de cinco ocorrências do património paleontológico português e, desde essa data, para a classificação de duas áreas com interesses diversos. Uma delas é o Monumento Natural das Portas de Ródão (MNPR) onde um conjunto de aspectos geomorfológicos, estratigráficos, tectónicos, paleontológicos, arqueológicos e biológicos justificaram a sua classificação e integração na Rede Nacional de Áreas Protegidas (Pereira et al., 2010).

Este trabalho aborda duas temáticas científicas: **Estratigrafia e Sedimentologia do Cenozóico** (Fig. 1) e **Geomorfologia do Maciço Ibérico**; e visa valorização e divulgação do Património Geológico, num processo de sistematização das tarefas no âmbito da geoconservação (Brilha, 2005). Este guia está integrado no trabalho de uma dissertação de mestrado.

O desenvolvimento das duas temáticas baseia-se em percursos através de vários geossítios localizados no MNPR e nas suas imediações.

Este guia está organizado por paragens de modo a que seja o mais prático possível para o visitante durante a realização do percurso, visto que alguns dos sítios estão muito afastados uns dos outros, sendo necessário sair do MNPR e fazer uma deslocação (de 45,6 km) a zonas adjacentes, nomeadamente no Tema 1, **Estratigrafia e Sedimentologia do Cenozóico** (Fig. 2).

No Tema 2, **Geomorfologia do Maciço Ibérico** (Fig. 3), os sítios escolhidos representam elementos geomorfológicos fundamentais na paisagem do Maciço Ibérico (MI) integrados no MNPR.

Para a realização do percurso é necessário um meio de transporte, pois alguns dos sítios são relativamente distantes uns dos outros (~45,6 km). Como referido anteriormente, é necessário sair do MNPR, nomeadamente a temática referente à **Estratigrafia e Sedimentologia do Cenozóico**, em que é imprescindível ir até à área de Sarzedas (a norte do MNPR).

Eon/Eonot.	Era/Erat.	Peri./Sist.	Época/Série	Idade/Andar	Fácies / "Andares" - "Séries" locais / Unid. continentais	Ma		
Fanerozóico	Cenozóico	Quatern.	Holocénico		Versiliano			
			Plistocénico	Superior	Tirreniano	Toringiano	0,01	
				Ioniano		Bihariano	0,12	
				Calabriano			0,78	
		Neogénico	Pliocénico	Sup. Placenciano	Villaniano	Vilafranquiano	1,8	
				Inf. Zancliano	Rusciano		2,6	
			Miocénico	Sup. Messiniano	Turoliano		3,6	
				Tortoniano	Valesiano		5,3	
				Méd. Serravalliano	Astaraciano	Aragoniano	7,2	
				Langhiano	Orleaniano		11,6	
				Inf. Burdigaliano	Ageniano	Rambliano	13,8	
				Aquitano			16,0	
			Paleogénico	Oligocénico	Sup. Chatiano			20,4
					Inf. Rupeliano			23,0
		Eocénico		Sup. Priaboniano			33,9	
				Méd. Bartoniano				
				Inf. Luteciano				
		Paleocénico		Sup. Tanetiano			55,8	
			Méd. Selandiano					
				Inf. Daniano			65,5	

Figura 1 - Quadro de divisões estratigráficas, alusivo ao Cenozóico (Pais & Rocha, 2010).

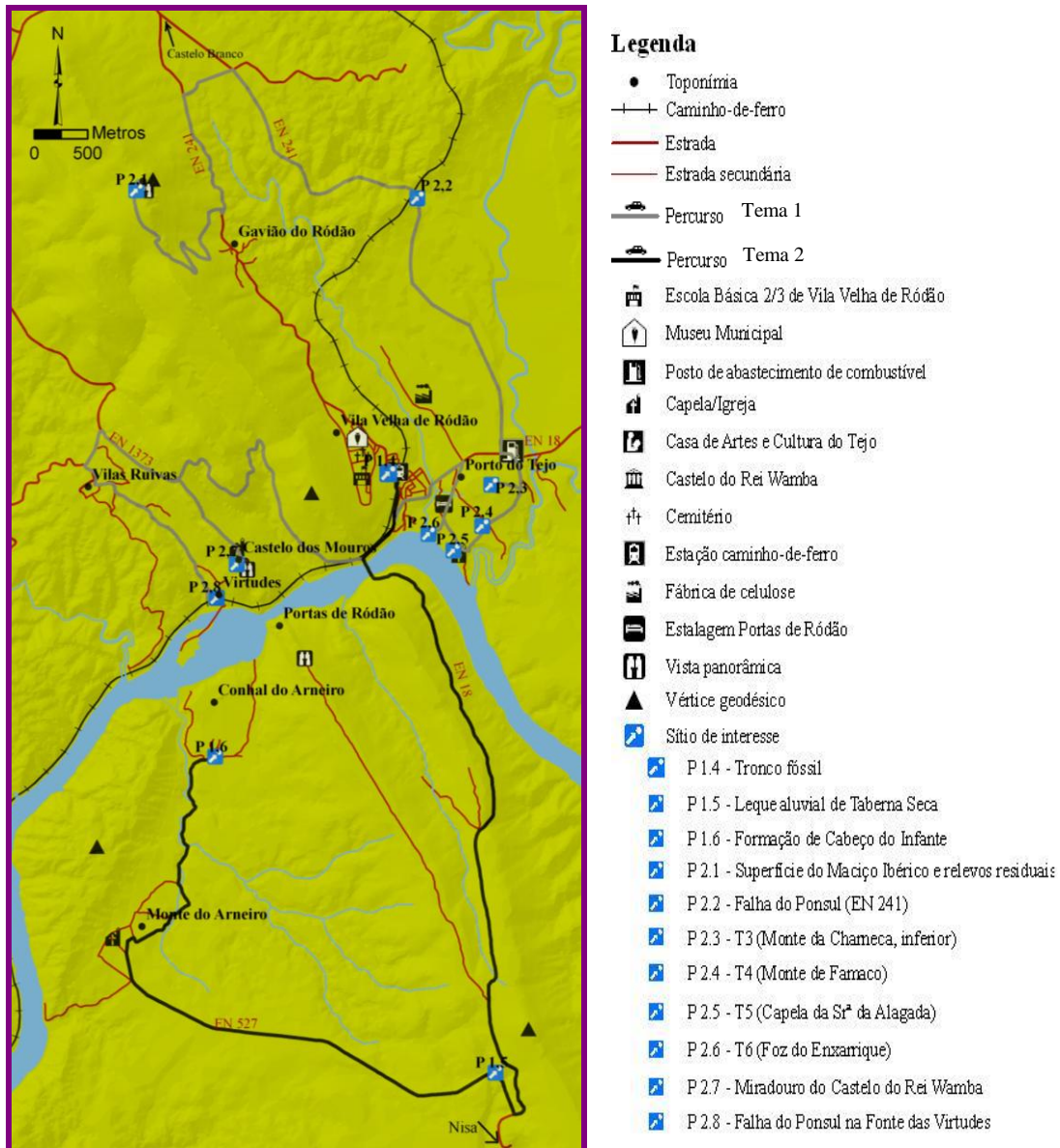


Figura 2 - Mapa de sítios de interesse geológico referentes às temáticas **Estratigrafia e Sedimentologia do Cenozóico e Geomorfologia do Maciço Ibérico**.

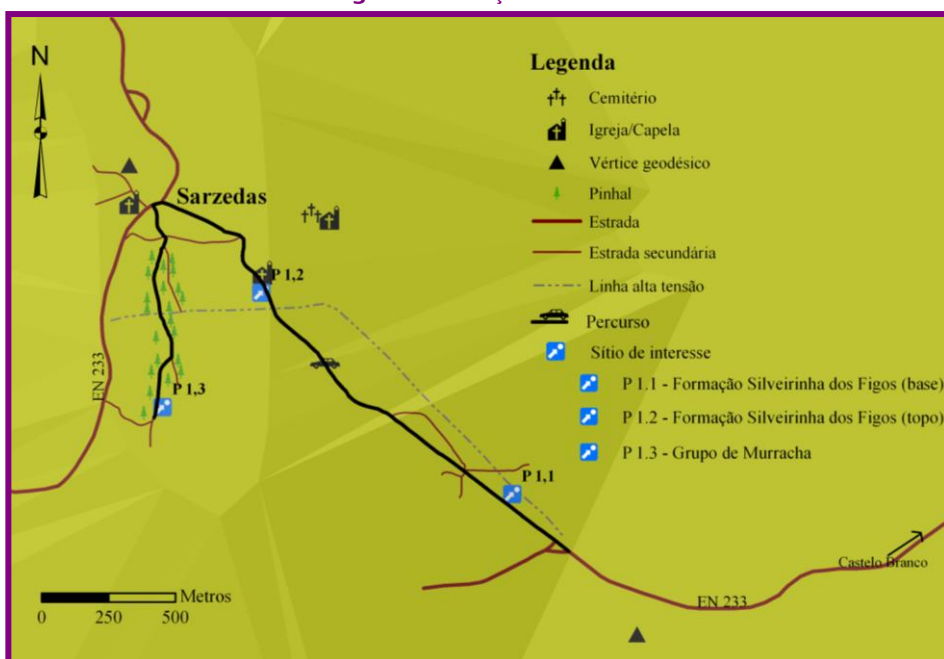


Figura 3 - Mapa de sítios de interesse geológico na região de Sarzedas, alusivo à temática **Estratigrafia e Sedimentologia do Cenozóico**.

TEMA 1- Estratigrafia e Sedimentologia do Cenozóico

Portugal Continental

Em Portugal continental, o registo sedimentar cenozóico (Fig. 4) pertence à Bacia Cenozóica do Douro (bordo ocidental), Bacia Cenozóica do Mondego, Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, Bacia Cenozóica de Alvalade e Bacia Cenozóica do Guadalquivir (sector algarvio). Estas bacias variam consideravelmente em tamanho e foram formadas a partir do Eocénico médio, através de várias fases de tectónicas compressivas da orogenia alpina (Cunha *et al.*, 2000).

As bacias apresentam diferenças morfológicas e litológicas, evidenciando o seu registo de deformações tectónicas, bem como influência de alterações climáticas e variações eustáticas.

Para o registo sedimentar Cenozóico (Cunha, 1992a e 1992b) foi proposto um conjunto de unidades alostratigráficas (SLD - Sequência limitada por descontinuidades sedimentares). As suas idades prováveis foram propostas através de dados biostratigráficos com significado temporal, ou então a partir das respectivas rupturas sedimentares ligadas às fases tectónicas ibéricas que se encontravam bem datadas em bacias espanholas (Calvo *et al.*, 1993), informações de paleoalterações, etc.

Definiram-se também formalmente unidades litostratigráficas com representatividade à escala das bacias, nomeadamente grupos, formações e membros (Tabela 1).

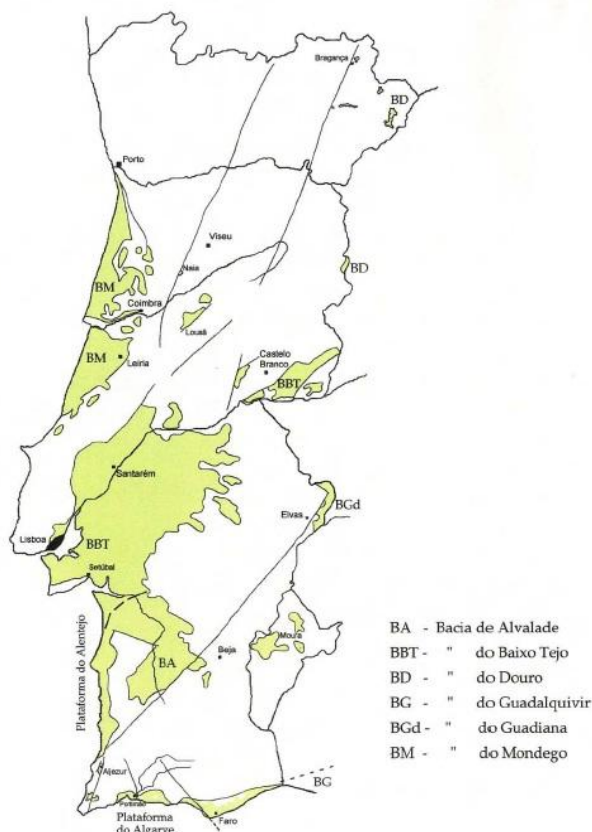


Figura 4 - Principais depósitos cenozóicos de Portugal (Legoinha, 2001).

Unidade alostrat.	Idade provável	B. Douro (Trás-os-Montes)		Bacia do Mondego (NE)	Bacia do Mondego (SW)	B. Baixo Tejo (NE)	B. Baixo Tejo (centro)	Bacia do Sado
SLD14	Gelasiano-Plistoc. inf.	Fm. Aveleda		Nível de Serra da Vila		Nível de Falagueira	Nív. Mora-Lamarosa	Fm. Panóias
SLD13	Placenciano	Fm. Mirandela		Fm. Santa Quitéria	Fm. Carnide, Roussa, Barracão	Fm. Falagueira	Fm. Ulme, Almeirim	Fm. Alvalade
SLD12	Messiniano-Zancleano	Fm. Bragança	Membro de Atalaia	Fm. Telhada	Fm. Redinha	Fm. Monfortinho		Fm. Esbarrondadoiro
SLD11	Tortoniano sup.-Messiniano		Membro de Castro	Fm. Campelo	Fm. Pombal Fm. Ourém	Fm. Torre	Fm. Rio de Moinhos	Fm. Monte Coelho
SLD9-10	Aquitânico-Tortoniano inf.	Lacuna		Fm. Lobão	Fm. Amor	Fm. Silveirinha dos Figos	Fm. Ota, Tomar, Almoester	Fm. Alcácer do Sal
SLD7-8	Paleogénico			Fm. Coja	Fm. Bom Sucesso	Fm. Cabeço do Infante	Fm. Benfica	Fm. Vale do Guizo

Tabela 1 - Proposta de correspondência entre unidades alostratigráficas (SLD) e unidades litostratigráficas definidas em várias bacias cenozóicas de Portugal continental (modificado de Cunha *et al.*, 2000).

Bacia Cenozóica do Baixo Tejo

A Bacia Cenozóica do Baixo Tejo apresenta uma área de cerca de 12000 km², ocupando as províncias do Ribatejo e grande parte do Alentejo, estendendo-se desde o litoral da região

de Lisboa até à região de Castelo Branco (Beira Baixa). A bacia alonga-se na direcção SW-NE, reconhecendo-se três sectores distintos: um sector distal, a SW, correspondendo às regiões de Lisboa e da península de Setúbal, com relação de proximidade com o oceano; um sector intermédio, abrangendo o Ribatejo e Alto Alentejo, com fácies predominantemente continentais e algumas de transição; e um sector a NE, correspondente essencialmente à Beira Baixa, apenas com fácies continentais proximais (Fig. 5 e Tabela 2).

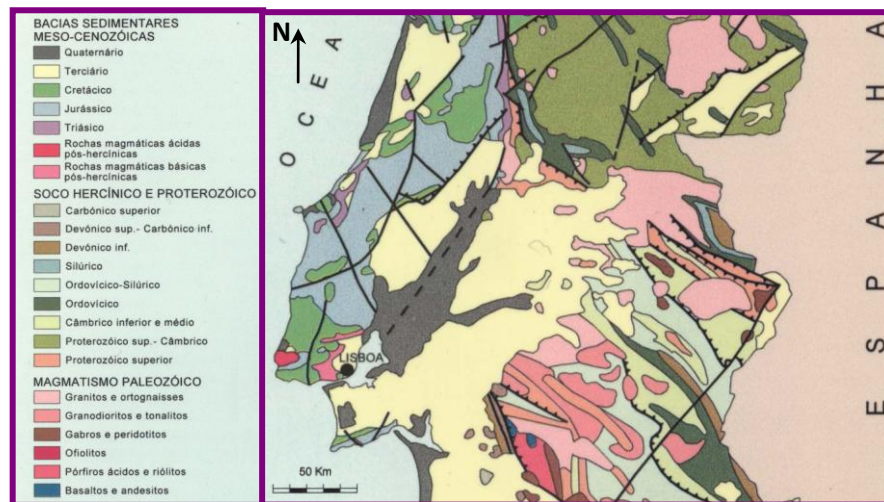


Figura 5 - Localização da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo na Carta Geológica de Portugal (Oliveira *et al.*, 1992).

No sector distal da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, o registo sedimentar tem uma relação estreita com as variações do nível do mar. Apresenta óptimos dados biostratigráficos a partir dos depósitos continentais e costeiros o que permitiu fazer reconstituições ambientais e paleogeográficas, definindo-se dez sequências deposicionais neste sector (Pais, 1981; Pais *et al.*, 2009; Legoinha, 1998, 2001) (Tabela 2).

Os depósitos do sector intermédio estão relacionados com migração do pré-Tejo numa ampla planície aluvial. É caracterizada por fácies continentais e alguns episódios salobros correspondentes aos mais elevados níveis eustáticos marinhos. Tem poucas referências paleontológicas e/ou cronostratigráficas, mas através de discontinuidades sedimentares com carácter regional que separam e definem sequências deposicionais, foi possível definir diferentes unidades (Barbosa, 1995; Barra *et al.*, 2000) (Tabela 2).

O sector proximal (sector NE) apresenta afloramentos muito descontínuos, permitindo limitar discontinuidades regionais ligadas a eventos tectónicos (Cunha, 1992a, 1992b, 1996, 2000).

No Paleogénico (Cunha *et al.*, 2009a) o enchimento sedimentar originou material aluvial mal calibrado, representado pela Fm. Cabeço do Infante (sector NE), Fm. Guizo e Fm. Monsanto, no sector intermédio e Fm. Benfica, no sector distal.

No Miocénico (Cunha *et al.*, 2009a) resultou uma sedimentação fluvial arcósica, representada pela Fm. Silveirinha dos Figos (sector NE), e Fm. Alcoentre, Fm. Tomar e Fm. Almoester, no sector intermédio. No sector distal a sedimentação foi mais complexa, sendo controlada pelo estuário. Levou à diferenciação de várias unidades litostratigráficas na região de Lisboa e Península de Setúbal.

No Tortoniano superior a Zancleano (Cunha *et al.*, 2009a) originaram-se depósitos no sopé das cordilheiras montanhosas, nomeadamente na Cordilheira Central. No sector a NE este evento está registado nas Fm. Torre e Monfortinho. No sector intermédio este registo está representado pelos Conglomerados de Rio de Moinhos.

A representar o Pliocénico (Cunha *et al.*, 2009a) temos no sector NE da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo a Fm. Falagueira, no sector intermédio a Fm. Ulme, Almeirim e Vila de Rei. Já no sector distal temos as Areias de Santa Marta e o Conglomerado de Belverde.

Com formações mais recentes, do Plistocénico e Holocénico, temos a Fm. Marco Furado no sector distal, e terraços, aluviões e coluviões nos restantes sectores da bacia (Martins *et al.*, 2009).

No Tortoniano superior a Zancleano (Cunha *et al.*, 2009a) originaram-se depósitos no sopé das cordilheiras montanhosas, nomeadamente na Cordilheira Central. No sector a NE este

Era/Erat.	Perí./Sist.	Época/Série	Idade/Andar	Unidades faunísticas	Ma	Fase tectónica	Sector distal			Sector intermédio Ribatejo / Alto Alentejo	Sector proximal Beira Baixa	Seq. limitadas por descontinuidades (Cunha, 1992)	(Antunes & Pais, 1984)				
							Lisboa / Almada	Península de Setúbal Litoral ocidental Flanco norte da serra da Arrábida					Ambientes continentais Temperatura	Humidade	A. marinhos Temperatura		
Cenozóica	Quaternário	Holocénico	Versiliano		0,01	Iberomanchega		Aluviões	Aluviões Dunas	Aluviões	Aluviões	SLD 14					
		Plistocénico	Tirreniano					Terraços	Terraços	Terraços							
			Ioniano							Formação Marco Furado							
			Calabriano														
		Pliocénico	Sup.	Gelasiano	Villarriano		2,6				Conglomerado de Belverde			Fm. de Almeirim / Congl. de Vila de Rei	Formação de Falagueira	SLD 13	
				Placenciano			3,6				Areias de Santa Marta			Formação de Ulme			
	Inf.		Zanciano	Rusciano	5,3					Congl. Rio de Moinhos	Formação de Monfortinho	SLD 12					
			Messiniano	Turoliano	7,3						Formação de Torre			SLD 11			
	Neogénico		Sup.	Tortoniano	Valesiano	11,6	Bética	T2	VIIb Areias de Cabo Ruivo		Areias e margas de Quinta do Anjo	Fm. Almóster	SLD 10				
								T1	VIIa Areias de Barço de Prata	Depósitos de Ribeira da Lage		Fm. Tomar					
			Méd.	Serravaliano	Astaraciano	13,7		S2	VIIb Grés de Grilos	Dep. glauconíferos de Penedo							
		Langhiano				S1		VIIa Argilas azuis de Xabregas		Arenitos e biocalcarentos de Pinhal e Castelo de Palmela							
						Vc Calcários da Quinta das Conchas											
	Miocénico	Inf.	Burdigaliano	Ageriano	16	"Arrábida" Neocastelhana	L1	Vb Areias do Vale de Chelas				SLD9					
							Va3 Calcários da Musgueira										
							B2	Va2 Areias com Placuna miocenica		Areias de Quinta da Torre	Formação de Alcoentre			Formação de Silveirinha dos Figos			
		Va1 Calcários do Casal Vistoso															
		Sup.	Aquitano				20,4	B1	IVb Areias da Quinta do Bacalhau	Biocalcarentos e margas de Foz da Fonte							
								IVa Argilas azuis do Azeiro		Argilites de Azeitão							
								III Banco Real									
	B0					II Areias da Estefânia		Congl. e areias de F. Fonte									
	Paleogénico	Sup.	Tanetiano		56	Neolarâmida	A2	I Camadas com Venus ribeiri		Calcários margosos de Pathavã		SLD 8					
							A1										
Méd.		Selandiano			66	Paleolarâmida	Associação IV										
							Associação III	Formação de Benfica	Formação de Benfica	Fm de Monsanto / Fm. Vale de Guizo	Fm. Cabeço do Infante						
Inf.		Daniano					Associação II										
							Associação I										

Tabela 2 – Esquema estratigráfico para o Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo (Pais *et al.*, 2009; Cunha *et al.*, 2009a).

evento está registado nas Fm. Torre e Monfortinho. No sector intermédio este registo está representado pelos Conglomerados de Rio de Moinhos.

A representar o Pliocénico (Cunha *et al.*, 2009a) temos no sector NE da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo a Fm. Falagueira, no sector intermédio a Fm. Ulme, Almeirim e Vila de Rei. Já no sector distal temos as Areias de Santa Marta e o Conglomerado de Belverde.

Sector a NE da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo

Na região da Beira Baixa, onde se integra o MNPR, o Cenozóico está representado por dois grupos distintos: o Grupo da Beira Baixa, com idade compreendida entre o Paleogénico e o Miocénico, e o Grupo de Murracha, com idade entre o Miocénico final e o Pliocénico (Tabela 3). Estes grupos são essencialmente constituídos por depósitos aluviais siliciclásticos, que reflectem grandes mudanças na evolução do enchimento sedimentar e da paleogeografia, permitindo assim reconstruir paleoambientes e deduzir as condições paleoclimáticas da época em que se formaram. O primeiro grupo testemunha uma vasta drenagem fluvial e o segundo, já mais recente, uma resposta sedimentar ao soerguimento tectónico da Cordilheira Central Portuguesa formado por depósitos de leque aluvial localizados no sopé de escarpas tectónicas de relevos constituídos por rochas metassedimentares (Cunha, 1992a, 1996).

Idade Provável	Unidades litostratigráficas			Unid. Alostr.	Espes. máxima	
	Grupos	Formações	Membros			
Gelasiano a Placenciano	Murracha	Falagueira	Murrachinha	Chão da Velha	SLD13	107 m
Zancleano a Messiniano terminal		Monfortinho	Piçarra Vermelha	Cantareira	SLD12	130 m
Messiniano a Tortoniano superior		Torre	Vale Bonito	Sarzedas	SLD11	100 m
Miocénico médio a superior	Beira Baixa	Silveirinha dos Figos			SLD10	100 m
Oligocénico inferior a Eocénico médio		Cabeço do Infante	Superior		SLD8	70 m
			Inferior		SLD9	

Tabela 3 - Esquema estratigráfico do Terciário da Beira Baixa, identificando-se as várias unidades litostratigráficas (grupos, formações e membros), unidades alostratigráficas (unidades limitadas por discordâncias sedimentares) e as respectivas idades prováveis (Cunha, 2001).

O Grupo da Beira Baixa, antigamente designado de Arcoses da Beira Baixa (Ribeiro *et al.*, 1965), é constituído pelas formações de Cabeço do Infante e de Silveirinha dos Figos que foram posicionadas por uma extensa drenagem fluvial, proveniente dos granitos de Castelo Branco e de Nisa.

O Grupo da Murracha, de idade provável Tortoniano superior a Gelasiano (Cunha, 2001), situa-se sobre a Fm. Silveirinha dos Figos, e é constituída por depósitos associados a leques aluviais junto a declives com origem tectónica e na base de elevações da Cordilheira Central Portuguesa; materializa a resposta sedimentar ao soerguimento fini-terciário (Cunha, 1987; Dias & Cabral, 1989; Sequeira, Cunha & Sousa, 1997). Este grupo inclui megassequências positivas seguidas de uma negativa, limitadas por desconformidades. São elas: a Formação de Torre, a Formação de Monfortinho e a Formação de Falagueira, da mais antiga para a mais recente respectivamente (Cunha, 1992b, 1996 e 2000).

Ponto 1.1 e 1.2 – Formação Silveirinha dos Figos

Localização: Afloramentos na estrada EN233
Coordenadas GPS e Altitude:
 N39° 50' 30.150 W7°40' 32.574 (Ponto 1.1);
 N39° 50' 53.784 W7°41' 06.756 (Ponto 1.2);
Altitude: 350.20 m (Ponto 1.1); 400.80 m (Ponto 1.2)



DESCRIÇÃO

Nestes dois afloramentos observam-se aspectos diferentes da Fm. Silveirinha dos Figos, nomeadamente da base (Ponto 2, Fig. 6A) e do topo da Formação (Ponto 3, Fig.6B).



Figura 1 – Afloramento junto à EN233 com a base (A) e o topo (B) da Fm. Silveirinha dos Figos.

A Fm. Silverinha dos Figos, atribuída ao Miocénico (Cunha, 2001), é essencialmente arenosa e lutítica, com uma tonalidade alaranjada nos arenitos e verde nos lutitos. Os clastos mais frequentes são de quartzito, quartzo e granito, em que este último se apresenta pouco coerente devido à alteração da plagioclase. Esta Formação apresenta-se mal calibrada, com um conteúdo elevado em feldspato e um cortejo argiloso esmectítico e/ou caulínítico.

O sistema deposicional da Fm. Silveirinha dos Figos corresponde a um sistema fluvial entrançado (Fig. 7), que drenava a vasta planície aluvial exorreica do Tejo ancestral, de nordeste para sudoeste, (Cunha, 2000), conferindo um aspecto típico em figuras de canal.

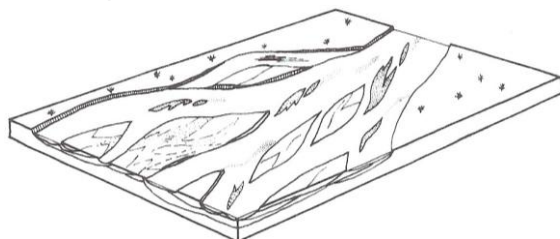


Figura 7 – Modelo deposicional para a Fm. Silveirinha dos Figos (Cunha, 1987).

O elevado conteúdo de feldspatos na Fm. Silveirinha dos Figos evidenciam processos de hidrólise pouco intensos.

A partir da evidência dos restos fósseis de troncos silicificados e a partir da sedimentação e estratificação, é possível verificar que a Fm. Silveirinha dos Figos se formou num contexto de clima tropical seco.

A Fm. Silveirinha dos Figos assenta em disconformidade sobre a Fm. Cabeço do Infante, ou por disconformidade angular ao Paleozóico do Maciço Ibérico. Geralmente, a Fm. Silveirinha dos Figos está em discordância sob a unidade superior, a Fm. Torre.

Ponto 1.3 – Grupo de Murracha

Localização: Antigo barreiro na lomba de Sarzedas
Coordenadas GPS:
 N39° 50' 39.714 W7°41' 24.930
Altitude: 420 m



DESCRIÇÃO

Neste barreiro abandonado, localizado na lomba de Sarzedas, é possível observar a sobreposição das três formações que constituem o Grupo da Murracha (Fig. 8).



Figura 8 – Sobreposição das formações do Grupo de Murracha: FT – Formação de Torre; FM – Formação de Monfortinho; FF – Formação de Falagueira.

O Grupo de Murracha, de idade provável Tortoniano superior a Gelasiano (Cunha, 2001) situa-se sobre a Fm. Silveirinha dos Figos (Fig. 9), mas localmente o contacto também pode ser por discordância angular com a Fm. Cabeço do Infante, ou então directamente no soco. O tecto deste grupo, representado pela superfície da Fm. Falagueira, constitui a superfície culminante do enchimento sedimentar, em que o progressivo encaixe da rede hidrográfica gerou mais baixos depósitos de terraço e coluviões (Cunha, 2001).

- | | | |
|---|--|--------------------------|
| LITOLOGIA: | Pequenos "ripples" | ARGILAS: |
| Argilitos | Bioturbação | Caulinite |
| Siltitos | Intraclastos | Ilite |
| Arenitos | Concreção de óxi-hidróxidos de ferro | Esmectite |
| Conglomerados | Ocorrências pelícolas de óx. de manganés | Paligorskite |
| | Carapaça manganésifera | Clorite |
| | Calhaus imbricados | Vermiculite |
| | Laminação horizontal | Interstratificados |
| | Estrat. entrecruzada côncava | |
| | Estrat. entrecruzada planar | CIMENTO |
| | "Scour and fill" | (Sílica e/ou dolomite) |
| | Figura de canal e respectiva largura (m) | com fractura vítrea |
| | | Endurecimento esboroável |
| TRANSIÇÕES DE FÁCIAS: | PALEOCORRENTES: | |
| — Contacto erosivo e contacto não erosivo de 2º ordem | — Direcção de eixo de canal | |
| -R- Contacto erosivo de 3º ordem | — Azimute de estr. entr. em ventre | |
| -M- Contacto erosivo de 4º ordem | — Azimute de estr. entr. planar | |
| -D- Descontinuidade | — Inclinação do plano AB de calhaus | |
| -A- Discordância | — Direcção do eixo maior de calhaus | |
| df: escoada de detritos ("debris flow") | mm: motas marginais ("natural levee") | |
| cc: correntes fluviais efémeras e canalizadas | cs: "crevasse splay" | |
| sh: correntes fluviais efémeras não canalizadas | pi: sedimentos grosseiros de planície de inundação | |
| fc: fluxo canalizado | Elementos arquitecturais: SG/GB/SB/LS/OF | |

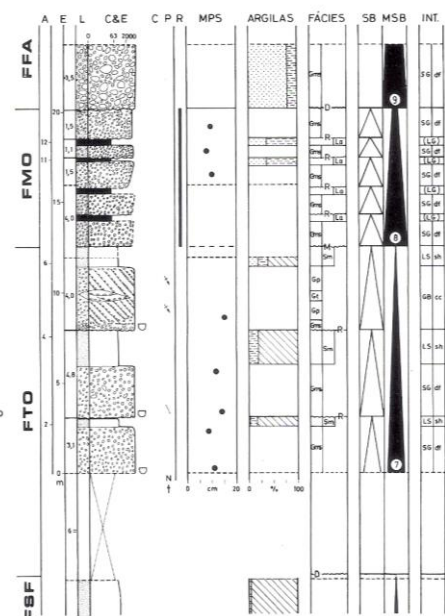


Figura 9 – Perfil de referência do Grupo da Serra da Murracha, com as três formações constituintes: Formação de Torre (FTO), Formação de Monfortinho (FMO) e Formação de Falagueira (FFA); o grupo assenta sobre a Formação de Silveirinha dos Figos (FSF). Situa-se na extremidade norte da lomba de Sarzedas (Cunha, 1996).

A Fm. Torre, de idade Tortoniano superior a Messiniano (Cunha, 2000 e 2001), é constituída por sedimentos mal calibrados com uma abundante matriz argilosa esmectítica, com alguma ilite e caulinite, e composta por clastos de filitos e metagrauvaques em maior

número relativamente aos de quartzo e quartzito, e areias geralmente subarcólicas e micáceas. Apresenta diferentes tons, desde o verde e ao castanho claro a avermelhado.

A Formação anterior divide-se em dois membros: Vale Bonito e Sarzedas; sendo o primeiro membro constituído essencialmente por conglomerados ou alternâncias arenolutíticas. No segundo membro existe um domínio de fácies arenolutíticas micáceas (Cunha, 2001).

Junto às falhas inversas NE-SW (ex. falha do Ponsul), esta unidade apresenta-se arqueada, sendo resultado do rejogo inverso de falhas com direcção bética, que ocorreu provavelmente durante o Tortoniano; deu origem a um sistema deposicional de sopé em contexto de leques aluviais com drenagem endorreica (Cunha, 2001; Cunha *et al.*, 2000).

Outra característica relevante nesta Formação é a presença de níveis basais siliciosos paligorsquíticos, com a presença de óxidos de manganês.

Após a interpretação da Fm. Torre, conclui-se como tendo sido formada num ambiente com clima temperado quente, estações muito contrastadas e longa estação seca. Tais condições levaram à argilização esmectítica e caulinítica e em especial à da paligorsquite, mineral característico destas condições.

A Fm. Torre assenta por descontinuidade sedimentar na Fm. Silveirinha dos Figos, mas localmente contacta por discordância angular com a Fm. Cabeço do Infante ou com o soco. Sobre a unidade assenta a Fm. Monfortinho ou sedimentos quaternários, em desconformidade ou discordância angular.

A Fm. Monfortinho, de idade provavelmente compreendida entre o Messiniano terminal a Zancleano (Cunha, 2000), é constituída por depósitos heterométricos de tonalidade vermelha controlada pela matriz argilosa com oxi-hidróxidos de ferro (goetite) e conglomerados com clastos de quartzo e quartzito, e em menor quantidade clastos de filitos e metagrauvaques. Relativamente ao arenito, este é quartzoso com fragmentos de filitos ou feldspatos. O cortejo argiloso apresenta igual proporção de ilite e caulinite (Cunha, 2001). Uma outra característica interessante desta Formação é a presença de concreções de calcite.

Na Fm. Monfortinho distinguem-se dois membros, o membro de Piçarra Velha e o de Cantareira. O primeiro membro encontra-se junto a escarpas de falhas e é caracterizado por uma fácies conglomerática heterométrica; o segundo membro já mais distal e com espessura inferior, apresenta uma fácies arenolutítica.

O sistema deposicional da Fm. Monfortinho apresenta-se sob a forma de leques aluviais endorreicos, com alterações de rubefacção intensa, dada por uma matriz argilosa com hidróxidos de ferro. Pensa-se que o clima provável da época seria temperado mediterrânico e com estações sazonais muito contrastadas (Cunha, 2001).

A Fm. Monfortinho assenta em discordância sobre a Fm. Torre, e localmente assenta directamente na Fm. Silveirinha dos Figos ou então directamente no soco. A unidade é ravinada superiormente pela Fm. Falagueira ou então por depósitos quaternários (Cunha, 2001).

A Formação culminante do Grupo de Murracha, a Fm. Falagueira com idade provável do Placenciano a Gelasiano (Cunha, 2000 e 2001), é constituída por clastos quartzíticos e quartzosos, e um cortejo argiloso composto essencialmente por caulinite e alguma ilite, e com uma tonalidade ocre amarelada a amarela esbranquiçada. A alteração observada nesta Formação é uma caulínização muito intensa, que afecta o soco metassedimentar.

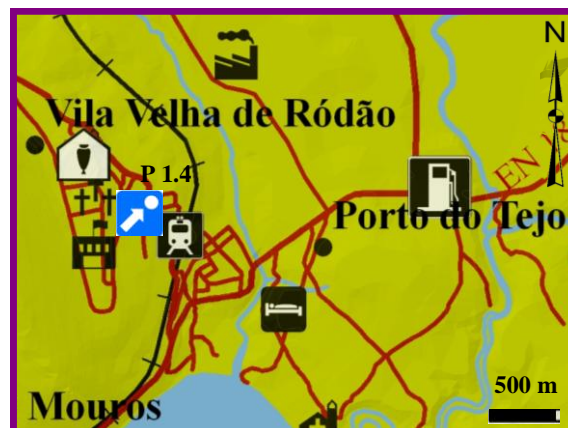
Esta unidade resultou de um ambiente de cones aluviais e de sistemas fluviais arenosos entrançados, em clima temperado quente e húmido, com uma boa drenagem até ao Atlântico e supondo-se um escoamento linear que capturou a bacia espanhola do Alto Tejo, precursores da rede hidrográfica actual, e que presentemente coincide com o curso actual do rio Tejo (Cunha *et al.*, 1993).

A Fm. Falagueira assenta em desconformidade sobre a Fm. Monfortinho, podendo-se identificar processos de incisão fluvial directamente sobre as unidades anteriores. Em determinadas zonas da região, a Fm. Falagueira pode assentar directamente na Fm. Cabeço do Infante ou directamente no soco.

Esta Formação para além de apresentar pouca espessura e ter uma posição culminante no enchimento sedimentar, é a menos representada na região. A sua fraca representatividade é devida à erosão que se fez sentir na Formação durante o processo de incisão fluvial do rio Tejo. Os testemunhos apresentam morfologia de colinas abauladas ou de lombas devido a essa incisão quaternária, e cimo plano que corresponde à superfície sedimentar do manto aluvial.

Ponto 1.4 – Troncos fósseis na Casa de Artes e Cultura do Tejo de Vila Velha de Ródão

Localização: Casa de Artes e Cultura do Tejo de Vila Velha de Ródão
Coordenadas GPS:
 N39° 39' 16.47 W7°40' 28.80
Altitude: 139 m



DESCRIÇÃO

A leste de Vila Velha de Ródão foram encontrados fragmentos de caules silicificados num terraço (T1, Monte de Pinhal) que assente sobre o topo da Fm. Cabeço do Infante. Trata-se de caules de *Annonoxylon teixeirae* (Pais, 1973 e 1981), uma angiospérmica arbórea actualmente representada pela Anoneira. Esta espécie corresponde a vegetação miocénica (21 a 15 milhões de anos; Pais, 1991) associada a climas mais quentes e húmidos do que o actual (Teixeira & Pais, 1976), e que raramente se encontra fora dos trópicos.

O facto destes fósseis miocénicos serem encontrados nos terraços plistocénicos, indica a remobilização dos sedimentos miocénicos por acção fluvial seguido de ressedimentação nos terraços. Assim, os troncos fósseis serão mais antigos do que os depósitos plistocénicos do rio Tejo.

Actualmente podem-se observar exemplares destas angiospérmicas miocénicas na Casa de Artes e Cultura do Tejo de Vila Velha de Ródão (Fig. 10) e no Centro Municipal de Cultura de Vila Velha de Ródão. O tronco fóssil da Casa de Artes apresenta-se desgastado e com “marmitas de gigante”, que permitem reconstruir as condições de transporte fluvial energético pelo o qual foram transportados até serem depositados.



Figura 10 – Troncos fossilizados de *Annonoxylon teixeirae*, Casa de Artes e Cultura do Tejo.

Ponto 1.5 – Leque aluvial de Taberna Seca

Localização: Afloramento na estrada EN527, ligação entre Vila Velha de Ródão e Monte do Arneiro
Coordenadas GPS:
 N39° 36' 15.240 W7°39' 46.008
Altitude: 299.30 m



DESCRIÇÃO

O leque aluvial de Taberna Seca situa-se na margem esquerda do Tejo a ocidente da crista quartzítica, e na base de vertente (Fig. 11 e 12). De idade provável Plistocénico inferior (Cunha, 2000), os sedimentos que constituem este leque são o resultado do arrasamento da crista quartzítica. Estes consistem num conglomerado de cor vermelha, com clastos de quartzito e quartzo. Este tipo de alteração, nomeadamente rubefacção e carapaças ferruginosas, que indica que estes depósitos tenham sido originados num clima temperado frio e seco (Cunha, 2000).



Figura 11 – Afloramento de sedimentos do leque aluvial de Taberna Seca (A). Material derramado a partir da crista quartzítica¹ constituindo o leque aluvial² de Taberna Seca (B).

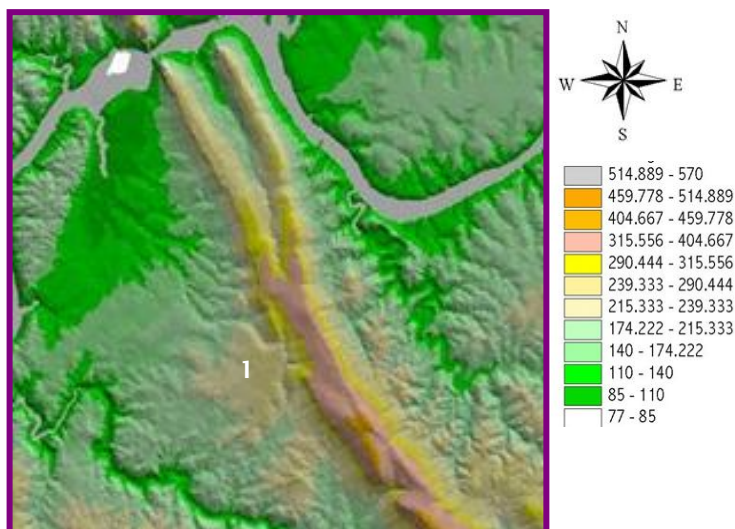


Figura 12 – Modelo digital de terreno (MDT) da região do MNPR, onde é possível distinguir o leque aluvial de Taberna Seca¹ (SRTM V04).

Ponto 1.6 – Formação de Cabeço do Infante

Localização: Conhal do Arneiro (Nisa)
Coordenadas GPS:
 N39° 37' 53.532 W7°41' 35.160
Altitude: 119.80 m



DESCRIÇÃO

Neste local, a caminho do Conchal do Arneiro, aflora a Fm. Cabeço do Infante (Fig. 13). Esta Formação, com idade provável Eocénico médio a Oligocénico inferior (Cunha, 2001), apresenta uma constituição feldspática, os sedimentos são muito mal calibrados e com abundante matriz lutítica esmectítica. Nos conglomerados os clastos são de quartzito, quartzo leitoso, filito/metagrauvaque, feldspatos e raros de granito. Predominam arenitos grosseiros e conglomerados com estruturas sedimentares de transporte fluvial tractivo (pavimentos conglomeráticos e estratificações entrecruzadas). Os arenitos e conglomerados apresentam uma tonalidade branca esverdeada e os lutitos tonalidade verde acinzentada.

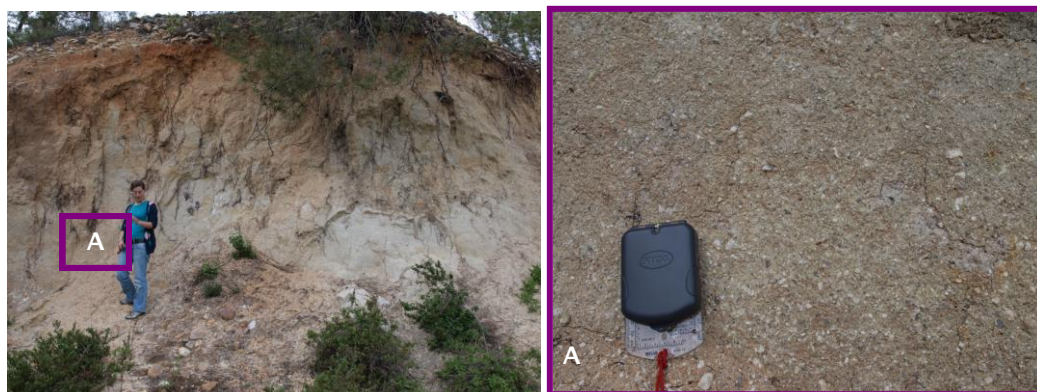


Figura 13 – Ponto de observação da FCI e pormenor da mesma (A). Paragem compreendida no percurso pedestre do Trilhos do Conchal (PR4).

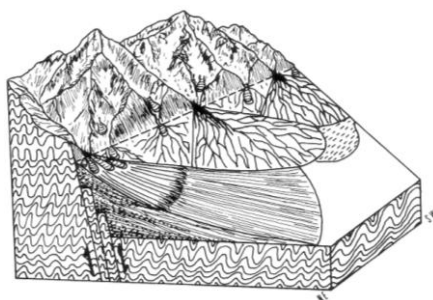


Figura 14 - Modelo deposicional sugerido para a Fm. Cabeço do Infante (Cunha, 1987).

O sistema deposicional do membro inferior da Fm. Cabeço do Infante corresponde a sedimentação em leques aluviais endorreicos, com predomínio de mantos de inundação no seu sector mais distal; o membro superior testemunha sedimentação aluvial episódica, em que a dispersão das paleocorrentes indica leques aluviais com baixo gradiente em fluxos canalizados entrançados (Cunha, 2000) (Fig. 14). O sistema deposicional na Beira Baixa drenava para noroeste e ocidente. Os relevos residuais com alinhamento NW-SE condicionaram a drenagem e o controle tectónico da sedimentação foi exercido por abatimentos definidos por falhas NE-SW (Cunha, 2001).

Outra característica relevante na Fm. Cabeço do Infante, que não se observa neste local, é a presença de oxihidróxidos de ferro e manganês sob a forma de concreções e carapaças; como testemunho das paleoalterações apresenta esmectização e arenização. Pensa-se que a FCI se tenha formado num clima semi-árido.

O limite inferior da Fm. Cabeço do Infante faz-se por discordância angular sobre o soco metassedimentar, e o superior é uma disconformidade com passagem à Fm. Silveirinha dos Figos ou à Fm. Falagueira. Localmente, na zona da Murracha (a nordeste de Vila Velha de Ródão) próximo do contacto com a falha do Ponsul, o contacto da Fm. Cabeço do Infante faz-se por discordância angular com a Fm. Torre.

TEMA 2 – Geomorfologia do Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico (MI) é a mais extensa unidade morfotectónica da Península Ibérica, ocupa mais de dois terços da superfície de Portugal Continental e corresponde à extremidade centro-ocidental da Península, compondo o sector mais ocidental da cadeia varisca (ou cadeia hercínica) europeia que se estende desde a Península Ibérica até à República Checa (Dallmeyer & Martínez Garcia, 1990). De um modo geral, o MI representa uma estrutura do orógeno hercínico, resultante do arrasamento da Cordilheira Varisca ibérica, com zonas internas de rochas antigas, mais deformadas e metamorfizadas, onde ocorrem intrusões magmáticas; e zonas externas onde se localizam as séries sedimentares mais recentes e menos metamorfizadas com intrusões magmáticas muito localizadas (Ribeiro *et al.*, 1979). O MI é então composto por rochas metassedimentares proterozóicas e paleozóicas e abundantes granitóides afectados pelas deformações orogénicas varisca e alpina.

O relevo do MI, que tem sofrido erosão desde a orogenia varisca, é dominado por superfícies de aplanamento cortadas pela erosão fluvial ou deslocadas pela tectónica. Daí resultaram superfícies aplanadas e por vezes embutidas umas nas outras, derivadas de consecutivos processos de erosão e meteorização (Cunha & Martins, 2004). De acordo com os últimos estudos realizados, pensa-se que as superfícies se desenvolveram desde o final do Mesozóico até à transição entre o Pliocénico e o Quaternário (D. Brum Ferreira & A. Brum Ferreira, 2004).

Um aspecto interessante no relevo no MI é o intenso contraste entre o modelado granítico e o xistento, que lhe confere diferenças morfológicas interessantes do ponto de vista científico. As superfícies planas, que resultaram de diferentes fases de aplanamento, foram posteriormente entalhadas resultando superfícies melhor conservadas nos granitos do que nos xistos, devido a diferenças de susceptibilidade à meteorização e erosão das rochas do soco.

Nas áreas graníticas as formas estão melhor conservadas, como por exemplo os declives de vertentes fluviais ou de falhas, ou então a existência de amplos vales com fundo plano. Nas áreas xistentas é favorecida a erosão fluvial com o desenvolvimento da rede hidrográfica, que confere à paisagem um aspecto com lombas e cabeços, onde são raras as superfícies de aplanamento bem conservadas e escarpas de falhas bem definidas.

De um modo geral, da superfície fundamental de aplanamento do MI talhada em granito e xisto destacam-se relevos residuais (Martín-Serrano, 1988). Sobre os terrenos xistentos destacam-se relevos constituídos por sinclinais e anticlinais quartzíticos extremamente resistentes que apresentam orientação NW-SE e constituem actualmente vales amplos e profundos compostos essencialmente por filitos e metagrauvaques, definindo o tipo de relevo *Apalachiano*. As cristas em quartzitos de idade ordovícica, resultaram de uma fase de intensa meteorização que poupou os quartzitos e atacou predominantemente os filitos, numa época em que havia alguma estabilidade tectónica, produzida desde o Jurássico inicial a médio e Cretácico inicial (Brum Ferreira, 2005). Estas correspondem a antigas dobras variscas deformadas pela tectónica, que apresentam um modelado rochoso e escarpado contrastante com os relevos xistentos.

Nas regiões graníticas destacam-se, acima do aplanamento geral, os *inselbergs*, resultantes das sucessivas fases de aplanamento do MI, contudo não são observados nesta região.

O MI tem vindo a ser arrasado desde a sua formação no final do Paleozóico até ao final do Cenozóico, o que levou a que a evolução geomorfológica mais recente fosse comandada por alterações climáticas, e principalmente por movimentações tectónicas que conduziram à destruição de superfícies aplanadas Mesozóicas e à deformação de superfícies terciárias. Entre o Paleogénico e Miocénico desenvolveram-se no MI bacias sedimentares, nomeadamente a Bacia do Baixo Tejo na qual se insere o MNPR. No Miocénico final e Pliocénico, originaram-se leques aluviais ao longo de escarpas de relevos; deu-se o levantamento da Cordilheira Central, e também da Superfície de Castelo Branco, associado a falhas inversas SW-NE e desligamentos NNE-SSW (Cunha, 1992a; Cabral, 1995; Cunha *et al.*, 2000; Cunha & Pereira, 2000; Pereira *et al.*, 2000).

No Plistocénico começou o processo de desenvolvimento da rede fluvial com o progressivo encaixe dos rios, nomeadamente do rio Tejo no MNPR, processo este que sofreu influência de factores tectónicos, eustáticos e climáticos. O resultado desse processo de incisão deu origem a vales amplos, a terraços fluviais e entre outros aspectos ligados directamente a sistemas fluviais (Fig. 15 e 16).

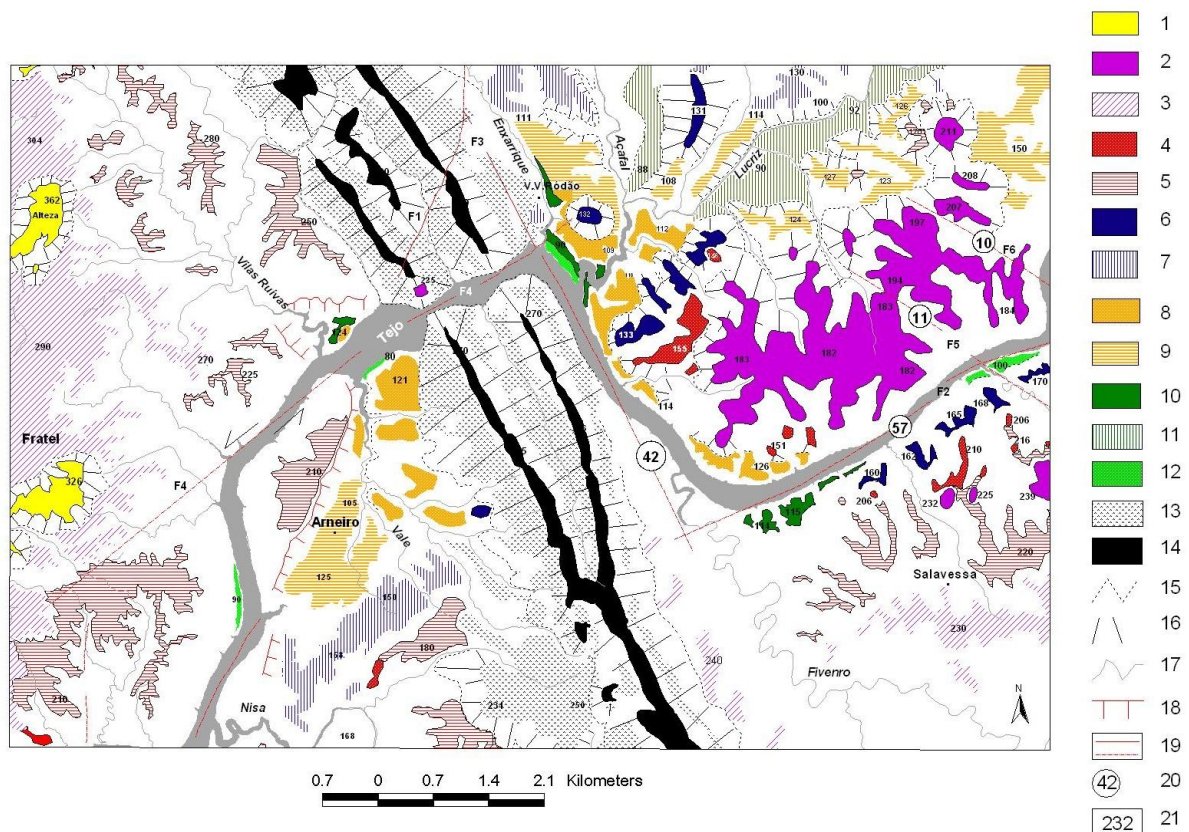


Figura 15 - Mapa geomorfológico da região de Ródão. 1 - superfície da Form. de Falagueira; 2 -terraço de Monte do Pinhal (T1); 3 - superfície de aplanamento N1; 4 - terraço de Monte da Charneca, superior (T2); 5 - superfície de aplanamento N2; 6 - terraço de Monte da Charneca, inferior (T3); 7 - superfície de aplanamento N3; 8 - terraço de Monte de Famaco (T4); 9 - superfície de aplanamento N4; 10 - terraço de T5 (Capela da Senhora da Alagada); 11 - superfície de aplanamento N5; 12 - terraço de Foz do Enxarrique (T6); 13 - vertentes coluviais ou aluviais; 14 - cristas quartzíticas; 15 - base de vertente; 16 - vertente; 17 - curso de água; 18 - escarpa tectónica; 19 - lineamento tectónico (a tracejado, se provável); 20 - provável desnivelamento vertical pós-T1; 21 - altitude (Cunha *et al.*, 2009b).

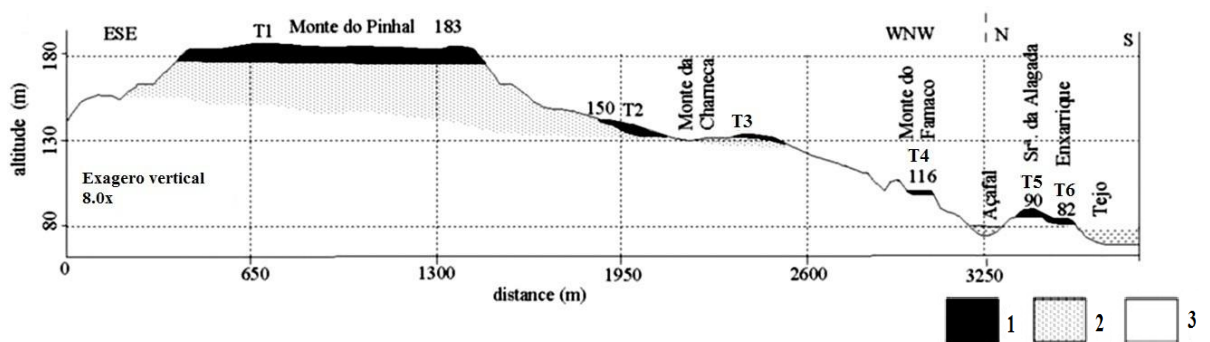


Figura 16 - Perfil transversal em Monte de Pinhal-Enxarrique. 1 - terraços; 2 - Grupo de Beira Baixa; 2 - Grupo das Beiras (Cunha *et al.*, 2008).

Ponto 2.1 – Superfície do Maciço Ibérico e relevos residuais

Localização: Penedo Gordo
Coordenadas GPS:
 N39° 40' 45.330 W7°42' 01.530 W
Altitude: 569.50 m



DESCRIÇÃO

A partir do ponto mais alto do concelho de Vila Velha de Ródão, junto ao vértice geodésico de Penedo Gordo, temos uma admirável panorâmica com uma boa perspectiva sobre a geomorfologia da região (Fig. 17). Daqui observam-se relevos residuais que se destacam da superfície, cadeias montanhosas, a escarpa da falha do Ponsul, a depressão tectónica de Vila Velha de Ródão e a Bacia Cenozóica do Baixo Tejo com os seus terraços fluviais.

Para NE observam-se os relevos graníticos da Serra da Gardunha e da Serra da Estrela e a restante Cordilheira Central, que levanta abruptamente as rochas do MI.

A embater no rebordo Sul da Cordilheira Central, junto à serra da Gardunha está a Superfície de Castelo Branco que contacta a cordilheira de uma forma abrupta. A Superfície de Castelo Branco apresenta uma planura que se estende para Norte da falha do Ponsul, onde afloram as rochas metassedimentares do Grupo das Beiras, assim como o granito de Castelo Branco e outros. Da superfície emergem alguns relevos quartzíticos e graníticos que formam relevos residuais por vezes de tipo *inselberg*, que são drenados pela rede fluvial e controlados pela tectónica.

Para leste observa-se a falha do Ponsul, que se prolonga no sentido de Monfortinho e limita a Bacia Cenozóica do Baixo Tejo das rochas do MI. Na depressão tectónica de Ródão distinguem-se os vários níveis de terraços fluviais.

Para NW e SE temos o prolongamento do sinclinal, para a Serra de Talhadas e a Serra de Perdigão, respectivamente. Este relevo termina em monoclinal em S. Miguel, a Sul.



Figura 17 – Panorâmicas a partir de Penedo Gordo: A – Superfície de Castelo Branco com os relevos graníticos no horizonte (Serra da Gardunha¹, Serra da Estrela² e Superfície de Castelo Branco³); B – Prolongamento para NE da crista quartzítica; C – Contacto da Superfície de Castelo Branco com a Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, estabelecido pela falha do Ponsul (a tracejado).

Ponto 2.2 – Falha do Ponsul (EN241)

Localização: Afloramento na estrada EN241, km 48
Coordenadas GPS:
N39° 40' 39.918 W7°40' 14.682
Altitude: 128.80m



DESCRIÇÃO

Neste afloramento podemos observar a falha do Ponsul no contacto entre as rochas do Grupo das Beiras (Proterozóico Superior a Câmbrico) e os depósitos terciários da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (Fig. 18).

A comprida escarpa de falha do Ponsul começa a SW de Vila Velha de Ródão e passa em Monfortinho entrando em Espanha (Ribeiro, 195; Dias & Cabral, 1989).

Em Vila Velha de Ródão, a falha do Ponsul limita a Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, e a depressão de Ródão, tendo também uma grande influência no escalonamento dos terraços fluviais o que indica uma actividade recente. Com direcção geral NE-SW, caracteriza-se como uma falha inversa que pertence a uma série importante de acidentes tectónicos, paralela à Cordilheira Central (direcção bética). A falha do Ponsul sofreu reactivação durante a orogenia alpina, associada ao levantamento da Superfície de Castelo Branco relativamente à Superfície do Alto Alentejo (ou Superfície de Nisa).



Figura 18 – Afloramento da falha do Ponsul (F), colocando em contacto as rochas da Superfície de Castelo Branco com os sedimentos da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo.

Ponto 2.3 – Terraço T3, Monte de Charneca (inferior)

Localização: Monte de Charneca
Coordenadas GPS:
 N39° 39' 10.494 W7° 39' 44.700
Altitude: 132.40 m



DESCRIÇÃO

O terraço T3 (Fig. 16, 19A e 20), culminando aos 132 m de altitude, foi durante algum tempo cartografado conjuntamente com o T2, identificando-se como sendo um terraço com dois patamares. Actualmente está separado e considerado com idade superior a 300 ka (Cunha *et al.*, 2008; Martins *et al.*, 2009 e 2010); apresenta-se posicionado 58 m acima da superfície aluvial moderna.

O T3 consiste num depósito conglomerático numa matriz vermelha areno-siltosa, com clastos de quartzito e quartzo leitoso (Fig. 19B).

Devido às más condições de acesso, este itinerário não apresenta paragem no terraço T1 (Monte de Pinhal) e T2 (Monte da Charneca, superior), mas poderão ser observados no mapa geomorfológico da região (Fig. 15 e 16).



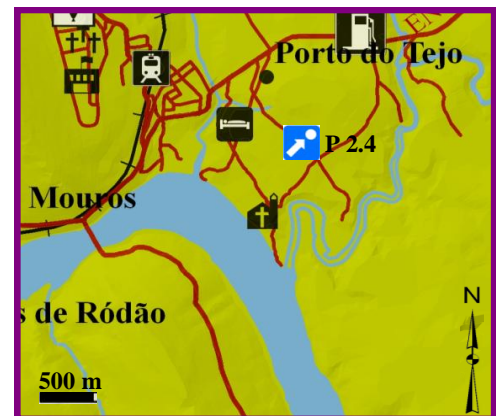
Figura 19 – Terraço T3 (Monte de Charneca, inferior), em que se observa ao fundo a crista quartzítica¹ e aspecto sedimentar do mesmo (B).



Figura 20 – Interpretação da escadaria de terraços fluviais junto à depressão tectónica de Vila Velha de Ródão, a partir de imagem aérea (Google Earth®).

Ponto 2.4 – Terraço T4, Monte de Famaco

Localização: Horta dos Olivais
Coordenadas GPS:
 N39° 38' 59.208 W7° 39' 51.084
Altitude: 112.6 m



DESCRIÇÃO

O terraço T4 (Fig. 15, 16, 20, 21A) consiste num conglomerado mal calibrado, com clastos arredondados de quartzito, quartzo leitoso e raros clastos de filitos e metagrauvaques. Apresenta entre 2 a 3 m de espessura, com base aos 110 m e o topo aos 116 m na zona de Monte de Famaco (Martins *et al.*, 2010). Este terraço será do Plistocénico médio (Cunha *et al.*, 2008; Martins *et al.*, 2010), com idade compreendida entre ~280 a 136 ka (Martins *et al.*, 2010), encontrando-se posicionado a 41 m acima do leito actual. O terraço T4 também está preservado a ocidente das Portas de Ródão, em Vilas Ruivas e no Arneiro (Fig. 22). Neste último local, o terraço sofreu um desmonte na época romana, onde foi extraído o ouro (ver **Ponto 2.7**).

No Monte de Famaco e em Vilas Ruivas, foram encontrados artefactos paleolíticos *in situ* (Fig. 21B) (Raposo, 1987, 1995a e 1995b; Raposo & Silva, 1981). No Monte de Famaco existem as mais antigas evidências da presença humana na região. Aqui distinguem-se duas distintas ocupações humanas do Paleolítico, com artefactos do Acheulense Inferior (~350 ka), e no topo do terraço artefactos em quartzito (bifaces, machados e raspadores) datados com idade entre o Acheulense Médio a Superior (~140 ka) (Raposo, 1987; Cunha *et al.*, 2008).



Figura 21 – Terraço T4 (Monte de Famaco) junto à urbanização da Senhora da Alagada. Biface (B) encontrado no terraço T4 [2].

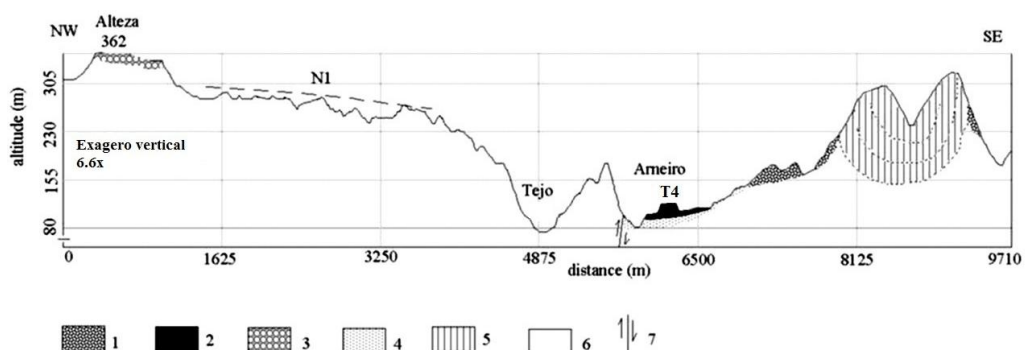
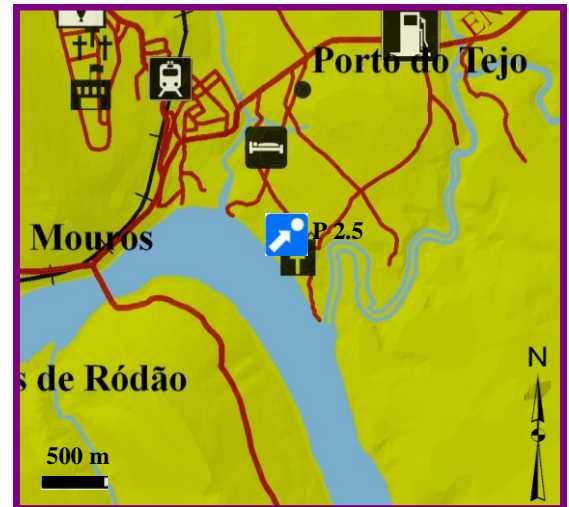


Figura 22 – Perfil transverso entre Alentejo e a crista quartzítica, cruzando o *graben* do Arneiro (B). 1 - coluvião e depósitos de leque aluvial; 2 - terraços; 3 - Formação da Falagueira; 4 - Grupo de Beira Baixa; 5 - quartzitos; 6 - Grupo das Beiras; 7 - falha (adaptado de Cunha *et al.*, 2008).

Ponto 2.5 – Terraço T5, Capela da Senhora da Alagada

Localização: Capela da Senhora da Alagada
Coordenadas GPS:
N39° 38' 53.838 W7° 40' 00.684
Altitude: 89.7 m



DESCRIÇÃO

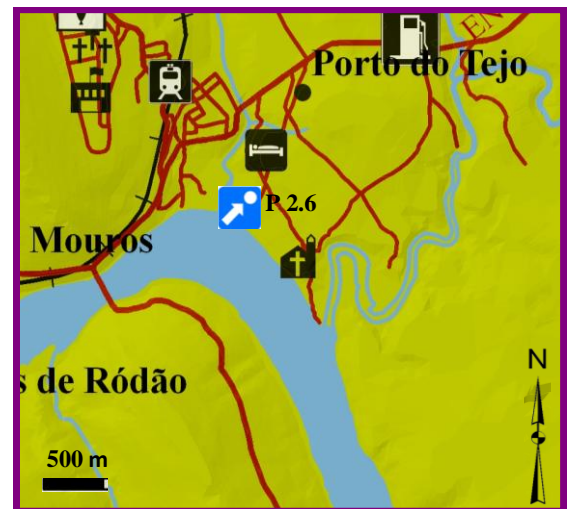
O terraço T5 (Fig. 15, 16, 20 e 23), com superfície aos 90 m de altitude (15 m acima da superfície aluvial moderna) e espessura superior a 4 m, é constituído por arenitos finos ricos em quartzo e moscovite, apresentando concreções carbonatadas interpretadas como um horizonte de raízes fossilizadas. Este terraço está datado como Plistocénico Superior (Cunha *et al.*, 2008; Martins *et al.*, 2010), com idade compreendida entre 135 a 73 ka (Martins *et al.*, 2010). Numa camada de silte do terraço em Vilas Ruivas foram encontradas indústrias atribuídas ao Mustierense (Paleolítico médio; Raposo & Silva, 1981; Raposo 1995a), bem como lareiras e pára-ventos. Nessa camada, foram obtidas idades de 70 e 51 ka por termoluminiscência (Raposo, 1995b) e mais recentemente de 113 e 105 ka por OSL (Cunha *et al.*, 2008).



Figura 23 – Terraço T5 (Capela da Senhora da Alagada) e ao fundo a crista quartzítica de Ródão.

Ponto 2.6 – Terraço T6, Foz do Enxarrique

Localização: Foz do Enxarrique
Coordenadas GPS:
N39° 39' 00.630 W7° 40' 09.984
Altitude: 85.90 m



DESCRIÇÃO

Junto à foz da Ribeira do Enxarrique (Fig. 15, 16, 20 e 24), o terraço T6 corresponde ao sexto embutimento do rio Tejo, apresentando cerca de 6 m de espessura e com superfície aos 82 m de altitude. Os seus depósitos consistem num conglomerado (0,5 a 1m de espessura) com clastos de quartzito, quartzo leitoso, filitos e metagrauvaques. O topo do terraço é constituído por um arenito fino, rico em quartzo e moscovite, e com a presença de níveis de concreções carbonatadas (Cunha *et al.*, 2008).

Neste local realizou-se uma escavação arqueológica. Foram encontrados *in situ* artefactos de indústria Mustierense em quartzito e quartzo e restos ósseos de mamíferos (veado, cavalo, auroque, elefante (Fig. 25) e rinoceronte), pássaros e peixes, associados a uma época com clima temperado (Raposo *et al.*, 1985; Raposo, 1987; Brugal & Raposo, 1999). Este terraço está datado como tendo sido formado durante o Plistocénico Superior (Cunha *et al.*, 2008; Martins *et al.*, 2010), com idade compreendida entre ~62 a 31 ka (Martins *et al.*, 2010), encontrando-se posicionado a 7 m acima da superfície aluvial moderna.



Figura 24 – T6, Foz do Enxarrique.

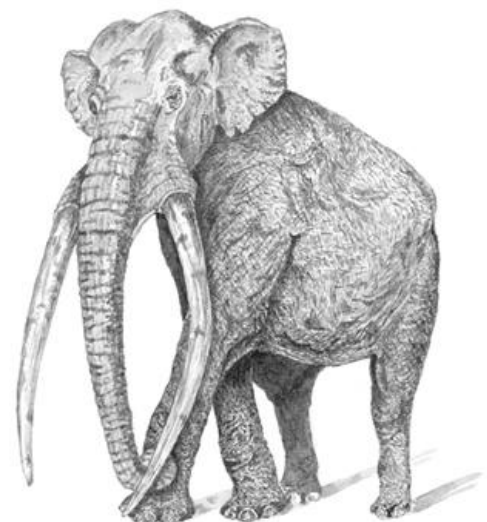


Figura 25 – Ilustração de um *Elephas antiquus* [3]. No T6 foi encontrada uma lamela de um molar superior desta espécie de elefante, que terá vivido no vale do Tejo há 33000-34000 anos (Antunes & Cardoso, 1992).

Ponto 2.7 – Miradouro do Castelo do Rei Wamba

Localização: Miradouro do Castelo do Rei Wamba
Coordenadas GPS:
 N39° 41' 092 W7° 39' 572
Altitude: 303 m



DESCRIÇÃO

A partir do miradouro do Castelo do Rei Wamba é possível contemplar o Monumento Natural das Portas de Ródão (Fig. 26). Daqui é possível reconhecer a importância das cristas quartzíticas na topografia, através do Tejo que a cruza.

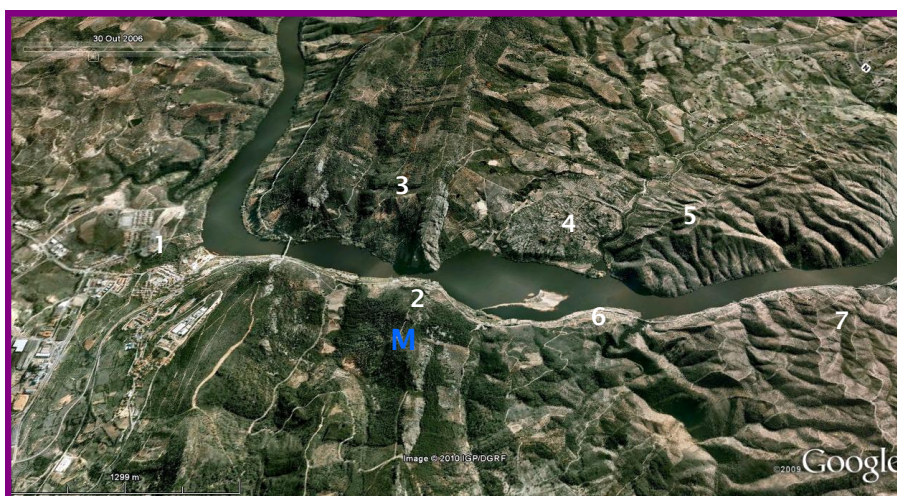


Figura 26 – Interpretação do relevo do MNPR através de imagem aérea (Google Earth®): M-Miradouro do Castelo do Rei Wamba; 1-escadaria de terraços fluviais; 2-terraço rochoso; 3-sinclinal de V.V.Ródão; 4-Conhal do Arneiro; 5-Monte dos Duques; 6-Vilas Ruivas; 7-Nível de Fratel (N1).

A leste observa-se o Porto do Tejo situado na margem direita do rio, e onde é possível avaliar os sucessivos patamares de terraços fluviais que se elevam no horizonte (T1 a T6, Fig. 28-1). Mesmo abaixo do miradouro é possível identificar um terraço rochoso que representa o terraço T1, testemunhando uma paragem na incisão do rio Tejo (Fig. 28-2).

A SE deste ponto observa-se o Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Fig. 28-3 e Fig. 27), com as suas escarpas quartzíticas cobertas por vegetação. Observam-se por vezes grifos a sobrevoar a área. Esta estrutura consiste num sinclinal resultante de dobras variscas afectando uma sucessão sedimentar de idade Ordovícico-Silúrico que se depositou durante 50 milhões de anos (Metodiev *et al.*, 2009). A estrutura geral em sinclínório termina a SSE por monoclinial na Serra de S. Miguel, com cavalgamento para NE no flanco SW. A evolução da crista quartzítica resulta da intensa meteorização que poupou os quartzitos e o seu relevo assemelha-se aos Apalaches, nos Estados Unidos, em que estruturas dobradas foram arrasadas por uma superfície de aplanamento. O sinclinal apresenta ainda uma depressão escavada em filitos mais brandos.

Para SW do miradouro podemos observar o Conchal do Arneiro (Fig. 28-4) situado no relevo testemunho do terraço T4, que outrora foi desmantelado para a exploração do ouro na época romana. O Conchal consiste numa vasta extensão de blocos amontoados de quartzito dispostos de forma cônica ou alinhados. Esta zona consiste numa depressão limitada pela falha do Arneiro-Monte dos Duques (Fig. 29-5) e por um dos flancos pertencentes ao sinclinal quartzítico, onde se observa a morfologia em leque aluvial derramado a partir da crista.

Para W temos uma vista panorâmica do terraço de Vilas Ruivas (T4 e T5) (Fig. 28-6) e do nível erosivo do Fratel (N1) (Fig. 28-7). Foi no terraço de Vilas Ruivas que foram encontrados artefactos *in situ* de indústria lítica (Raposo, 1987, 1995a e 1995b; Raposo & Silva, 1981).



Figura 28 – Panorâmica a partir do miradouro do Castelo do Rei Wamba: Terraços fluviais¹; Terraço rochoso²; Sinclinal³; Conchal do Arneiro⁴; Monte dos Duques⁵; Vilas Ruivas⁶; Nível de Fratel⁷.

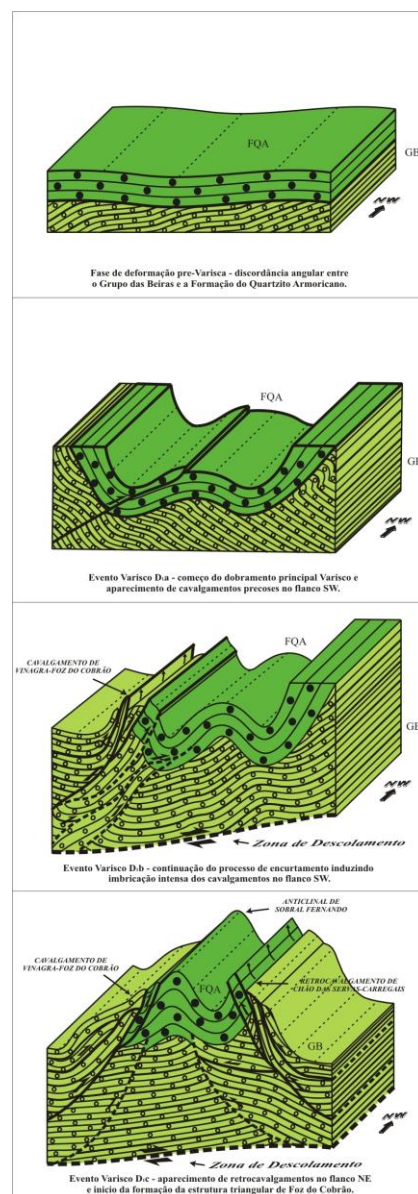


Figura 27 – Modelo de evolução da principal fase de deformação varisca do sinclinal de Vila Velha de Ródão (Metodiev *et al.*, 2009).

Ponto 2.8 – Falha do Ponsul na Fonte das Virtudes

Localização: Fonte das Virtudes
 Coordenadas GPS:
 N39° 38' 39.396 W7°41' 35.628
 Altitude: 92.30 m



DESCRIÇÃO

A Fonte das Virtudes (Fig. 29A) é uma nascente de água termal situada na falha do Ponsul. A água tem uma temperatura de 23°C à superfície, é hipossalina e ligeiramente ácida, podendo ser utilizada para o tratamento de doenças de pele e do aparelho digestivo (P.D.M.V.V.R, 1994).

Neste afloramento, junto á linha de caminho-de-ferro, a falha do Ponsul que coloca em contacto directo os filitos do Grupo das Beiras com os quartzitos da Fm. do Quartzito Armoricano, através de um cavalgamento (Fig. 29B).

A falha do Ponsul está classificada como tardi-varisca e reactivação alpina, com orientação N60°E, e exhibe um deslocamento horizontal esquerdo com cerca de 1,5 km de extensão (Dias & Cabral, 1989; Cabral, 1995). Prolonga-se até ao Arneiro (Fig. 29C) onde se observa um degrau com orientação geral ENE-WSW e uma altura máxima de 90 m (Monte dos Duques, Ribeiro, 1943a).



Figura 29 – Cavalgamento dos filitos do Grupo das Beiras¹ sobre os quartzitos da Fm. do Quartzito Armoricano² (A), a Fonte das Virtudes (B) e o Monte dos Duques (C).

BIBLIOGRAFIA

- Antunes M.T. & Cardoso J.L. (1992) – Quaternary elephants in Portugal: new data. *Ciências da Terra*, 11: 17-37.
- Barbosa B. (1995) - *Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da bacia terciária do Baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa: 253 p.
- Barra A., Barbosa B., Martins A.A. & Pena dos Reis R. (2000) – Significado regional dos depósitos neogénicos da área de Vila de Rei (Portugal Central). *Ciências da Terra* (UNL), 14: 163-170.
- Brilha J. (2005) – *Património Geológico e Geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica*. Palimage, Viseu, 190 p.
- Brugal J. & Raposo L. (1999) – Foz do Enxarrique (Ródão, Portugal): preliminary results of the analysis of a bone assemblage from a Middle Palaeolithic open site. In Gaudzinski, Sabine, Turner, Elaine (Eds.), *The Role of Early Humans in the Accumulation of European Lower and Middle Palaeolithic Bone Assemblages: Ergebnisse eines Kolloquiums (Romisch-Germanisches Zentralmuseum) Forschungsinstitut für Vor- und Frühgeschichte Monographien*, Mainz, 42: 367-379.
- Brum Ferreira A. (2005) – Geomorfologia do Maciço Antigo. In *Geografia de Portugal*. Carlos A. Medeiros (Editor), Círculo de Leitores, Rio de Mouros, 75-102.
- Brum Ferreira D. & Brum Ferreira A. (2004) – Aspectos gerais. In *O relevo de Portugal*. Grandes unidades regionais. M. Feio & Suzanne D. (Editores), Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Coimbra, 9-20.
- Cabral J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. e Min.*, Lisboa, 31, 265 pp.
- Calvo J., Daams R., Morales J., López-Martínez N., Agusti J., Anadon P., Armenteros I., Cabrera L., Civis J., Corrochano A., Díaz-Molina M., Elizaga E., Hoyos M., Martin-Suarez E., Martínez J., Moissenet E., Munoz A., Perez-Garcia A., Perez-Gonzalez A., Portero J., Robles F., Santisteban C. e Torres T., Vander Meulem A., Vera J. & Mein P. (1993) – Up-to-date spanish continental neogene syntesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Espana*, 6 (3-4): 29-40.
- Cunha P.P. (1987) – Evolução tectono-sedimentar terciária da região de Sarzedas (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 73 (1/2): 67-84.
- Cunha P.P. (1992a) – Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p.
- Cunha P.P. (1992b) – Establishment of unconformity-bounded sequences in the Cenozoic record of the western Iberian margin and syntesis of the tectonic and sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. First Congress R.C.A.N.S. "Atlantic General Events During Neogene" (Abstracts): 33-35.
- Cunha P.P. (1996) – Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 82: 87-130.
- Cunha P.P. (2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal: importância na interpretação de processos antigos. *Ciências da Terra* (UNL) 14: 147-156.
- Cunha P.P. (2001) – O Terciário da Beira Baixa: registo estratigráfico e interpretação paleogeográficas. *Geonovas*, 15: 19-31.
- Cunha P.P. & Pereira D.I. (2000) – Evolução cenozóica da área de Longroiva-Vilariça (NE Portugal). *Ciências da Terra* (UNL), 14: 89-98.
- Cunha P.P., 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.P., Pimentel N. & Pereira D.I. (2000) – Assinatura tecto-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal – a descontinuidade sedimentar intra-Valesiano terminal. *Ciências da Terra* (UNL) 14: 61-72.
- Cunha P.P., Martins A.A., Huot S., Murray A. & Raposo L. (2008) – Dating Tejo river lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. *Geomorphology*, 102: 43-54.
- Cunha P.P., Pais J. & Legoinha P. (2009a) – Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozóico – sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental). Proceedings 6th Symposium on the Atlantic Iberian Margin, December, 1-5, 2009 (Univ. Oviedo), pp. xi- xx.
- Cunha P.P., Canilho S., Diamantino I.P., Gouveia J. & Martins A.A. (2009b) – O Monumento Natural das Portas de Ródão. *Geonovas*, 22: 3-13.
- Dallmeyer R.D. & Martínez Garcia E. (1990) – Introduction to the Pre-Mesozoic geology of Iberia. In *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 3-4.
- Dias R.P. & Cabral J. (1989) – Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul river fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75: 3-28.
- Legoinha P. (1998) - Miocene planktic foraminifera from Setúbal Peninsula (Portugal). *Abstracts, 6th International Conference on Paleoceanography*, Lisboa: 151.

- Legoinha P. (2001) – Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve). Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 241 p., 24 est.
- Martín-Serrano A. (1988) – El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico: Zanora, Ed. *Instituto de Estudios Zamoranos Florian de Ocampo*, 311 pp.
- Martins A.A., Cunha P.P., Buylaert J.P., Huot S., Murray A.S., Dinis P. & Stokes M. (2009) – K-feldspar IRSL dating of a Pleistocene river terrace staircase sequence of the Lower Tejo River (Portugal, western Iberia). *Quaternary Geochronology*, 1-5 (in press).
- Martins A.A., Cunha P.P., Rosina P., Osterbeek L., Cura S., Grimaldi S., Gomes J., Buylaert J.P., Murray A.S. & Matos J. (2010) – Geoarchaeology of Pliocene open-air sites in the Vila Nova da Barquinha-Santa Cita área (Lower Tejo River basin, central Portugal). *Proceedings of the Geologists' Association*, 13 p. (in press).
- Metodiev D., Romão J., Dias R. & Ribeiro A. (2009) – Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Zona Centro Ibérica, Portugal): litostratigrafia, estrutura e modelo de evolução da tectónica Varisca.
- Oliveira J.P., Pereira, E., Ramalho, M.M., Antunes, M.T. & Monteiro, J. H. (1992) – Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Pais J. (1973) – Vegetais fósseis de Ponte de Sôr. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 18 (2-3).
- Pais J. (1981) – Contribuição para o conhecimento da vegetação miocénica da parte ocidental da Bacia do Tejo. Dissertação de doutoramento, Univ. Nov. Lisboa, 328 p.
- Pais J. (1991) – Caules de Vila Velha de Ródão *Annonoxylon teixeirae* Pais, 1973. *Boletim Informativo do Núcleo Regional de Investigação Arqueológica Associação de Estudos do Alto Tejo*, 7, 1-2.
- Pais J., Cunha P.P. & Legoinha P. (2009) – Litostratigrafia do Cenozóico de Portugal. *In Livro Branco da Geologia* (em publicação).
- Pais J. & Rocha R. (2010) – Quadro de divisões estratigráficas. FCT (UNL).
- Pereira D.I., Alves M.I.C., Araújo M.I. & Cunha P.P. (2000) – Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental do norte de Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), 14: 73-84.
- Pereira, D; Pereira P. & Ferreira, N. 2010. Património Geológico e Geoconservação em Áreas Protegidas de Portugal Continental. *Livro Branco da Geologia*, APG, (em publicação).
- Plano Director Municipal de Vila Velha de Ródão (1994) - Estudos de caracterização física e sócio-económica (Anexo I). Centro de Estudos de Desenvolvimento Regional, 172 p.
- Raposo L. (1987) – Os mais antigos vestígios de ocupação humana paleolítica na região de Ródão. *In Da Pré-História a História, homenagem a O. Veiga Ferreira*. Editorial Delta, Lisboa, 153-178.
- Raposo L. (1995a) – O Paleolítico. *In História de Portugal*. Medina J. (Ed.), Lisboa, Clube Internacional do Livro, 1: 23-85.
- Raposo L. (1995b) – Ambientes, territorios y subsistencia en el Paleolítico medio de Portugal. *Complutum* 6: 57-77.
- Raposo L. & Silva A.C. (1981) – Elementos de cultura material na estação paleolítica de Vilas Ruivas (Ródão). *Arqueologia* 4: 94-104.
- Raposo L., Silva A.C. & Salvador M. (1985) – Notícia da descoberta da estação Mustierense da Foz do Enxarrique (Ródão). *Proceedings I Reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, 2: 79-90.
- Ribeiro A., Antunes M.T., Ferreira M.P., Rocha R.B., Soares A.F., Zbyszewski G., Almeida F.M., Carvalho D. & Monteiro J.H. (1979) – Introduction à la Géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Ribeiro, O. (1943a) - Novas observações geológicas e morfológicas nos arredores de Vila Velha de Ródão. *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, 2ª série, 32: 5-24.
- Ribeiro O. (1951) – Três notas de geomorfologia da Beira Baixa. *Comunicações Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 32: 271-294.
- Ribeiro O., Teixeira C., Carvalho, H., Peres, A. & Fernandes, P. (1965) – Notícia explicativa da folha 28-B (Nisa). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 29 p.
- Sequeira A., Cunha P.P. & Sousa M.B. (1997) – A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central). *Comum. Serv. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 83: 95-126.
- Teixeira C. & Pais J. (1976) – Introdução à Paleobotânica: As grandes fases da evolução dos vegetais, 210 p.

PÁGINAS WEB

[1] Acedido em <http://e-geo.ineti.pt/maps.aspx>, consultado a 16 de Junho de 2010.

[2] Acedido em <http://www.mnarqueologia-ipmuseus.pt/?a=3&x=3&i=410>, consultado a 15 de Junho de 2010.

[3] Acedido em <http://www.museumkennis.nl/sites/nm.dossiers/contents/i004594/bosolifant2.jpg>, consultado a 16 de Junho de 2010.

AGRADECIMENTOS

Deve-se ao Professor Doutor Pedro Cunha (DCT-UC) e Professor Doutor Diamantino Pereira (DCT-UM) a colaboração na elaboração deste guia, bem como a revisão do mesmo pela Professora Doutora Assunção Araújo (FLUP) e Professor Doutor António Martins (DG-UE).