

PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO DAS PORTAS DE RÓDÃO COMO MONUMENTO NATURAL

Dr. Carlos Neto de Carvalho
CENTRO CULTURAL RAIANO
GABINETE DE GEOLOGIA E PALEONTOLOGIA

ROTEIRO DO PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO E MINEIRO DAS PORTAS DO RÓDÃO



As Portas de Ródão, vista a partir da Fonte das Virtudes

Abril de 2005

Índice

1 - A Importância Geológica das Portas de Ródão	3
2 - Evolução Geológica da Região das Portas de Ródão	4
3 - Património Paleontológico	8
3.1 – Mirante do Cabeço da Achada	8
3.2 – Estrada Nacional 18, km 122 (junto da Ponte do Ródão)	9
3.3 – Passagem de nível da estrada 1373 (Ponte do Ródão-Vilas Ruivas)	10
3.4 – Jazida de graptólitos	11
3.5 – Jazida de invertebrados da Formação do Brejo Fundeiro	12
3.6 – Corte de estrada 1373, km 1,3	15
3.7 – Jazida da Formação do Quartzito Armoricano	15
3.8 – Jazida de graptólitos	16
3.9 – Jazida clássica de Graptólitos	16
3.10 – Mirante do Castelo do Rei Wamba	16
3.11 – Jazida de trilobites	17
3.12 – “Ilha” da Fonte das Virtudes	18
3.13 – Buraca da Faiopa	19
3.14 – Mirante das Portas do Ródão	19
3.15 – Mirante da Serrinha	20
3.16 – Conhal do Arneiro (Olival)	21
3.17 – Conhal do Arneiro (Castelejo)	22
3.18 – Conhal do Arneiro (Conho gigante)	22
3.19 – Conhal do Arneiro (Pego das Portas)	23
4. Bibliografia	24

Índice de quadros

Quadro 1 - Tempo geológico com as principais designações, acontecimentos e idades apresentadas ao longo do texto.	7
Quadro 2 - Fósseis e icnofósseis da área das Portas do Ródão, que se encontram na Litoteca do INETI	12
Quadro 3 - Fósseis e icnofósseis da região na posse do Museu Geológico do INETI	14

Índice de imagens e figuras

Fotos 1 e 2 - Paisagens do Cabeço da Achada	8
Fotos 3 e 4 - Valvas de obolídeos gigantes e exemplos de grandes <i>Lingulobolus hawkei</i>	9
Fotos 5 e 6 - Deformação Varisca e galerias de alimentação do tipo <i>Arthropycus alleghaniensis</i> (Colecção Litoteca do INETI).	10
Fotos 7 e 8 - Pistas de alimentação dos artrópodes trilobites (Colecção Litoteca do INETI).	10
Fotos 9 e 10 - Icnofósseis do tipo <i>Daedalus labechei</i> e <i>Daedalus halli</i> (Litoteca do INETI).	11
Foto 11 - <i>Didymograptus murchisoni</i> .	11

Fotos 12 e 13 - <i>Calix rouaulti</i> e valva ventral de um braquiópode ortídeo calcítico	13
Fotos 14 e 15 - Trilobite <i>Ectillaenus giganteus</i> , e o cefalão de <i>Eodalmanitina destombes</i> .	14
Foto 16 - Paisagem mineira que se avista do Mirante do Castelo sobre o Conhal	16
Foto 17 - <i>Neseuretus (N.) tristani</i> amostra com etiqueta original, de 29-09-1874	17
Foto 18 - A belíssima “Ilha” da Fonte das Virtudes	18
Foto 19 - O Conhal do Arneiro visto da “Porta” do lado Sul	19
Foto 20 - O Conhal do Arneiro visto da Serrinha.	20
Foto 21- Blocos quartzíticos rolados a sub-rolados,	21
Foto 22 - O olival secular.	21
Fotos 23 e 24 - Relevo artificial do Castelejo, visto da Serrinha.	22
Foto 25 - Enorme bloco de quartzito rolado	23
Foto 26 - Paisagem sobre a bacia líquida, no fosso tectónico de Vilas Ruivas-Arneiro.	23
Fig. 1 - Corte Geológico do Sinclinal Ordovícico de Vila Velha do Ródão	15
Fig. 2 - Corte geológico esquemático da depressão do Arneiro	27

Créditos fotográficos:

Fotos: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 17, 20, 21, 22, 23, 25, 26 - Carlos Neto de Carvalho

Fotos: capa, 18, 19, 24 – Jorge Gouveia

Foto: 16 – Orlando Ribeiro

1 - A Importância Geológica das Portas de Ródão

A região de Vila Velha de Ródão-Santana, sendo uma área relativamente pequena, possui um relevante património natural, com destaque para os valores geomorfológicos, tectonostratigráficos, paleontológicos e ecológicos (cf. Cunha e Martins, 2000). O bem preservado registo geológico permite fazer uma reconstituição algo apurada da sua evolução geológica desde há 650 milhões de anos. A facilidade de acessos torna esta região um veículo ímpar de promoção do Turismo na Natureza. A excelência desta área para a investigação geológica não passou despercebida aos célebres geólogos Nery Delgado (Delgado, 1886, 1908) e Orlando Ribeiro (Ribeiro, 1939a, 1939b, 1943a, 1943b, 1949, 1951) assim como a uma nova geração de geólogos (Cunha, 1999; Martins, 1999; Cunha e Martins, 2000a,b; Carvalho, 2004; Cunha *et al.* 2005, só para dar alguns exemplos). A este património, adiciona-se um legado geo-arqueológico de reconhecida importância supranacional e uma ocupação tradicional do espaço rural ainda bem destacado na paisagem. É desde há muito exaltado o valor cultural das jazidas paleolíticas dos terraços fluviais de Vila Velha de Ródão ou, mais recentemente, do Conhal do Arneiro. A Arte Rupestre do Tejo é notável e grandiosa, mas encontra-se aqui totalmente submersa pela albufeira da Barragem do Fratel. Nos relevos quartzíticos ocorrem ecossistemas raros e em risco que tiveram a necessidade de ser preservados.

As “Portas do Ródão” constituem o *ex-libris* natural da área. O Prof. Galopim de Carvalho considera mesmo as Portas do Ródão um dos principais Geomonumentos ao Nível da Paisagem existentes em Portugal (Carvalho, 1999). De facto, é impressionante como o Rio Tejo, o rio mais importante da Península Ibérica, corre entrincheirado, submisso, entre gigantes quartzíticos pré-históricos.

O Rio Tejo foi a mão criadora das Portas do Ródão. E a existência das Portas do Ródão nesta região terá condicionado a evolução da paisagem nos últimos milhões de anos. Sem as Portas do Ródão, esta zona raiana não seria a mesma a nível natural, mas também a nível humano. A presença farta do precioso líquido e de matéria-prima em abundância terá possibilitado a instalação precoce de comunidades humanas desde há mais de 350000 anos. A amenização climática causada por uma orografia protectora e por um grande rio com efeito moderador terá permitido a sobrevivência de derradeiro “paraíso ecológico” para animais e homens durante o pico da última glaciação. Talvez por isso, pela riqueza que o Homem sempre obteve do Rio nesta região, terá elevado o Tejo à condição de espaço sagrado de excelência durante o Neolítico, bem patente na proporção da Arte Rupestre do Tejo. A riqueza espiritual nunca andou muito longe da riqueza material. E assim, desde logo, o Tejo *Sacrum* passou a ser visto como o Tejo *Aurifer*. Imediatamente a jusante das Portas do Ródão, onde o Rio se espraia e perde competência, sedimentando largo volume detritos, souberam os Romanos industrializar a sua sociedade imperialista custeada pelo ouro. Este novo modo de exploração dos recursos naturais levou à transformação radical de toda a paisagem rodense. Mas porque tudo o que é valioso merece ser protegido e porque, numa vasta região aplanada, as cristas quartzíticas do Ródão irrompem como invicta muralha, muito cedo surgiram os primeiros aproveitamentos defensivos. Desde a época medieval às invasões francesas, a muralha quartzítica do Ródão sempre foi o travão precoce na luta pela Nacionalidade. Nos dias que correm, as Portas do Ródão constituem agora um progressista marco de diferenciação entre todo o potencial turístico das várias regiões do país. Um geomonumento que merece ser estudado em todas as suas facetas interdependentes, naturais e humanas, para que possa ser convenientemente protegido e merecidamente reconhecido.

2 - Evolução Geológica da Região das Portas de Ródão

Os sedimentos mais antigos encontrados em Portugal foram identificados nesta região da Beira Baixa e datam de há mais de 650 milhões de anos. Estes sedimentos correspondem aos depósitos de xistos e grauvaques do Grupo das Beiras (Formação de Malpica do Tejo) e foram acumulados em grandes leques turbidíticos, ao longo do Talude Continental de um vasto e profundo oceano (Oceano Panafricano). Os leques turbidíticos passam verticalmente a sedimentos de plataforma com origem glacioderivada, testemunhos sedimentares de uma vasta glaciação que afectou todo o conceito de vida no final do Proterozóico.

Durante o Câmbrico Superior deu-se uma importante orogenia (formação de cadeias de montanhas com a colisão das placas tectónicas que originaram o supercontinente Gondwana). Esta levou à deformação e soerguimento dos sedimentos de meios marinhos profundos. A Fase Sarda (paroxismo deste processo orogénico) chegou a gerar dobras verticais com planos axiais $45^{\circ} \pm 15^{\circ}$ e vergência dominante para SE e, menos frequentemente, para NW, ainda hoje visíveis no corte da estrada 1373, ao km 4. O arrasamento erosivo dos relevos formados durante o Câmbrico gerou uma vasta área mais ou menos aplanada, que terá sido posteriormente fracturada no início do Ordovícico, levando à deposição ao longo das escarpas de falha de sedimentos imaturos próprios de leques aluviais, passíveis de ainda serem observados em alguns clastos que ocorrem no Conhal do Arneiro. A transgressão ordovícica, associada a um processo de *rifting*, levou à cobertura da região parcialmente aplanada por uma grande massa oceânica de águas pouco profundas, onde a vida animal proliferava e evoluía. A sedimentação siliciclástica é ubíqua, predominando na base os quartzitos e metassiltitos da Formação do Quartzito que compõem hoje as serras das Talhadas e de S. Miguel. Nestas formações são comuns as marcas de actividade paleobiológica (icnofósseis), particularmente evidentes nos cortes de estrada da base do Cabeço da Achada. Por outro lado, os organismos com exosqueletos carbonatados ou quitinofosfatados só raramente fossilizaram devido às propriedades físico-químicas dos sedimentos areno-quartzosos onde foram acumulados. No entanto, à entrada de Vila Velha de Ródão existe um corte de estrada onde se pode observar *in situ* uma camada com moldes internos de braquiópodes gigantes. Esta descoberta revela-se de grande importância para o reconhecimento paleogeográfico do Terreno Ibérico no Noroeste gondwânico durante o Ordovícico Inferior.

Em sobreposição aos quartzitos, e correspondendo aos depósitos que compõem o núcleo do sinclinal de Vila Velha de Ródão, ocorrem as unidades predominantemente xistosas do Grupo de Cécemes (formações de Brejo Fundeiro e de Monte da Sombadeira). Particularmente na Formação do Brejo Fundeiro, composta por xistos rosados a negros, é comum a descoberta de restos de trilobites, braquiópodes, equinodermes, cefalópodes e bivalves, a maioria fortemente deformada. Em nível de xistos negros, depositados em ambientes marinhos anóxicos, ocorre uma interessante fauna de graptólitos (colónias de hemicordados de esqueleto orgânico), membros de uma classe extinta no final do Paleozóico Inferior há mais de 300 milhões de anos.

Este oceano continuou a alargar por mais de 100 milhões de anos, durante o Ordovícico, o Silúrico e o Devónico, depositando-se sedimentos de vários tipos de ambientes marinhos em função das variações absolutas do nível do mar e de modificações tectónicas locais. É no final do Devónico que a maioria das placas tectónicas inverteram a sua deslocação, levando à colisão continental e à deformação dos sedimentos paleozóicos. Estes foram expostos à superfície, constituindo uma extensa cordilheira de montanhas (Cordilheira Varisca). A actividade vulcânica foi intensificada pelos esforços tectónicos, como se pode observar pelas numerosas intrusões filonianas ao longo de fracturas, de composição máfica e félsica, presentes nos taludes da Linha da Beira Baixa, próximo da Fonte das Virtudes.

A Orogenia Varisca inicia-se na Península Ibérica durante o Devónico Médio e prolonga-se com carácter polifásico pelo Paleozóico Superior, identificando-se duas fases orogénicas principais – uma estendendo-se do Devónico Médio ao Viseano (que dá origem à dobra sinclinal de Vila Velha de Ródão) e outra no Vestefaliano (Carbónico Superior), responsável pela geração de importantes falhas, como a do Ponsul.

Com o fecho dos oceanos, forma-se a grande cordilheira Varisca, que então se estendia desde a Polónia até muito para além da Península Ibérica, estando hoje praticamente arrasada. As rochas fortemente deformadas em profundidade (Sinclinal de Vila Velha de Ródão) são levadas à superfície e são geradas as importantes falhas tardi-variscas que cortam toda uma crosta sobressessada, como a Falha do Ponsul. As rochas pré-câmblicas e paleozóicas constituem assim um soco cratonizado de grande espessura, o Maciço Hespérico.

A evolução morfológica do Maciço Hespérico, desde o final da Orogenia Varisca até à actualidade, foi controlada por dois factores que tiveram uma influência determinante: o clima e a tectónica (Cabral, 1995). Os paleoclimas foram em grande parte controlados pelas paleolatitudes a que se situou a Península Ibérica ao longo dos últimos 250 milhões de anos, primeiro integrada no Supercontinente Pangaea e depois participando na sua fragmentação iniciada no Triásico Superior.

O clima na Península Ibérica manteve características tropicais húmidas até ao final do Mesozóico e início do Cenozóico, passando progressivamente a condições do tipo tropical sazonal, característicos de regiões de savana, durante o Paleogénico e começo do Neogénico. Neste Período mantiveram-se as condições de savana, com uma tendência progressiva para a aridez, ocorrendo uma mudança no final do Neogénico para um clima de maior humidade, de características mediterrânicas. Este ambiente climático fez com que o Maciço Hespérico sofresse profundas meteorizações químicas de carácter tropical. A erosão dos alteritos desenvolveu paisagens de morfologia inter-tropical (com relevos residuais, como as cristas quartzíticas).

Do Triásico ao Cretácico Superior completou-se o arrasamento da Cadeia Orogénica Varisca, e desenvolveram-se extensas superfícies de aplanção que funcionaram como ponto de partida para a evolução morfológica cenozóica. É gerada a “Superfície Fundamental da Meseta”, poligénica, entre o Cretácico Superior e o Paleocénico.

A segunda grande fase de deformação tectónica na desenvolveu-se desde o Cretácico Superior e prolongou-se até aos dias de hoje, tendo fracturado o Maciço Hespérico por reactivação de fracturas tardi-variscas, segmentando a antiga morfologia aplanada e levando ao desenvolvimento de superfícies poligénicas por sucessivos retoques erosivos.

O aplanamento visível dos cumes das cristas quartzíticas resultou do desdobramento da Superfície Fundamental em dois níveis. Este relevo apresenta características de *etchplain* ou superfície gravada (Cabral, 1995), reflectindo as irregularidades geométricas de uma frente de meteorização basal correlativa de um espesso perfil de alteração desenvolvido no Mesozóico em condições tropicais húmidas, sobre as rochas do soco varisco arrasadas por uma superfície de erosão de carácter poligénico. A heterogeneidade litológica das rochas do soco provocou uma meteorização diferencial acentuada, com alteração intensa e profunda nas áreas plutónicas e xísticas, enquanto que a meteorização era fraca e apenas superficial nas formações quartzíticas. Modificações tectonoclimáticas terão desencadeado a evacuação da espessa capa de alteritos no sentido das áreas em subsidência. A “Superfície gravada” foi posteriormente modificada com maior ou menor intensidade, tendo sido deformada por movimentos tectónicos (reactivação da Falha do Ponsul), retocada por erosão (evolução local do curso do Tejo, particularmente evidente na Serra da Corga) e

parcialmente ou totalmente fossilizada por coberturas sedimentares (arcoses do Grupo da Beira Baixa). A sua exumação é iniciada no pré-Albiano, mas não termina antes do Eocénico Superior.

A colisão da placa tectónica Africana com a Euroasiática, no final do Neogénico, leva ao levantamento das cordilheiras alpina e pirenaica; as falhas tardi-variscas foram reactivadas no máximo compressivo bético (há 9,5 milhões de anos), levando à segmentação em blocos de todo o Maciço Hespérico. Os blocos deprimidos são representados pelas bacias intramontanhosas de Sarzedas e de Moraleja-Ródão. Os blocos levantados têm a sua expressão máxima no *horst* da Cordilheira Central. Na dependência das escarpas de falha, como a escarpa de falha do Ponsul, as bacias em subsidência foram preenchidas por sedimentos torrenciais característicos de ambientes sub-áridos (Formação de Cabeço do Infante). A Falha do Ponsul foi reactivada no Tortonian final a Pliocénico inicial, delimitando a Norte a Bacia do Ródão, com características endorreicas (Cunha, 1992). O sistema de drenagem torna-se exorreico a partir do Pliocénico médio. A Formação de Falagueira regista a captura do antigo sistema de drenagem que ocupava toda a Bacia Terciária do Alto Tejo (Espanha), por erosão remontante de um sistema fluvial Atlântico (Cunha *et al.* 2005). Esta antecedência da drenagem face ao relevo de dureza quartzítica explica o traçado epigénico do Tejo nas Portas do Ródão.

A incisão fluvial demorou cerca de 2,6 milhões de anos até atingir a posição actual, mensuráveis entre o nível topográfico ocupado pela Formação de Falagueira e o leito actual do Tejo. A incisão média está calculada em 10cm/1000 anos; no entanto, nos últimos 60000 anos a incisão média foi acentuada para 1m/1000 anos devido à intensificação das condições climáticas vigentes durante o Quaternário (Cunha *et al.* 2005). Correlativo do início do encaixe da rede hidrográfica é o abatimento e formação do fosso tectónico alongado NW-SE de Vilas Ruivas-Arneiro, assim como do alvéolo de Vila Velha de Ródão, o que explica a formação de terraços fluviais por agradaciação sedimentar.

O início do Quaternário marcou o desenvolvimento de importantes modificações climáticas que levaram à última glaciação. A Superfície eocénica é entalhada pelas redes de drenagem do Tejo na fase de gliptogénese. O aumento dos valores de pluviosidade e a existências de glaciares de montanha levaram ao encaixe rápido, com a formação de vários terraços, de rios cascalhentos e à formação das *rañas* com blocos enormes no sopé da Falha do Ponsul.

No Quaternário, a actividade da Falha do Ponsul é mostrada pela diferença de altitudes entre terraços imediatamente a jusante das cristas do Ródão (terraço T3 a 124m em Vilas Ruivas e a 121m no Arneiro). A orientação dos cursos de água coincide com o padrão de falhas regional, o que sugere um controlo estrutural. O Rio Tejo aproveitou fracturas NE-SW e SSW-NNW para entalhar o seu leito perpendicularmente à orientação dos relevos quartzíticos, num segundo episódio de incisão ocorrido no Pleistocénico Médio. Os terraços T1 e T3 têm maiores clastos indicando descargas mais intensas.

As falhas ainda hoje estão activas. A falha da Fonte das Virtudes demonstra termalismo incipiente. O clima estacionou no último interglaciário com condições mediterrânicas. O relevo está parcialmente arrasado pelo encaixe da rede hidrográfica. O desmantelamento das cristas quartzíticas deu origem a grandes depósitos de vertente, particularmente evidentes na região de Corga e na vertente de Vila Velha de Ródão. As linhas de água são caracterizadas por uma perda de eficiência erosiva durante o estio, para se extravasar em muito nos vales largos, durante o Inverno, transportando grandes quantidades de detritos. Por este motivo, nas áreas xistentas os profundos vales dão origem a uma sucessão de cabeços e valeiros, bem patentes no Vale do Lameirão, na Barroca da Senhora e na Ribeira de Vilas Ruivas.

O curso das linhas de água foi controlado pelas propriedades geotécnicas das litologias que atravessa, que se combinam com a influência de estruturas tectónicas herdadas (casos dos vales de fractura da Ribeira do Vale, da Barroca de Lameirão e do próprio Rio Tejo no troço que atravessa as cristas quartzíticas, assim como dos vales que acompanham o eixo da dobra sinclinal de Vila Velha de Ródão, casos da Barroca da Senhora e da Barroca da Corga) e da profundidade de encaixe do Rio Tejo (provocando a geração de meandros na porção terminal da Ribeira do Açafal). A Falha da Urbanização da Senhora da Alagada, que se encontra representada em corte com um plano (N42°E, 85°NW), é a estrutura tectónica que permitiu o encaixe do Tejo na zona das Portas do Ródão (Cunha *et al.* 2005).

Quadro 1 - Tempo geológico com as principais designações, acontecimentos e idades apresentadas ao longo do texto.

Eon	Era	Período	Principais Acontecimentos	
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	Quaternário	Estabelecimento das redes hidrográficas actuais; movimentação recente da Falha do Ponsul; entalhe das cristas quartzíticas pelo Tejo; primeiras ocupações humanas há 350000 anos	1,8Ma
		Neogénico	Deposição das rañas de sopé em cones aluviais na dependência de escarpas de falha que confinam a bacia intramontanhosa de Ródão-Moraleja; levantamento da Superfície de Castelo Branco sobre a Superfície do Alto Alentejo por reactivação Bética da Falha do Ponsul	23,5Ma
		Paleogénico	Deposição em regime de leque aluvial dos alteritos, em clima sub-árido (formação arcósica)	65Ma
	MESOZÓICO	Cretácico	Fase final da formação da Superfície Fundamental (arrasamento total dos relevos)	135Ma
		Jurássico	Arrasamento da cadeia de montanha varisca em clima tropical húmido	250Ma 300Ma
		Triássico		
	PALEOZÓICO	Pérmico	Formação do supercontinente Pangaea	380Ma
		Carbónico	Choque de continentes: formação da grande cadeia Varisca; intensa deformação dos sedimentos antigos (Sinclinal de Vila Velha de Ródão, Falha do Ponsul); intrusão do complexo filoniano do Fratel	435Ma
		Devónico	Início do fecho do oceano Rheic	
		Silúrico		
		Ordovícico	Plataforma siliciclástica com afluxos detríticos ao longo de escarpas de falha. Abertura do oceano Rheic. Migração das placas tectónicas desde o Pólo Sul até ao Equador	500Ma
	Câmbrico	Formação do supercontinente Gondwana	540Ma	
PROTEROZÓICO		Vendiano	Deposição dos sedimentos do Grupo das Beiras em leques turbidíticos ao longo de um talude/rampa continental de uma bacia oceânica	600 Ma

3 - Património Geológico

3.1 – Mirante do Cabeço da Achada (U.T.M.1354089920)

Magnífico mirante situado em área de difícil acesso, entre penedias irrompendo de luxuriante coberto vegetal. O local permite-nos analisar o cruzamento do Rio Tejo com a Serra de Corga. A primeira fase de deformação Varisca teve uma direcção de compressão principal N25°-35°E, tendo gerado a grande dobra em sinclinal de Vila Velha de Ródão, com plano axial N55°-65°W sub-vertical, cujo eixo é materializado pela Ribeira da Corga. As coluviões cobrem quase todo o Ordovícico Superior cortado pela Ribeira da Corga.



Fotos 1 e 2 - Paisagens do Cabeço da Achada: à esquerda, o eixo xistente da dobra sinclinal encaixado pelo Ribeiro da Corga e os topos planos da serra quartzítica, afeiçãoada pela primeira fase de encaixe do Tejo contemporânea da deposição da Formação de Falagueira; à direita, a montante da ponte oitocentista, o escalonamento dos terraços quaternários do Rio Tejo a preencher o compartimento abatido do Ródão.

3.2 – Estrada Nacional 18, km 122 (junto da Ponte do Ródão) U.T.M.1368089800

A Formação do Quartzito Armoricano na região do Ródão apresenta uma espessura de 210m (Romano, 1982). O corte de estrada junto das bombas de combustível mostra uma sequência de camadas quartzíticas decimétricas com intercalações xistosas da parte intermédia da formação, tendo uma atitude geral $S_0 = (N54^\circ W, 48^\circ SSW)$, cortada por falhas e exibindo dobras. Algumas camadas evidenciam *ripples* de corrente que indicam um sentido das paleocorrentes predominantemente para NE durante o Ordovícico Inferior. Na parte inferior da formação surge uma camada de quartzito cujo topo apresenta uma acumulação centimétrica de numerosos fósseis de braquiópodes linguliformes gigantes. Esta lumachela apresenta as valvas orientadas horizontalmente cuja acumulação resultou de uma espessa agradiação brusca de areias durante um evento tempestático. Estes braquiópodes apresentam uma concha convexa, uma ornamentação radial e com cristas concêntricas, adaptada para um modo de vida endobentónico em sedimentos arenosos instáveis e pouco coesos (Coke e Gutiérrez-Marco, 2001). Tratando-se de uma associação especial característica do domínio litoral do supercontinente Gondwana (reconhecida em França, Península Ibérica, Marrocos, Argélia, Líbia, República Checa e Sérvia oriental; Emig e Gutiérrez-Marco, 1997) e conhecendo-se em Portugal apenas cinco níveis semelhantes (Marão, Quadramil, Buçaco (2) e Serra de Santa Justa), esta descoberta em Vila Velha de Ródão reveste-se de particular interesse para a reconstituição paleogeográfica do limite de costa do NW da Gondwana durante o Ordovícico Inferior.

No caminho da Foz da Ribeira da Corga foi encontrado o fragmento de uma camada quartzítica centimétrica com várias valvas de *Lingulobolus* sp. Existem outras evidências de níveis do topo da formação quartzítica, já fora da área em apreço, com abundantes obolídeos gigantes muito bem preservados (vejam-se os exemplares guardados no Museu Geológico do INETI).

Junto da ponte obtém-se uma perspectiva de excepção sobre as Portas do Ródão.



Fotos 3 e 4 - À esquerda, interessante nível quartzítico com abundantes valvas inteiras de obolídeos gigantes. À direita, exemplos de grandes *Lingulobolus hawkei* com a ornamentação das valvas preservada (Museu Geológico do INETI). Estas linhas de crescimento apresentam-se espaçadas regularmente, sendo característico da espécie.

3.3 – Passagem de nível da estrada 1373 (Ponte do Ródão-Vilas Ruivas) U.T.M. 1360089720

O corte de estrada mostra magníficas dobras apertadas de orientação N50°W, que assolam a sequência ordovícica, particularmente visível nos quartzitos, resultantes da segunda fase de deformação varisca (Campos e Pereira, 1991). A Formação do Quartzito Armoricano é aqui composta por bancadas métricas de quartzitos finos, compactos, passando a níveis centimétricos/decimétricos com intercalações de filitos argilo-micáceos. Os icnofósseis são abundantes, particularmente *Cruziana*



Fotos 5 e 6 - À esquerda, intensa deformação Varisca na sequência quartzítica ordovícica, gerando dobras apertadas. À direita, galerias de alimentação do tipo *Arthropycus alleghaniensis* (Coleção Litoteca do INETI).



Fotos 7 e 8 - Pistas de alimentação dos artrópodes trilobites, os icnofósseis mais característicos da formação quartzítica do Ródão: à esquerda, *Cruziana furcifera* mostrando relações de corte extremamente interessantes; à direita, pequenas *Cruziana rouaulti* sem marcas de arranhamento preservadas (Coleção Litoteca do INETI).



Fotos 9 e 10 - À esquerda, laje quartzítica com secções de icnofósseis de habitação-alimentação do tipo *Daedalus labechei*. À direita, uma perspectiva tridimensional do icnofóssil *Daedalus halli* (Litoteca do INETI).

3.4 – Jazida de graptólitos

U.T.M. 1300089920

Ao longo da estrada, os taludes permitem observar uma sucessão de dobras secundárias nos quartzitos. A cerca de 1350m a N40°W do Castelo foram recolhidas 4 espécies de graptólitos (Romariz e Gaspar, 1968), predominando *Didymograptus murchisoni*, mas tendo sido identificados *Didymograptus bifidus*, *Didymograptus amplus* (espécie **encontrada pela primeira vez** em Portugal) e *Didymograptus nanus*, excelentes fósseis de idade indicadores do intervalo estratigráfico Oretaniano-Dobrotiviano inferior (465-460 milhões de anos). Tratam-se de colónias de hemicordados planctónicas, os precursores do grupo dos Cordados ao qual pertencemos, que partilhavam connosco o facto de possuir um cordão nervoso. Toda esta classe de organismos foi extinta há 300 milhões de anos.

Neste corte de estrada foram ainda recolhidos vários restos fossilizados da trilobite *Neseuretus (N.) tristani* (Ribeiro *et al.* 1967), o habitante mais característico dos mares ordovícicos ibéricos, que podem hoje ser observados na Litoteca do INETI.



Foto 11 - *Didymograptus murchisoni* (arquivo do Centro Cultural Raiano).

3.5 – Jazida de invertebrados da Formação do Brejo Fundeiro U.T.M. 1290089920

O vale da Barroca da Senhora, não sendo uma zona onde abundem os fósseis, mostra-se um dos locais determinantes para a compreensão da evolução paleoecológica na região do Ródão. É relativamente fácil dar de caras com alguns dos primeiros animais que vaguaram pelos mares ibéricos. Desde o final do séc. XIX até meados do séc. XX foram feitas diversas colectas de fósseis neste sector pelos antigos Serviços Geológicos de Portugal (actual INETI), nomeadamente para a realização da Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50000 (Ribeiro *et al.* 1967). Daqui resultou um espólio paleontológico interessante que pode ser encontrado na Litoteca e no Museu Geológico do INETI, em Lisboa. Segue-se o inventário dos fósseis encontrados nestas duas instituições.

Quadro 2 - Fósseis e icnofósseis da área das Portas do Ródão, que se encontram na Litoteca do INETI

Nº Caixa	Localização	Idade	Classificação	Exemplares
765	Camada 24 Corte Vila Velha de Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Daedalus halli</i>	6
765		Arenigiano-Oretaniano	<i>Lingulobolus</i> sp.	1
699	Camada 10 Corte Vila Velha de Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	1
699		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana goldfussi</i>	1
699		Arenigiano-Oretaniano	<i>Arthropycus alleghaniensis</i>	1
700		Arenigiano-Oretaniano	<i>Arthropycus</i> isp.	2
700		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	3
700		Arenigiano-Oretaniano	<i>Arthropycus linearis</i>	1
700		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana goldfussi</i>	1
700		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana beirensis</i>	1
701	Camada 20 Corte Vila Velha Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	1
701		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana goldfussi</i>	2
701		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana rugosa</i>	1
701	Camada 20 Corte Vila Velha Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Arthropycus linearis</i>	2
701		Arenigiano-Oretaniano	<i>Rusophycus</i> isp.	1
701	Camada 2 Corte Vila velha de Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana rouaulti</i>	1
701		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana</i> isp.	1
702		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	4
702		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana goldfussi</i>	1
702		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana rouaulti</i>	3
703	Camada 9 Corte Vila Velha Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Daedalus halli</i>	4
703		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	1
703		Arenigiano-Oretaniano	<i>Monomorphichnus lineatus</i>	1
703		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana rouaulti</i>	1
703		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	3
703	Camada 10 Corte Vila Velha de Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Lingulobolus</i> sp.	22
703		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana</i> isp.	5
694	Camada 17 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	Braquiópodes Ortídeos	6
694	Camada 17 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani</i>	2
694	Camada 18 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani</i>	3
694	Camada 17 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	<i>Ectillaenus giganteus</i>	1
693	Camada 26 Corte Vila Velha Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Skolithos verticalis</i>	1
693		Arenigiano-Oretaniano	<i>Daedalus labechei</i> ?	1
693		Arenigiano-Oretaniano	<i>Daedalus halli</i>	4
704		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana</i> isp.	1
704		Arenigiano-Oretaniano	<i>Arthropycus linearis</i>	2
704		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana rouaulti</i>	1
697		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana</i> isp.	2
697		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana beirensis</i>	1

697		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana goldfussi</i>	1
697		Dobrotiviano	Braquiópode Ortídeo	21
697	Camada 15 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	Nautilóide Orthoceratídeo	2
697		Dobrotiviano	<i>Redonia deshayesi + Arachnostega gastrochaenae</i>	10
697		Dobrotiviano	<i>Calix rouaulti</i>	2
697		Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani+Arachnostega gastrochaenae</i>	2
698		Arenigiano-Oretaniano	<i>Daedalus halli</i>	6
698	Camada 15 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	<i>Ectillaenus giganteus</i>	1
698	900m S14°E Castelo	Arenigiano-Oretaniano	<i>Lingulobolus sp.</i>	3
698	Camada 15 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani</i>	9
698		Dobrotiviano	<i>Ectillaenus giganteus</i>	7
698		Dobrotiviano	<i>Eodalmantina destombesi nava</i>	1
698		Dobrotiviano	<i>Ectillaenus giganteus+Arachnostega gastrochaenae</i>	2
698	Camada 25 Corte Vila Velha Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Lingulobolus sp.</i>	10
696	Camada 15 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani</i>	63
695		Dobrotiviano	<i>Didymograptus purchisoni</i>	3
672	500m S14°E Castelo	Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani</i>	1
672		Arenigiano-Oretaniano	<i>Skolithos linearis</i>	1
672		Dobrotiviano	Braquiópode Ortídeo	1
672		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana beirensis</i>	1
672	250m N12°E Castelo	Arenigiano-Oretaniano	<i>Planolites</i>	1
672		Arenigiano-Oretaniano	<i>Daedalus halli</i>	5
674		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	1
674		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana rugosa</i>	1
692	Camada 18 Corte Vila Velha Ródão	Dobrotiviano	Braquiópode Ortídeo	4
692		Dobrotiviano	<i>Ectillaenus giganteus</i>	1
692		Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani</i>	3
692	Camada 19 Corte Vila Velha Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana goldfussi</i>	2
692	Camada 20 Corte Vila Velha Ródão	Arenigiano-Oretaniano	<i>Arthropycus alleghaniensis</i>	1
691	Proximidades Portas do Ródão	Dobrotiviano	<i>Neseuretus tristani tristani</i>	6
689		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana rouaulti</i>	3
689		Arenigiano-Oretaniano	<i>Cruziana furcifera</i>	2



Fotos 12 e 13 - À esquerda, *Calix rouaulti*, um equinoderme diploporita do grupo dos "cistóides", que é caracterizado por possuir uma teca ou carapaça globular formada por numerosas placas poligonais unidas e atravessadas por poros aos pares –diploporos – com função respiratória. Estes poros, que se apresentam sob a forma de moldes em relevo, funcionavam por comunicação osmótica com o interior da teca. Para se alimentarem, estes organismos apresentam 2 a 5 sulcos ambulacrais à volta da boca, cada um tendo braquiólos para arrastar o alimento. Na foto observa-se o extremo oral (ou superior) da teca de *Calix* e as placas peribocais. À direita, valva ventral de um braquiópode ortídeo calcítico. Este animal apresentava valvas articuladas por verdadeira charneira. Desta área anterior saíria um pedúnculo pequeno e frágil, que levantava toda a concha acima do substrato argiloso. Estes animais filtradores suspensívoros habitavam zonas neríticas pouco profundas, de águas tranquilas. Quando aparecem em densos agregados, tal terá resultado de uma acumulação de valvas por um evento tempestítico (Litoteca INETI).



Fotos 14 e 15 - À esquerda, a trilobite *Ectillaenus giganteus*, uma espécie muito comum no Ordovício português. Organismo bentónico, esta trilobite vivia semi-enterrada nos sedimentos areno-argilosos, alimentando-se de partículas orgânicas aí existentes. À direita, o cefalão (cabeça) do phacopídeo *Eodalmantina destombesi*, trilobite caracterizada por possuir um dos sistemas visuais mais complexos que alguma vez existiram. Cada olho (visível na foto) era composto por dezenas de lentes independentes que permitiam à trilobite ter um ângulo visual muito aberto e, através da sua estrutura composta correctora de distorções, uma percepção muito razoável do mundo marinho em que vivia. Pensa-se que estas trilobites pudessem ter sido predadores. Mas os grandes senhores dos oceanos de então seriam os cefalópodes nautilóides ortocónicos, caçadores de trilobites, e que na região em estudo chegaram a atingir meio metro de comprimento.

Quadro 3 - Fósseis e icnofósseis da região a classificar na posse do Museu Geológico do INETI

Localização	Data de Recolha	Classificação original	Classificação	Nº Exemplares
400m a E do Castelo de Vila Velha de Ródão	29-09-1874		<i>Neseuretus (N.) tristani</i> <i>Cruziana rugosa</i>	
Camada 15 Corte Vila Velha de Ródão		<i>Redonia bohémica</i> Barrande	<i>Redonia deshayesi</i>	
Camada 5 Corte Vila Velha de Ródão			<i>Cruziana goldfussi</i>	1
400m a E do Castelo de Vila Velha de Ródão	29-09-1874		<i>Neseuretus (N.) tristani</i>	1
400m a E do Castelo de Vila Velha de Ródão	29-09-1874		<i>Neseuretus (N.) tristani</i>	
Camada 5 Corte Vila Velha de Ródão	1-04-1885	<i>Fraena lyelli</i>	<i>Cruziana rouaulti</i>	1
Camada 8 Corte Vila Velha do Ródão	1-04-1885		<i>Daedalus halli</i>	1
Camada 24 Corte Vila Velha Ródão	22-04-1885	<i>Vexillum halli</i>	<i>Daedalus halli</i>	1
Camada 5 Corte Vila Velha de Ródão	31-03-1885		<i>Daedalus halli</i>	1
			<i>Arthropycus alleghaniensis</i>	1
		<i>Cruziana barriosi</i>	<i>Cruziana goldfussi</i>	1
			<i>Cruziana rouaulti</i>	1
		<i>Fraena lyelli</i>	<i>Cruziana rouaulti</i>	1
			<i>Cruziana goldfussi</i>	1
1200m S80°W igreja Vila Velha de Ródão	21-10-1896		<i>Lingulobolus</i> sp.	3
1200m S70°W v.g. Igreja Vila Velha de Ródão			<i>Arthropycus</i> isp.	1
1200m S80°W igreja Vila Velha de Ródão			<i>Lingulobolus</i> sp.	

3.6 – Corte de estrada 1373, km 1,3 U.T.M. 1270090800

No corte de estrada observam-se quartzitos arenigianos em bancadas delgadas com *Skolithos linearis* em *piperock*, no lado NW, cortados a pique segundo o sentido NE-SW, estando colocados lateralmente em contacto directo com xistos argilosos e arenitos (Ordovícico Superior), no lado SE. Este contacto irregular resulta da passagem da Falha do Ponsul, com abatimento do bloco SE em relação ao NW (movimento inverso de origem bética), havendo uma componente horizontal de movimento (desligamento esquerdo de origem varisca) dado pela paralelização de rochas com idades distintas. Aliás, sobre a linha da cumeada nota-se a fracturação da crista indicando a passagem do acidente tectónico. No corte, os quartzitos apresentam-se muito deformados e fracturados, cobertos lateralmente por coluviões.

3.7 – Jazida da Formação do Quartzito Armoricano U.T.M. 1244090300

Neste corte de estrada é possível verificar que a grande dobra que é o sinclinal de Vila Velha de Ródão é complicada por um anticlinal secundário e por várias falhas longitudinais.

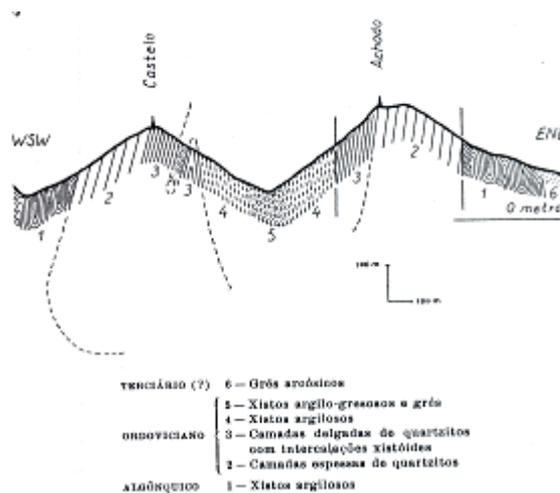


Fig. 1 - Corte Geológico do Sinclinal Ordovícico de Vila Velha de Ródão, um pouco a Norte do Rio Tejo (Thadeu, 1951).

3.8 – Jazida de graptólitos

U.T.M. 1232090660

Este é um dos locais onde se pode encontrar graptólitos do género *Didymograptus*, os quais permitiram datar os xistos da Formação do Brejo Fundeiro, do Oretaniano superior – Dobrotiviano (Ordovícico Superior).

3.9 – Jazida clássica de Graptólitos

U.T.M. 1174090680

Neste local, Gaspar e Romariz (1968) encontraram numerosos *Didymograptus muchisoni*.

3.10 – Mirante do Castelo do Rei Wamba

U.T.M. 1254089120

O Castelo do Rei Wamba é uma atalaia medieval sobranceira às Portas do Ródão. Apreciando a paisagem que nos surge de frente, isto é, para sul, observamos o grande rasgão erosivo-tectónico das Portas do Ródão que corta a forte muralha de relevos quartzíticos paralelizados. Imediatamente para W, a paisagem abre-se sobre uma vasta extensão de aglomerados de blocos quartzíticos dispostos em amontoados cónicos ou alinhamentos. Estes depósitos são idênticos àqueles encontrados nas *arrugia* romanas.

Através de fotografia aérea e de fotografias antigas feitas a partir deste mirante pode identificar-se estruturas relacionadas com a exploração mineira, como os incipientes canais de evacuação de estêreis, de secção em U, largos e de fundo plano, alguns destes bordejados por alinhamentos de amontoados de blocos. Um destes canais apresenta na sua parte terminal uma área encharcada, possivelmente uma zona de concentração de minério tal como o Lago Somido, em Las Medulas (Sánchez-Palencia *et al.* 1999). Todos os canais evacuariam para o Tejo.

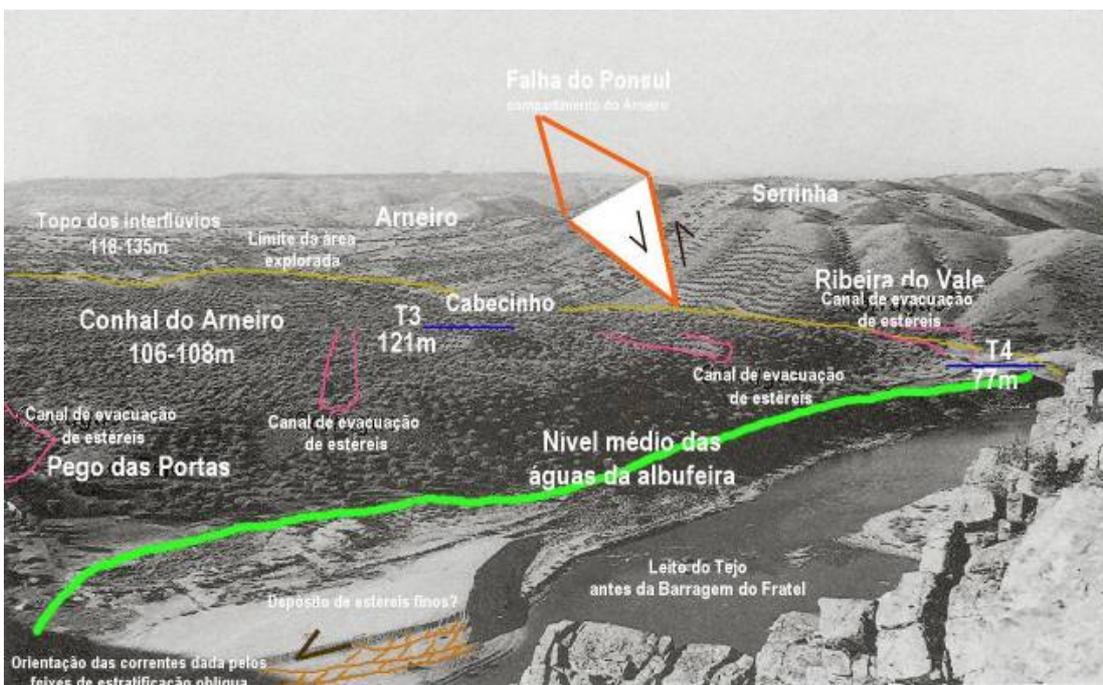


Foto 16 - Interpretação da paisagem mineira que se avista do Mirante do Castelo sobre a antiga *Arrugia* romana, com base em fotografia anterior à criação da albufeira da barragem do Fratel (Ribeiro, 1943a). A superfície plana à cota média de 106m marca o limite em profundidade atingido pela exploração mineira.

O romano Plínio, o Velho (*Procurator da Hispania Citerior*) referia no Cap. XXII do 4º livro da sua *Naturalis Historia*, que as areias deste rio são ricas em ouro (*Tagus ab arenis aureis*). A exploração dos sedimentos seria feita por rudimentares processos de lavagem através de um processo que sobreviveu até aos nossos dias, conhecido por *ground sluicing* (a *arrugia* dos Romanos; Carvalho, 1979). Aplicavam-se canais sobre os materiais a desmontar, por onde se escoava água armazenada sob pressão, de forma a incrementar a competência erosiva, lavando areias e argilas e depositando o ouro em depressões (as *agoga* dos Romanos).

A paisagem fluvial para jusante da Falha do Ponsul-Arneiro é caracterizada pela ausência de acumulações de terraço no Tejo, exibindo-se apenas estreitos níveis erosivos, fortemente escalonados. Para SE, observa-se alongada depressão erosiva gerada por incisão da Barroca da Senhora nos brandos filitos do núcleo do sinclinal, acompanhando o rápido encaixe quaternário do Tejo. No sentido oposto, abre-se o fosso tectónico limitado a ocidente pela Falha de Vilas Ruivas, com orientação NW-SE e com um desnível de 50m.

3.11 – Jazida de trilobites

U.T.M. 1278089660

O mais antigo registo de fósseis encontrados em Vila Velha de Ródão data de 29-09-1874, sendo os fósseis colectados, trilobites do género *Neseuretus* (*N.*) *tristani tristani*, provenientes desta jazida.



Foto 17 - Pleuras torácicas e pigídeo em conexão de uma *Neseuretus* (*N.*) *tristani* em amostra com etiqueta original, datada de 29-09-1874.

3.12 – “Ilha” da Fonte das Virtudes

U.T.M. 1224089280

Os areais da Fonte das Virtudes desde há muito que eram explorados para extracção de material a granel, godo e areia, tendo sido transportados em grande parte na época da construção da Barragem de Cedillo (Carvalho, 1975). Este autor, no estudo de prospecção de ouro que realizou na área, concluiu que a parte inferior das aluviões extraídas para obras apresentava teores de ouro aproveitáveis.

A subida das águas da albufeira do Fratel associada a uma intensa exploração dos areais no seu limite N, levou à formação de uma ilha artificial ligada por um pontão para acesso de viaturas no trabalho de extracção que se deu subsequentemente, ainda que por pouco tempo. Esta ilha plana diminui muito em área durante os invernos chuvosos. No entanto, é uma zona de grande interesse ambiental e paisagístico, posicionada no meio do Tejo, em frente às Portas do Ródão, em local estratégico para a observação de aves aquáticas e rapinas.

Ainda em meados do séc. XX existia a apanha regular do ouro nas aluviões do Tejo. Dois irmãos gémeos da família Guerra vinham para o efeito de Foz do Cobrão para a zona do Monte do Famaco (informação oral).



Foto 18 - Numa paisagem fortemente humanizada, a belíssima “Ilha” da Fonte das Virtudes é mais um local de grande riqueza paisagística, observatório por excelência dos ecossistemas ribeirinhos deste trecho alargado do Tejo.

Mais para oriente presente-se, pelo sobredimensionamento do vale da Ribeira do Lucriz, o vale morto do Rio Ponsul (Ribeiro, 1943b). De facto, esta linha de água marca o trajecto original do Rio Ponsul na sua confluência com o Tejo. No entanto, uma ribeira com orientação N-S terá capturado o Ponsul por erosão remontante. Se atentarmos para a geometria do vale do Ponsul, verificamos que este corre em vale largo até à antiga Cerâmica do Ponsul, segundo a orientação definida pela escarpa de linha-de-falha do Ponsul. A partir deste ponto, o rio inflecte bruscamente no sentido S, correndo por um vale estreito e de vertentes abruptas até ao Tejo.

3.13 – Buraca da Faiopa

U.T.M. 1380087400

Local misterioso, posicionado na cumeada da Serra de S. Miguel, com vista sobre a depressão do Arneiro. O acesso faz-se por trilho a partir do estradão das Portas do Ródão, junto do ponto cotado dos 289m. A entrada é feita através de uma cavidade na rocha situada no leito de uma linha de água, na sua cabeceira. A cavidade parece desenvolver-se numa zona de fractura, descendo em profundidade. No seu interior, notam-se fracturas preenchidas por coloridos hidróxidos de ferro nas paredes das galerias. Terá sido esta uma antiga mina de ferro? Nas imediações foram encontrados vestígios romanos. Imediatamente sobre a exploração mineira existem algumas acumulações de blocos quartzíticos onde não foi possível determinar o tipo de minério explorado.

Existe uma curiosa lenda associada à Faiopa. Diz-se que uma tal D. Urraca se perdeu de amores por um mouro. Este, para se encontrar com a amada, atravessava o rio por debaixo do seu leito através de um imenso túnel que ligava a Faiopa ao Castelo. O marido de D. Urraca, quando descobriu a traição da esposa, atou-lhe uma mó ao pescoço e atirou-a a um poço ou ao Tejo.

3.14 – Mirante das Portas do Ródão

U.T.M. 1296089960

Deste ponto de grande valor ecológico perspectiva-se os mais de 400000m² de área da corta mineira romana, o Conhal do Arneiro, possivelmente contemporâneo (sécs. I-III) do complexo mineiro Romano de Las Medulas de El Bierzo (Noroeste Peninsular), atendendo aos vestígios das técnicas empregues e ao volume de sedimentos desmontados (cf. Sánchez-Palencia *et al.* 1999). O Instituto Português de Arqueologia considerou o Conhal como “área de interesse arqueológico”, encontrando-se em fase de classificação como “Imóvel de Interesse Municipal”.



Foto 19 - O Conhal do Arneiro visto da “Porta” do lado Sul, limitado pela escarpa-de-falha do Arneiro/Ponsul.

3.15 – Mirante da Serrinha

U.T.M. 1170087920

Do bloco xistento verticalizado pela escarpa-de-falha do Arneiro, a vista alcança para leste a crista quartzítica que aqui apresenta uma cumeada particularmente regular, desenvolvida às cotas de 270-290m, que terá sido afeiçãoada pelo pré-Tejo durante o Pliocénico. Mas o que mais surpreende é a morfologia do fundo do *graben* do Arneiro.



Foto 20 - O Conhal do Arneiro visto da Serrinha.

Já Frei Manuel Dias Canhestro se referia em 1758 a esta região do Arneiro nas “Memórias Paroquiais da Freguesia de Espírito Santo (Nisa), como sendo “...um sítio a que os naturais chamão conhal, (...). É tradição constante ter este sítio mineral de ouro, no tempo em que Cartagineses e Romanos residiam neste país...” (Canhestro, 1758). O Buraco da Faiopa (com as suas lendas associadas) e a Vala dos Mouros (Henriques e Caninas, 1985), com vestígios a meia encosta na Serra de S. Miguel e próximo do Monte do Pardo, poderão estar relacionadas com uma exploração mineira na região do Arneiro. Carvalho (1975), um dos investigadores que fez prospecção de ouro nos sedimentos da Bacia do Tejo, dá propriedade à tradição local que atribui os conchais a resíduos de lavagem do ouro nas margens do Tejo. Viegas e Martins (1992) indicam a região de Vila Velha de Ródão como uma das principais lavras auríferas romanas existente no nosso país e uma das principais jazidas objecto de actividade de prospecção do Serviço de Fomento Mineiro (1940-1980).

O Conhal do Arneiro terá resultado do desmonte gravítico dos depósitos detríticos cenozóicos (nomeadamente de parte da Formação de Cabeço do Infante, bem como da totalidade do Terraço fluvial T3 e de coluviões) por incremento da competência erosiva de linhas-de-água pré-existentes ou de *emissaria* artificiais com sentido de escoamento E-W e S-N, aproveitando as pendentes regionais (tais como os canais-sanja de El Couso e La Furnia, em Las Médulas). A água seria transportada desde a Serra de S. Miguel e da Ribeira de Nisa (?) até este local através de *corrugi* escavados para o efeito (a “Vala dos Mouros”). As pedras maiores provenientes do desmonte do Terraço e das coluviões eram retiradas dos canais de evacuação de sedimentos por triagem manual e empilhadas ao longo das margens do canal, atingindo mais de 5m de altura, em amontoados cónicos ou rectilíneos dependendo do espaço disponível no momento para o efeito. As pilhas de grandes blocos quartzíticos angulosos, característicos dos depósitos coluvionares, predominam no limite setentrional do conhal, sendo que a maioria das pilhas são compostas por calhaus sub-rolados a rolados de origem fluvial (Terraço T3) que praticamente não aflora no local (foi quase totalmente desmontado).

Alguns cálculos permitem-nos determinar, *grosso modo*, o volume de sedimentos desmontado e a quantidade de ouro extraída. Assim, sabendo a área total da zona desmontada, que o terraço T3 apresenta uma espessura de 6m nesta região a jusante das Portas, que a Formação de Cabeço do Infante tem o seu topo à cota de 121m (Cabecinho) e que a cota média da exploração é de 106m, o volume de sedimentos trabalhados terá sido superior a $10,5 \times 10^6 \text{m}^3$ (atendendo a que não sabemos o volume de coluviões extraído). Desta forma, o volume dos trabalhos foi 10 vezes inferior ao de Las Médulas numa área 12 vezes menor (dados comparados com Sánchez-Palencia *et al.* 1999).

Em relação à quantidade de ouro extraída, através do trabalho de Carvalho (1975) sabemos que o teor de ouro nas formações detríticas é extremamente irregular, existindo um enriquecimento por densidade na base das aluviões. Dos dados obtidos por este autor para sedimentos do terraço T3 e de terrenos imediatamente sobrepostos à Formação de Cabeço do Infante, infere-se que o ouro extraído na área do Conhal do Arneiro durante o período de exploração romana terá sido inferior a 6 toneladas (para um valor médio de $0,521 \text{g/m}^3$), possivelmente 3-3,5 toneladas (para teores médios de $0,291 \text{g/m}^3$ - $0,347 \text{g/m}^3$). Este valor representa cerca de metade de toda a produção de ouro realizada em Las Médulas (Sánchez-Palencia *et al.* 1999).



Fotos 21 - Alinhamento de estêreis grosseiros, blocos quartzíticos decimétricos, rolados a sub-rolados, característicos do Terraço T3.

3.16 – Conhal do Arneiro (Olival)

U.T.M. 1202088460

Este local, na confluência da Ribeira do Vale com o Rio Tejo, corresponde à base de Terraço T4 posicionado a 77m de altitude. O espaço rural é deveras interessante, com um laranjal e um olival secular, apresentando-se uma ilha densamente vegetada, junto da margem.



Foto 22 - O olival secular.

3.17 – Conhal do Arneiro (Castelejo)

U.T.M. 1230088420

O Castelejo é um relevo de 15m de altura situado no bordo norte do Conhal do Arneiro, elevando-se numa posição central e destacada sobre os alinhamentos de estêreis grosseiros. A sua geometria, formando um trapézio de faces planas e ângulos apertados, a sua constituição, sedimentos pouco coesos da Formação Cabeço do Infante iguais a tantos outros que afloram na zona, o seu topo plano, sem vestígios dos depósitos de terraço T3 que afloram em Vilas Ruivas à cota dos 124m e o seu posicionamento estratégico, no centro da exploração mineira, entre os canais de evacuação de estêreis, e com vista sobre o Rio Tejo, as Portas do Ródão e o penhasco ocupado actualmente pela atalaia conhecida por Castelo do Rei Vamba, são evidências da sua origem artificial, relacionada com a evolução do desmonte mineiro. Esta “corona” (Calado e Calado, 2002) poderá ter sido um local de vigilância sobre a exploração mineira e o tráfego fluvial no *Aurifer Tagus*.

Um dos canais de evacuação de estêreis, situado a W do Castelejo, apresenta grandes pedras no seu fundo dispostas em justaposição num único alinhamento. Este alinhamento faz lembrar as *agoga*, onde grandes pedras dispostas no fundo do canal serviam para acumular ramos de urzes que ajudavam a reter o ouro, graças à turbulência criada pela corrente.



Fotos 23 e 24 - O proeminente relevo artificial do Castelejo, com 121m de altitude, visto da Serrinha. À direita, perspectiva do Castelejo sobre a vastidão de alinhamentos de estêreis grosseiros.

3.18 – Conhal do Arneiro (Conho gigante)

U.T.M. 1262087800

Este enorme bloco quartzítico sub-rolado com 1,5mx1,2m, de arestas polidas, demonstra a grande eficiência do Tejo como agente erosivo, particularmente nos últimos estádios glaciários do Quaternário. Por outro lado, lembra-nos que o ouro explorado nos depósitos detríticos cenozóicos pelos Romanos tem uma origem secundária, por desmonte das formações xisto-grauváquicas e quartzíticas, cortadas por filões quartzosos auro-estaniíferos-plumbíferos-volframíticos, que abundam por toda a região. No filão de quartzo, o ouro tende a ocorrer sobre a forma de electrum ou associado a sulfuretos. O resultado da meteorização destes minerais é o transporte do ouro ao longo de sistemas de drenagem. Devido à sua densidade, o ouro enquanto partícula sedimentar tende a acumular-se em zonas onde os sistemas de drenagem tendem a perder eficiência. É desta forma que o ouro se acumulou no seio das arcoses da Formação de Cabeço do Infante, na área deprimida de uma bacia aluvial endorreica e, mais tarde, na matriz dos conglomerados do terraço fluvial T3 do Rio Tejo, no fundo do *Graben* de Vilas Ruivas-Arneiro.



Foto 25 - Enorme bloco de quartzito rolado: uma medida da capacidade erosiva histórica do Rio Tejo

3.19 – Conhal do Arneiro (Pego das Portas)

U.T.M. 1264088760

Sempre que as águas atingiam um determinado nível era impossível atravessar de barco as Portas do Ródão. No início do séc. XX, efectuaram-se no local diversas explosões com o objectivo de alargar a passagem, tendo-se assim solucionado o problema (Bento, 1996). A construção da Barragem do Fratel e a consequente suavização do Rio Tejo veio ditar provisoriamente o fim da construção da imponente garganta das Portas do Ródão.



Foto 26 - Paisagem sobre a bacia líquida formada, imediatamente a jusante das Portas do Ródão, em pleno fosso tectónico de Vilas Ruivas-Arneiro.

4 - Bibliografia

- Allan, S.C. (1965) A mineração em Portugal na antiguidade, *Boletim de Minas*, 2 (3).
- Antunes, M. T. e Cardoso, J. L. (1992) - Quaternary elephants in Portugal: new data. *Ciências da Terra*, **11**, 17-37.
- Barbosa, B. P. e Barra, A. P. (1999) - Relatório Geológico sobre a área do “Conhal” de Nisa. Instituto Geológico e Mineiro, 5p.
- Barbosa, B. P. (2000) - A geologia na definição da paisagem cultural no Alto Tejo. *Encontros de Ródão (Resumos)*, Ciclo de Colóquios sobre o património ambiental da Área de Ródão, Associação de Estudos do Alto Tejo e Câmara Municipal de Vila Velha de Ródão, 1p.
- Bento, L. M. C. (1996) - Salavessa – um contributo para a sua história. Edição do autor, 152p.
- Cabral, J. (1995) - *Neotectónica em Portugal Continental*. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, **31** (n.s.), 265p.
- Calado, C. e Calado, C. (2002) - Notícia sobre vestígios de exploração romana aluvionar no concelho de Nisa: o Conhal do Arneiro. *Actas do Congresso Internacional sobre Património Geológico e Mineiro* (ed. J.M. Brandão), Lisboa, 265-272.
- Campos, A.B.A. e Pereira, L.C.G. (1991) - Aspectos da estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico e do Ordovícico da serra de S. Miguel – Nisa (Alto Alentejo). *Publicações do Museu e Laboratório de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra, Memórias e Notícias*, **112**, 81-95.
- Canhestro, M. D. (1758) - *Memórias Paroquiais da Freguesia de Espírito Santo, Nisa*.
- Carvalho, A. D. As aluviões auríferas do Tejo. *Boletim de Minas*, **12** (1), 3-16.
- Carvalho, Nuno M. H. F., (2004) - Caracterização geológica e geomorfológica do concelho de Vila Velha de Ródão – contribuição para o planeamento, FCTUC, Departamento de Ciências da Terra, Coimbra.
- Coke, C. e Gutiérrez-Marco, J. C. (2001) - Braquiópodos Linguliformes del Ordovícico Inferior de la Serra do Marão (Zona Centroibérica, N de Portugal). *Boletín Geológico y Minero*, **112**(1), 33-50.
- Cunha, P. Proença (1992) - *Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*. Dissertação de doutoramento, Universidade de Coimbra, 262p.
- Cunha, P. Proença (1996) - Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **82**, 87-130.

- Cunha, P. Proença (1999) - Testemunhos geomorfológicos e sedimentológicos cenozóicos da transição da colmatção sedimentar para a gliptogénese, na área de Sarzedas-Vila Velha de Ródão (sector NE da Bacia do Baixo Tejo). *Encontros de Geomorfologia (Comunicações)*, Coimbra, 61-68.
- Cunha, P. Proença, (2000a) - Importância do Património Geológico e Geomorfológico da Região de Vila Velha de Ródão, II Jornadas do Quaternário da APEQ, FLUP, Porto.
- Cunha, P. Proença, Martins, A. A. (2000b) - Património Geológico e Geomorfológico da Área de Vila Velha de Ródão. *Estudos do Quaternário*, **3**, 91-104.
- Cunha, P. Proença, Martins, A. A. (2000c) - Transição do enchimento terciário para o encaixe fluvial quaternário na área de Vila Velha de Ródão (sector NE da Bacia do Baixo Tejo). *Ciências da Terra*, **14**, 171-182.
- Cunha, P. Proença, Martins, A. A. (2001) - Encaixe fluvial quaternário na área de Vila Velha de Ródão (sector NE da Bacia do Baixo Tejo). *V Reunião do Quaternário Ibérico/1º Congresso do Quaternário de Países de Línguas Ibéricas (Actas)*, 23-27 de Julho de 2001, Lisboa, 25-28.
- Delgado, J. F. N. (1885) - *Terrenos paleozóicos de Portugal:-Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal*. Memória da Secção de Trabalhos Geológicos de Portugal, Lisboa, 113p.
- Delgado, J. F. N (1908) - *Système Silurique du Portugal, Étude de Stratigraphie Paléontologique*. Commission du Service Géologique du Portugal, Lisboa, 233p.
- Dias, R. P. e Cabral, J. (1989) - Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul river fault in Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **75**, 3-28.
- Emig, C. C. e Gutiérrez-Marco, J. C. (1997) - Signification des niveaux à Lingulidés à la limite supérieure du Grés Armoricaïn (Ordovicien, Arenig, Sud-Ouest de l'Europe). *Geobios*, **30**(4), 481-495.
- Galopim de Carvalho, A. M. G. (1968) - *Contribuição para o conhecimento Geológico da Bacia Terciária do Tejo*. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal (n.s.), **15**, 210p.
- Galopim de Carvalho, A. M. G (1999) - *Geomonumentos. Uma reflexão sobre a sua caracterização e enquadramento num projecto nacional de defesa e valorização do Património Natural*. Liga dos Amigos de Conímbriga, 30p.
- Henriques, F. e Caninas, J. C. (1985) - Vala dos Mouros (Nisa). *Informação Arqueológica*, **5**, 19-20.
- Lisboa, J. Ribeiro (1944) - Sobre a Morfologia de Idanha-a-Nova (distrito de Castelo Branco), Associação Portuguesa para o Progresso das Ciências, 4º Congresso, Tomo III, pp.185-188, Porto.
- Martins. A.A. (1999) - *Caracterização morfotectónica e morfossedimentar da Bacia do Baixo Tejo (Pliocénico e Quaternário)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 500p.

- Raposo, L. (1995) - Ambientes, territorios y subsistencia en el Paleolítico medio de Portugal. *Complutum*, **6**, 57-77.
- Ribeiro, O. (1939a) - Sur la morphologie de la Basse Beira, *Bulletin de la Association Géographique de France*, **122**, 113-122.
- Ribeiro, O. (1939b) - Observations géologiques et morphologiques dans les environs de Vila Velha de Ródão (Portugal). *Révue Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, **12**(4), 491-493.
- 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. (1943b) - Evolução da falha do Ponsul. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **24**, 109-123.
- Ribeiro, O. (1949) - Le Portugal Central (Livret-Guide del'Excursion C). *XVI Congrès International de Géographie*, Lisbonne, 1949, 180p.
- Ribeiro, O. (1951) - Três notas de geomorfologia da Beira Baixa. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **32**(1), 271-294.
- Ribeiro, O., Teixeira, C., Peres, A. e Fernandes, A. P. (1965) - *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000, Notícia Explicativa da Folha 28-B, Nisa*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 29p.
- Ribeiro, O., Teixeira, C. e Ferreira, C.R. (1967) - *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000, Notícia Explicativa da Folha 24-D, Castelo Branco*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 24p.
- Romano, M. (1982) - The Ordovician biostratigraphy of Portugal – A review with new data and reappraisal. *Geological Journal*, **17**, 89-110.
- Romariz, C. e Gaspar, A. (1968) - Notas sobre graptolóides portugueses. II – A fauna dos xistos de Ródão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **16** (3), 203-208.
- Sánchez-Palencia, F.J., Fernández-Posse, M. D., Manzano, J. F. e Orejas, A. (1999) *La zona arqueológica de Las Medulas*. Instituto de Estudios Bercianos, 147p.
- Teixeira, C. (1955) - Notas sobre a geologia de Portugal. Formações ante-mesozóicas. A – Sistema Silúrico, Lisboa, 101p.
- Teixeira, C. (1981) - *Geologia de Portugal. Vol. 1 – Precâmbrico, Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, 629p.
- Thadeu, D. (1951) - Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **9** (1-2), 144p.

Viegas, L.F. e Martins, L.P. (1992) - Notas sobre a prospecção de ouro em Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos da Direcção Geral de Geologia e Minas*, **34**, 95-106.

Young, T. P. (1985) - *The Stratigraphy of the Upper Ordovician of Central Portugal*. Ph. D., Department of Geology, University of Sheffield.

Young, T. P. (1988) - The lithostratigraphy of the Upper Ordovician of Central Portugal. *Journal of the Geological Society*, London, **145**, 377-392.