

# Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Zona Centro-Ibérica, Portugal): litostratigrafia, estrutura e modelo de evolução da tectónica Varisca

## Vila Velha de Ródão syncline (Central-Iberian Zone, Portugal): lithostratigraphy, structure and evolutionary model of the Variscan tectonic

D. Metodiev\*, J. Romão\*, R. Dias\*\* & A. Ribeiro\*\*\*

*Palavras-chave:* Litostratigrafia, Ordovícico, Silúrico, deformação Varisca, cavalgamentos e retrocavalgamentos, estrutura triangular, desligamentos tardi-Variscos.

*Resumo:* A revisão da cartografia geológica à escala 1:25 000 do sinclinal de Vila Velha de Ródão evidenciou a presença de uma sucessão, datada do Ordovícico Inferior ao Silúrico Inferior, similar à do sinforma D<sub>3</sub> de Amêndoa-Carvoeiro e novos elementos sobre a deformação Varisca. Observaram-se cavalgamentos precoces, posteriormente reactivados como cavalgamentos de geometria em *duplex* vergentes para NE (*forethrusts*), retrocavalgamentos (*backthrusts*) e retrodobras (*backfolds*), dobras com clivagem de plano axial e estruturas lineares; toda esta deformação mostra carácter progressivo, em regime predominantemente coaxial, resultou da actuação da fase principal D<sub>1</sub> da orogenia Varisca. A deformação progressiva é compatível com a compressão máxima NE-SW que pode originar descolamentos em profundidade do tipo *thin-skinned* e estruturas triangulares, a várias escalas. À escala regional, o sinclinal estudado está posicionado entre duas estruturas em flor e é afectado ainda por rampas laterais Variscas, posteriormente reactivadas em desligamentos direitos e esquerdos durante a actuação dos episódios tardi-Variscos e da orogenia Alpina.

*Key-words:* Lithostratigraphy, Ordovician, Silurian, Variscan deformation, forethrusts and backthrusts, triangular structure, late-Variscan strike-slip faults.

*Abstract:* The revision of the geological mapping (scale 1:25 000) of the Vila Velha de Ródão syncline revealed a succession whose data ranged from the early Ordovician to the lower Silurian, similarly to the D<sub>3</sub> Amêndoa-Carvoeiro sinform and new elements about the Variscan deformation. Early overthrusts, reactivated forethrusts with duplex geometry with NE facing, backthrusts and backfolds, folds with axial cleavage and linear structures were also observed; all of these deformation shows progressive character, in coaxial regime, resulted from the main phase D<sub>1</sub> of the Variscan orogeny. This deformation matches maximum NE-SW compression which can create thin-skinned *décollement* in depth and triangular structures of various scales. The syncline is located between two flower structures in regional scale and is affected by Variscan lateral ramps reactivated in dextral and sinistral strike-slip faults during the action of the late-Variscan episodes and of the Alpine orogeny.

## 1. Introdução

O sinclinal Varisco de Vila Velha de Ródão é uma estrutura complexa situada no bordo SW da Zona Centro-Ibérica (ZCI) e localizada entre duas outras estruturas principais pertencentes ao mesmo ciclo orogénico: a SW, o sinforma Amêndoa-Carvoeiro, atribuído à terceira fase de deformação Varisca (Romão, 2000) e a SE, o sinclinal da Serra de São Mamede. Corresponde a um relevo estreito e alongado, com aplanamento geral (altitude média de 280 a 340 m), que sobressai na paisagem, dando origem à crista quartzítica de Vila Velha de Ródão (Fig. 1) com orientação geral NW-SE.

Nos últimos anos, foram publicados vários estudos sobre a geomorfologia e a geologia da região de Vila Velha de Ródão para apoiar o seu ordenamento e sustentabilidade ambiental, bem como reconhecer e identificar o património geológico, na perspectiva da sua geoconservação (Cunha & Martins, 2000; Carvalho *et al.*, 2006).

Dos trabalhos mais antigos, destacam-se a publicação da Carta Geológica de Nisa (28-B) na escala 1:50 000 (Ribeiro *et al.*, 1965), bem como os estudos estratigráficos e paleontológicos de Delgado (1908), Ribeiro *et al.* (1967) e Teixeira (1981) e os de índole estrutural de Campos & Pereira (1991).

Este estudo refere-se, essencialmente, à sucessão do Paleozóico Inferior a Médio, situada acima da discordância angular, que separa as litologias das unidades xisto-grauváquicas do Grupo das Beiras (GB) da unidade quartzítica que constitui a Formação do Quartzito Armoricano (FQA).

O objectivo principal deste artigo é apresentar a sucessão litostratigráfica ordovícico-silúrica e a estrutura Varisca no sinclinal de Vila Velha do Ródão, atendendo aos novos dados que a revisão da cartografia geológica da área, na escala 1:25000, permitiu estabelecer. Também se correlaciona a sucessão litostratigráfica, estabelecida no sinclinal de Vila Velha de Ródão com a sucessão litostratigráfica do sinforma D<sub>3</sub> de Amêndoa-Carvoeiro. Pretende-se ainda efectuar a interpretação da tectónica regional através da caracterização dos episódios da deformação Varisca, bem como da cinemática que lhe está associada.

\* Departamento de Geologia, LNEG (ex-INETI), Apartado 7586, 2721-866 Alfragide, Amadora, Portugal. daniel.metodiev@ineti.pt, manuel.romao@ineti.pt

\*\* Departamento de Geociências, Universidade de Évora, Largo dos Colegiais, 2-Apartado 94, 7002-554 Évora, Portugal. rdias@uevora.pt

\*\*\* LATTEX e Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal. aribeiro@fc.ul.pt

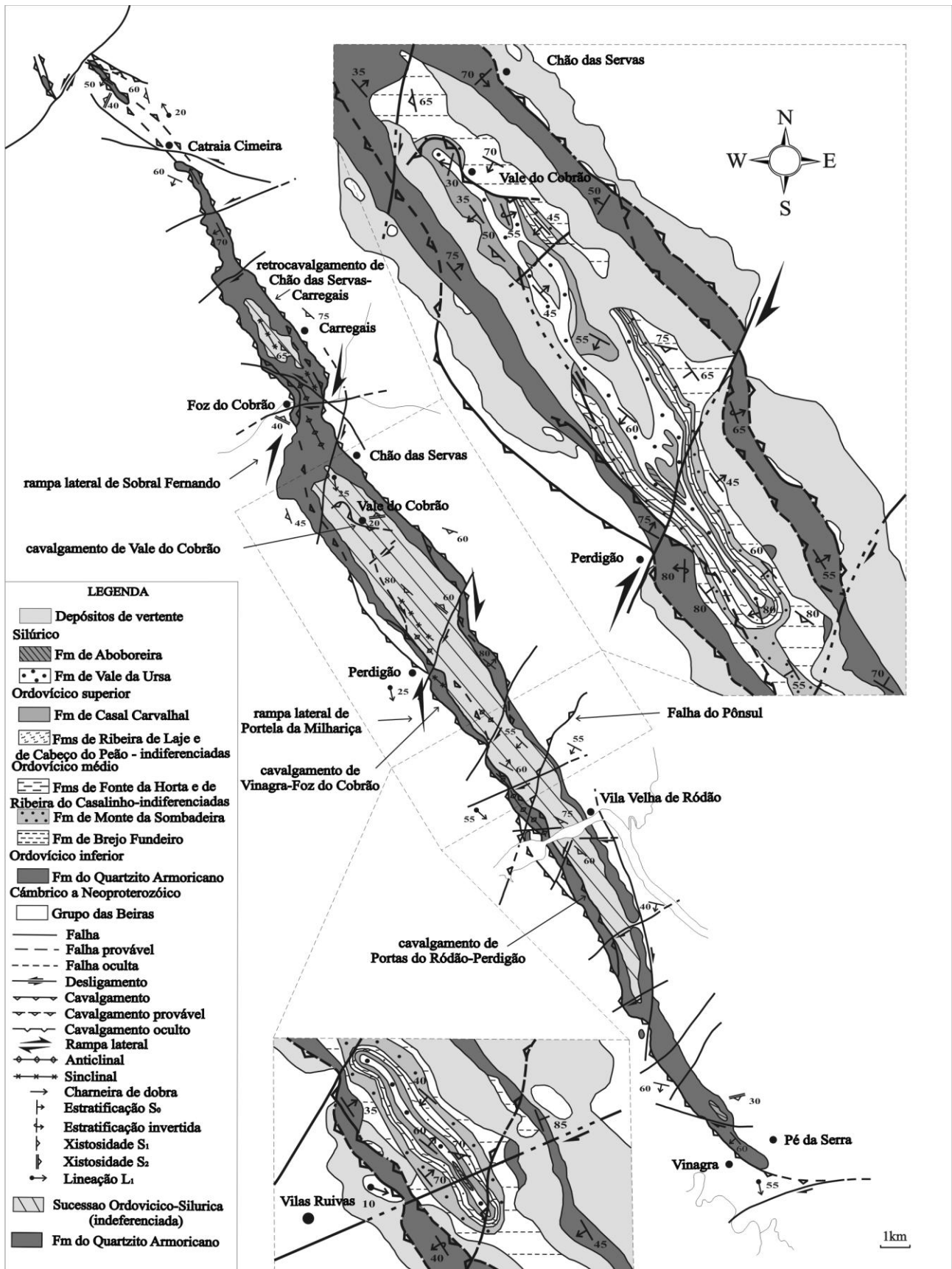


Fig. 1 - Carta geológica simplificada do sinclinal de Vila Velha de Ródão.

- Simplified geological map of the Vila Velha de Ródão syncline.

## 2. Litostratigrafia

Durante a revisão da cartografia geológica da crista quartzítica de Vila Velha de Ródão foi reconhecida uma sucessão ordovícico-silúrica, semelhante à que tinha sido anteriormente estabelecida no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (Romão 2000; 2001; 2006). Esta série litostratigráfica inicia-se no Arenigiano com uma superfície erosiva e termina junto ao limite entre o Llandovery e o Wenlock. Assenta em discordância, com um ângulo bastante alto (70°), sobre a sucessão de xistos e metagrauvaques ante-ordovícicos do Grupo das Beiras (GB), a qual ainda não foi diferenciada na área estudada. Contudo, foram reconhecidos, junto de São Simão, filitos e meta-siltitos negros intercalados de metagrauvaques cinzentos a negros de características similares às litologias da Formação de Barragem do Fratel (Romão, 2006).

A sucessão ordovícico-silúrica estudada começa por uma sequência quartzítica com cerca de 80 m de espessura, que corresponde à Formação do Quartzito Armoricano (FQA). Na base desta formação observam-se, localmente, bancadas canalizadas de conglomerados quartzosos, cujos clastos dispersos no seio de uma matriz quartzo-arenítica, apresentam granularidade média e fina e composição essencialmente quartzítica e, ocasionalmente de feldspato (Vilas Ruivas e Sobral Fernando). Aos estratos de conglomerados sobrepõe-se um conjunto de bancadas quartzíticas maciças, intercaladas de quartzitos gresosos de espessura entre 0,5 m e 1,5 m. Por cima destas bancadas ocorrem barras finas silto-areníticas e siltíticas de espessura centimétrica a decimétrica, muitas vezes laminadas e com marcas de bioturbação, algumas das quais com icnofósseis de *Skolithos* e *Cruziana*. Os *Skolithos* ocorrem, geralmente, na parte inferior e média da FQA e podem ser observados em bancadas que afloram, por exemplo, em Castelo dos Mouros e Monte do Galego. O icnogénero *Cruziana* foi encontrado em estratos, localizados na parte superior da FQA (a NE de Foz do Cobre).

A FQA sobrepõe-se cerca de 120 m de um conjunto de pelitos escuros laminados, enriquecidos em sílica e fortemente deformados, por vezes com *Didymograptus* e trilobites (Ribeiro *et al.*, 1965; Teixeira, 1981), que constitui a Formação do Brejo Fundeiro (FBF). A 25 m do topo desta unidade foi encontrado um horizonte de ferro oolítico, já referenciado e cartografado no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (Romão, 2000), muito alterado e com espessura centimétrica (secção Tapada dos Pintos, Vilas Ruivas). Em descontinuidade erosiva, sucede a Formação de Monte de Sombadeira (FMS), constituída por uma sequência regressiva de barras de quartzitos impuros e meta-arenitos de características tempestíticas, intercalados por silto-arenitos com uma componente micácea, relativamente alta ( $\pm 20$  m). Esta descontinuidade é evidenciada pela presença de um horizonte microconglomerático de matriz arenosa com espessura centimétrica (secção Tapada dos Pintos, Vilas Ruivas). Sobre a FMS observa-se um conjunto de bancadas pelíticas laminadas, com 10 a 15 m de espessura, que corresponde à Formação de Fonte da Horta (FFH). Sucede a Formação de Ribeira do Casalinho (FRC) constituída por  $\pm 10$  m de barras quartzíticas, maciças com espessura decimétrica, intercaladas no seu topo por estratos centimétricos de pelitos, por vezes piritosos. Estas duas últimas formações foram consideradas indiferenciadas no mapa (Fig. 1), dado que as suas espessuras não permitem uma representação cartográfica à escala 1:50 000.

No topo da Formação de Ribeira do Casalinho ocorre uma forte descontinuidade erosiva que separa a sequência transgressiva de 1ª ordem descrita, datada do Floian ao início do Sandbian (andares do Sistema Ordovícico Global, Bergström *et al.*, 2009), da sequência regressiva, datada do Sandbian Inferior ao Llandovery (Romão, 2001; 2006). Esta sucessão regressiva inicia-se pela Formação de Cabeço do Peão (FCP) caracterizada por 80-100 m de bancadas de arenitos maciços, fortemente bioturbados, intercalados de estratos de siltitos micáceos de espessura métrica. Sucede a Formação de Ribeira da Laje, FRL (25-30 m), constituída por bancadas de arenitos arcósicos micáceos, intercalados por arenitos e quartzitos impuros, ocasionalmente bioturbados e intercalados por bancadas finas de pelitos. Sobre a FRL assenta a Formação de Casal Carvalhal (FCC) cuja espessura varia entre 55 e 65 m. É constituída na generalidade por bancadas maciças ou ligeiramente gradadas de silto-pelitos com fragmentos disseminados de arenito, ferro oolítico e quartzo, de dimensões, normalmente milimétricas a centimétricas (diamictitos). Estes últimos apresentam, de um modo constante disjunção esferoidal, originando estruturas arredondadas com dimensões que podem atingir vários metros de comprimento. Intercaladas nestas litologias ocorrem sequências quartzíticas do tipo *coarsening upwards*, de espessura entre 5 a 10 m, constituídas por bancadas de quartzitos maciços com topos de geometria plana, fortemente erosionados e bases erosivas onduladas, ao mesmo tempo que terminam de forma lenticular. Aos diamictitos sobrepõe-se uma sucessão regressiva de  $\pm 30$  m de bancadas de quartzitos cinzentos, por vezes piritosos, intercalados, em particular junto à base, por bancadas areno-siltíticas muito micáceas (30-70 cm de espessura) e de estratos pelíticos com cor negra (< 1 cm de espessura), muitas vezes amalgamados, que constitui a Formação de Vale da Ursa (FVU). Associados às bancadas de quartzitos cinzentos ocorrem, por vezes nódulos de pirite com agregados de dimensão milimétrica a centimétrica, estratificação cruzada e estruturas sin-sedimentares (dobras, *slumps*, estruturas de *ball and pillow* e estruturas de escape de água). Por cima da FVU ocorre uma sucessão de  $\pm 10$  m de pelitos negros grafitosos, designada como Formação da Aboboreira (FA) por Romão (2000), onde foram encontrados braquiópodes e graptólitos (*Monograptus* e *Cyrtograptus*). O conteúdo fossilífero encontrado nesta unidade indica que estamos na presença de uma sucessão fortemente condensada de carácter transgressivo (Romão, 2000; 2001).

Onde o sinclinal de Vila Velha do Ródão apresenta maior expressão cartográfica, efectuou-se uma comparação entre duas secções (Fig. 2), localizadas, respectivamente nos flancos SW (Tapada dos Pintos) e NE (Cabeço da Achada). Da

análise comparativa, sobressai uma variação de espessura pouco significativa entre as várias unidades reconhecidas. Contudo, em relação à variação lateral de litofácies destaca-se a sucessão transgressiva FRC, constituída por litofácies quartzíticas de características litorais no flanco SW a passar a pelíticas mais distais, no topo da unidade.

Outra variação lateral de litofácies significativa manifesta-se pela passagem de dois conjuntos de bancadas quartzíticas, organizadas numa sequência negativa, intercaladas em diamictitos a apenas um conjunto quartzítico nas litologias da FCC. Ambas as situações parecem pronunciar uma maior distalidade na bacia para NE.

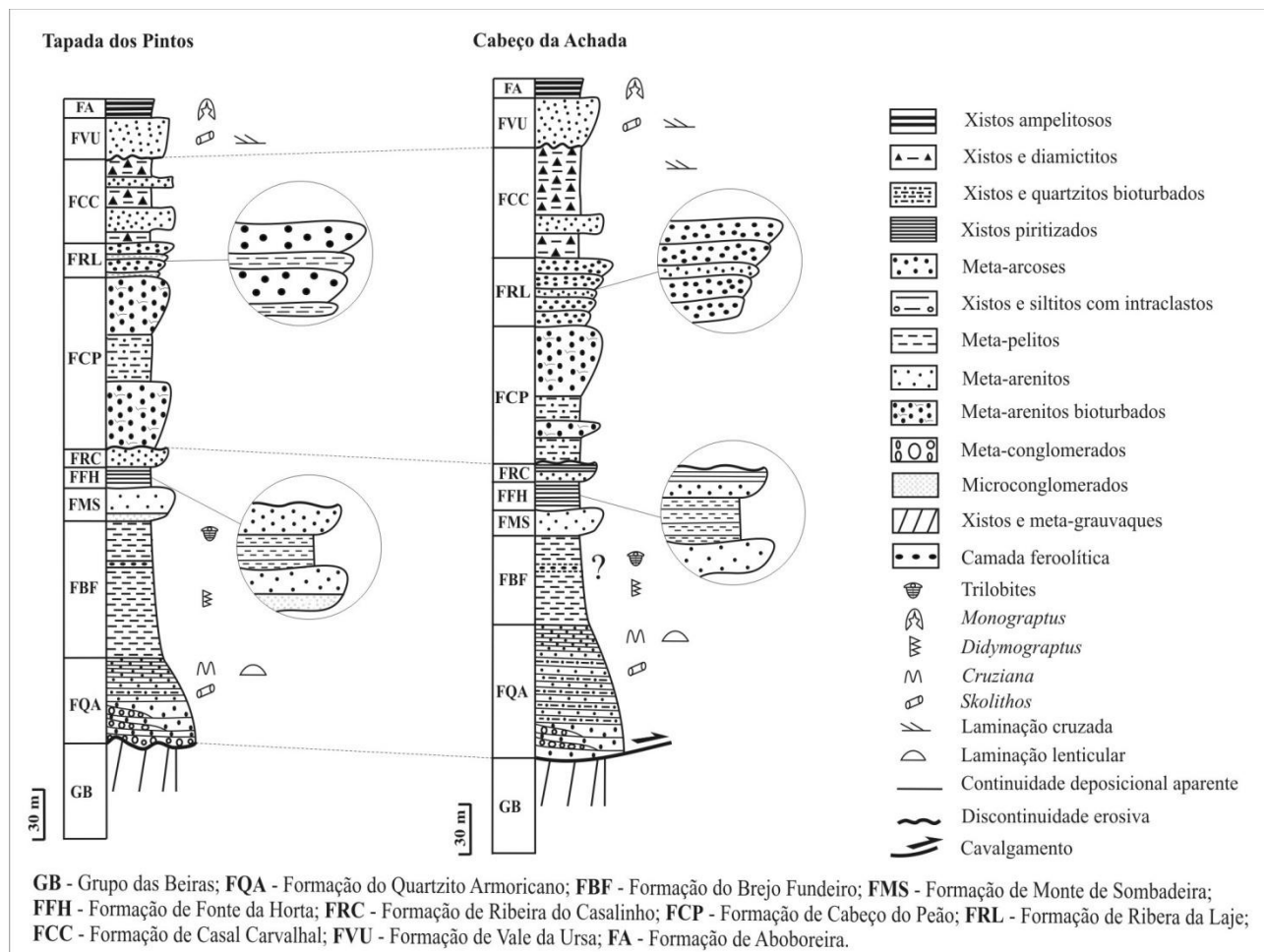


Fig. 2 - Variação litológica e de espessura das unidades de duas secções da sucessão ordovícico-silúrica do sector central do sinclinal de Vila Velha de Ródão (Vilas Ruivas).

- Lithological and thickness variation in two sections in the ordovician-silurian succession from the central sector of the Vila Velha de Ródão syncline (Vilas Ruivas).

### 3. Estrutura

A designação clássica de sinclinal de Vila Velha de Ródão, abrange uma estrutura bastante complexa (Fig. 1) que resulta da interferência de dobras e cavalgamentos atribuíveis à primeira e principal fase da deformação Varisca ( $D_1$ ), os quais foram posteriormente reactivados, quer durante o período tardi-Varisco, quer aquando dos episódios de inversão Alpina.

#### 3.1. Deformação Varisca

Do ponto de vista meso-macroscópico, os trabalhos realizados até ao momento na região de Vila Velha de Ródão, mostraram relações de corte entre dobras e cavalgamentos Variscos que, mais do que evidenciar fases de deformação distintas, parecem apontar para uma situação de deformação progressiva em regime predominantemente coaxial. Esta deformação contrasta fortemente com a que predomina em vastos sectores do autóctone da ZCI, caracterizada por um regime transpressivo esquerdo (Ribeiro *et al.*, 1990a; Dias, 1998; Dias *et al.*, 2006). Com efeito, quer nos sectores mais setentrionais (Torre de Moncorvo - Dias *et al.*, 2003; Marão - Coke *et al.*, 2003; Viana do Castelo - Pamplona *et al.*, 2006), quer junto ao contacto com a Zona de Ossa-Morena (Amêndoa-Carvoeiro - Romão, 2000; Portalegre - Pereira,

1999) tem sido evidenciado um importante regime não coaxial devido à existência de uma forte componente regional de cisalhamento esquerdo. Neste sentido, torna-se então possível abordar as principais estruturas que existem na região estudada segundo uma perspectiva geométrica e cinemática.

### 3.1.1. Dobras $D_1$

Tal como já foi referido anteriormente, a estrutura mais visível do ponto de vista cartográfico na região é o denominado sinclinal de Vila Velha de Ródão com uma orientação geral NNW-SSE. Esta estrutura, devido às sequências ordovícico-silúricas, é possível de seguir durante cerca de 55 km de extensão, apresentando uma largura variável entre algumas dezenas de metros e os 3 km (Fig. 1). No entanto, quando se observa esta estrutura com mais detalhe verifica-se que ela mostra uma variação longitudinal bastante acentuada (Fig. 4), sendo de destacar alguns aspectos particulares:

- no que diz respeito às terminações longitudinais da macroestrutura, nota-se que em ambos os casos correspondem a um monoclinial inclinado para SW (da Catraia Cimeira, a NNW, e da Serra de São Miguel, a SSE – *corte A/B* da Fig. 4). Esta situação deve-se à movimentação para NE do cavalgamento de Vinagra - Foz do Cibrão que foi responsável pela laminação do flanco SW do sinclinal de Vila Velha de Ródão.

- o flanco SW apresenta-se geralmente bastante deformado devido à existência de um conjunto de cavalgamentos imbricados que serão descritos em pormenor mais à frente. Neste momento, o que é importante realçar, é que devido a esta maior deformação, nalguns locais a estrutura geral pode ser considerada um sinclinório.

- uma transversal feita ao nível de Foz do Cibrão (*corte I/J* da Fig. 4) evidencia aquilo que foi designado por anticlinal de Sobral Fernando, o qual dificilmente pode ser considerado um equivalente lateral da estrutura em sinclinal geral. Qualquer modelo que venha a ser proposto para a evolução geodinâmica regional terá que ter em consideração esta situação.

A nível mesoscópico as dobras  $D_1$  apresentam geometrias e estilos distintos e são caracterizadas por amplitudes métricas a decamétricas e, mais raramente, centimétricas. Os planos axiais destas dobras, de orientação geral NW-SE a NNW-SSE, inclinam em média cerca de  $65^\circ$ - $70^\circ$  para SW, mostrando uma vergência para NE, mas foram também observadas retrodobras vergentes para SW (Foz do Cibrão). Associada a estas dobras desenvolve-se geralmente uma clivagem ( $S_1$ ) de plano axial (Fig. 3A), normalmente penetrativa, excepto nas bancadas quartzíticas e quartzo-areníticas da sucessão ordovícico-silúrica onde normalmente é espaçada e incipiente ou se encontra mesmo ausente. É de salientar que, embora do ponto de vista geométrico  $S_1$  apresente uma clara dominância da direcção coincidente com a orientação geral das dobras, existe alguma dispersão indicando atitudes próximas de E-W mergulhando para N (Fig. 3A), o que parece dever-se à rotação junto a zonas de cisalhamento posteriores.

No que diz respeito aos eixos das dobras  $D_1$ , eles apresentam uma ligeira ondulação (com valores de inclinação geralmente inferiores a  $20^\circ$ - $25^\circ$ , quer para SE, quer para NW) que é bem visível no padrão geral cartográfico (Fig. 1). Contudo, tanto na estrutura anticlinal de Sobral Fernando, como na transversal passando por Perdigão foram reconhecidos eixos de dobras com pendores elevados ( $70^\circ$ - $75^\circ$ ) que correspondem a situações mais tardias em relação às dobras com eixos pouco inclinados (embora sejam ainda consideradas  $D_1$ , como veremos adiante).

Quanto à lineação de intersecção  $L_1$  ( $S_0/S_1$ ) é a estrutura linear mais observada, mostrando um predomínio das orientações  $N35^\circ$ - $40^\circ$ W (fig. 3B), situação espectável tendo em consideração que estamos na presença de uma clivagem de plano axial; no que respeita ao mergulho de  $L_1$ , encontram-se variações, desde pouco inclinadas a muito inclinadas, o que é compatível com o que foi referido anteriormente a propósito dos eixos das dobras. No entanto, quando se compara o comportamento de  $S_1$  e de  $L_1$  para a região estudada (respectivamente Figs. 3A e 3B) torna-se evidente que as lineações de intersecção apresentam uma dispersão superior à que seria de esperar, atendendo às variações da clivagem.

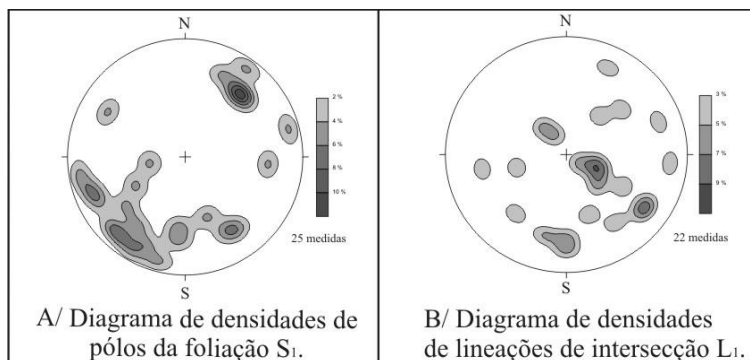


Fig. 3 - Projecção estereográfica da clivagem  $S_1$  (A) e da lineação de intersecção  $L_1$  (B) na região de Vila Velha de Ródão (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

- Stereographic projection of the  $S_1$  cleavage (A) and of the  $L_1$  intersection lineation (B) in the Vila Velha de Ródão region (contoured equal area lower hemisphere).

Esta aparente anomalia é perfeitamente compreensível, tendo em consideração que os diagramas agora apresentados se referem não só a medições efectuadas nas sequências ordovícico-silúricas, mas também nos meta-sedimentos subjacentes; considerando que o GB foi profundamente afectado pela fase Sarda *s. l.* (e.g. Romão *et al.*, 2005), as medições de  $L_1$  aqui efectuadas contribuem necessariamente para o aumento da dispersão.

Finalmente, no que diz respeito à lineação de estiramento ( $X_1$ ) ela não foi detectada nas litologias ordovícico-silúricas, mas apenas nos litótipos xisto-grauváquicos do GB, onde apresenta sempre atitudes próximas da subverticalidade, o que evidencia um regime de deformação com estiramento sub-paralelo ao eixo cinemático **a**, situação que já havia sido descrita para estes sectores do autóctone da ZCI (Ribeiro *et al.*, 1990b; Dias, 1998; Romão, 2000). Este regime cinemático de escape vertical contrasta, assim, com o domínio transpressivo e esquerdo a NE (Viana do Castelo - Marão - Moncorvo) e com o da zona de cisalhamento, transpressiva e esquerda, de Tomar - Badajoz - Córdoba, onde o estiramento é sub-paralelo ao eixo cinemático **b**. Os cisalhamentos dúcteis associados à  $D_1$ - $D_3$  Varisca são fundamentalmente em desligamentos conjugados com intersecção sub-vertical nestes sectores, enquanto no domínio da ZCI onde se inclui a região estudada, os cisalhamentos dúcteis ocorrem fundamentalmente cavalgantes e retrocavalgantes com intersecção sub-horizontal.

### 3.1.2. Cavalgamentos $D_1$

Embora numa primeira observação a estrutura sinclinal de Vila Velha de Ródão apareça como o elemento mais marcante da região, o que sem dúvida se deve à extrema resistência da FQA que condiciona a topografia, uma análise mais detalhada mostra que os cavalgamentos desempenharam também um papel fundamental na estruturação regional. Esta última disposição estrutural corresponde ao prolongamento para NW da zona triangular de Foz do Cobreão, limitada a SW por cavalgamento e a NE por retrocavalgamento (Fig. 5D). O seu flanco SW está imbricado pelo cavalgamento de Vinagra - Foz do Cobreão, caracterizado por geometria em *duplex* (Ramsay & Huber, 1987) e é responsável pelo deslocamento das litologias xisto-grauváquicas (GB) sobre os quartzitos da FQA. No seu lado oposto (NE), a estrutura triangular de Foz do Cobreão está apertada pelo retrocavalgamento de Chão das Servas-Carregais que transporta os meta-sedimentos do GB sobre a sucessão ordovícico-silúrica. Os termos mencionados de cavalgamento (*forethrust*) e retrocavalgamento (*backthrust*) são aqui abordados no sentido da vergência dominante das estruturas (Fig. 6), nomeadamente falhas e dobras (Butler, 1982).

Ainda associados com a fase  $D_{1a}$  foram observados cavalgamentos precoces (Fig. 5B), à escala mesoscópica e macroscópica (Portas de Ródão - Perdígão), com vergência dominante para NE, que vão induzir dobras em condições de tensão progressiva. Esta deformação, muitas vezes sub-paralela às superfícies das camadas e de características peliculares, culmina com o aparecimento do estilo tectónico *thin-skinned*.

A deformação Varisca  $D_{1b}$ , na possível continuidade com a  $D_{1a}$ , vai retomar primeiro os cavalgamentos precoces do episódio de deformação  $D_{1a}$ , originando a seguir cavalgamentos de orientação NNW-SSE com grande extensão longitudinal e geometrias em *duplex* (Fig. 5/C). São associados a este episódio os cavalgamentos de Vinagra - Foz do Cobreão, Portas do Ródão - Perdígão e Vale do Cobreão (Fig. 1). O cavalgamento de Vinagra - Foz do Cobreão, vergente para NE, foi responsável pela sobreposição das litologias xisto-grauváquicas do GB sobre o conjunto quartzo-arenítico da FQA. O seu traçado é marcado por uma superfície ondulada, de orientação geral NNW-SSE e pendor vergente para NE ( $45^\circ$ - $80^\circ$ ), que se torna progressivamente mais empinado para SSE (Vinagra). As estrias, compostas por fibras de quartzo, foram observadas na superfície planar e indicam movimentação cavalgante com uma ligeira componente direita ( $N35^\circ W/65^\circ$ ).

O cavalgamento de Portas do Ródão - Perdígão (Fig. 4), de orientação  $N15^\circ$ - $20^\circ W$  e pendor de cerca de  $70^\circ$ , inclinado para SW (Perdígão), deve corresponder a uma imbricação do cavalgamento previamente descrito. Apresenta vergência para NE e movimento de cavalgamento puro, inferido a partir das estrias de quartzo e foi responsável pelo deslocamento das litologias quartzíticas da FQA sobre os filitos da FBF, que induz a inversão da polaridade das bancadas da sucessão compreendida entre a Formação do Brejo Fundeiro e a Formação de Cabeço do Peão.

Junto à aldeia de Vale do Cobreão, situada no núcleo da macroestrutura de Vila Velha de Ródão, foi identificado outro cavalgamento, designado com o nome da aldeia (Fig. 1). Este exhibe um traçado sub-paralelo, mas muito mais ondulado que os cavalgamentos descritos previamente, e apresenta orientação geral  $N25^\circ W$  com inclinação para SW com um ângulo relativamente alto ( $70^\circ$ ). Este cavalgamento foi responsável pela sobreposição da sucessão invertida do Ordovícico Médio a Superior reconhecida no flanco SW do sinclinal de Vila Velha de Ródão sobre as litologias metapelíticas, características da FBF, presentes no flanco oposto do mesmo sinclinal. A sua ondulação poderá resultar da actuação de cisalhamentos direitos, contemporâneos da movimentação do acidente ou de eventos com idade tardi-Varisca. Em continuidade e de forma progressiva, o evento  $D_{1c}$  gerou retrodobras com charneiras apertadas ( $N10^\circ W, 0^\circ$ - $20^\circ SE$ ) e retrocavalgamentos, ambas com vergências para SSW (Fig. 5D).

Entre os retrocavalgamentos, destaca-se o de Chão das Servas - Carregais, vergente para SW (Fig. 1; Fig. 4; Fig. 5D), que provoca sobreposição das litologias xisto-grauváquicas do GB sobre os quartzitos da FQA no bordo NE do sinclinal

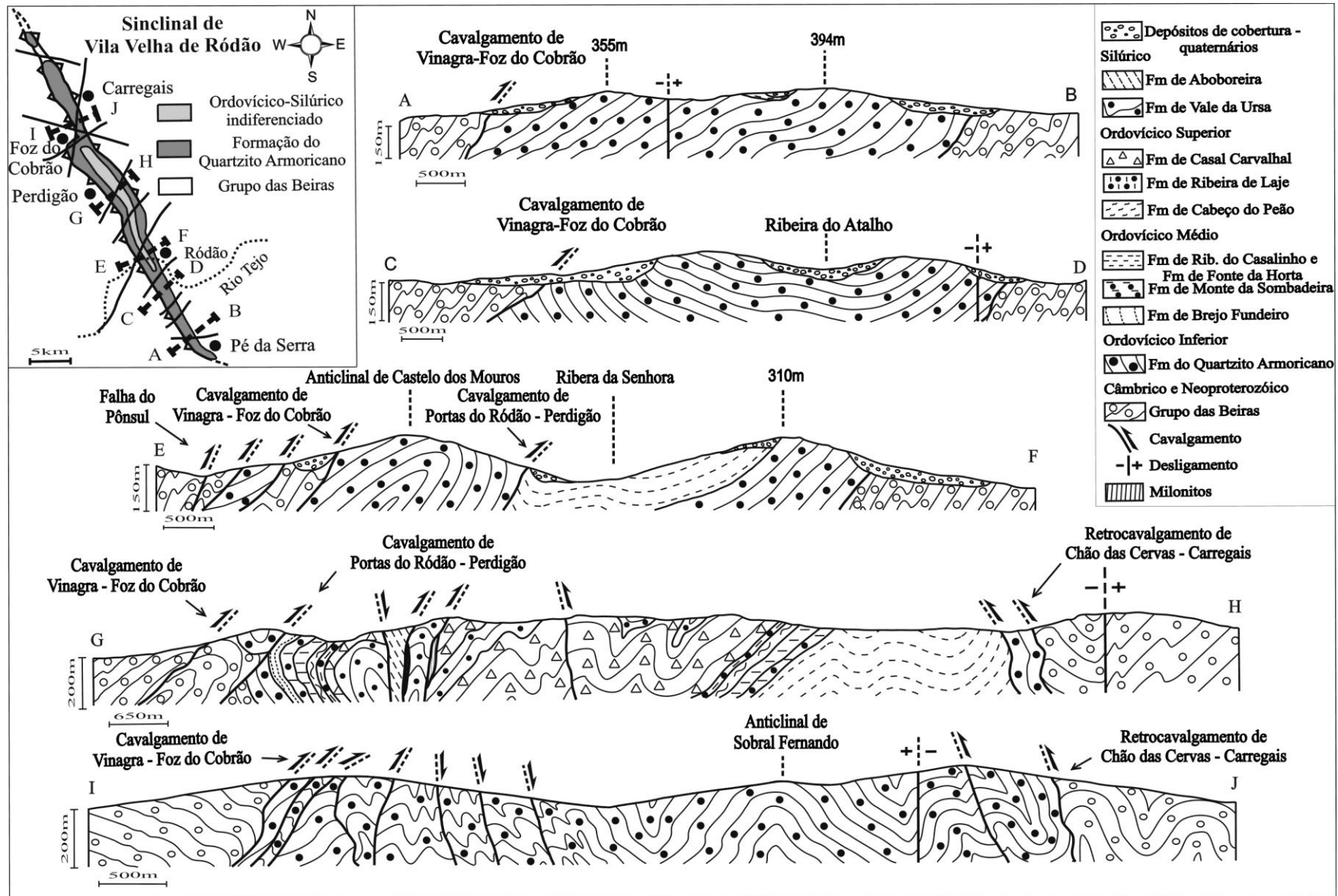


Fig. 4 - Enquadramento e cortes geológicos esquemáticos do sinclinal de Vila Velha de Ródão.

- Framework and schematic geological cross sections of the Vila Velha de Ródão syncline.

de Vila Velha do Ródão. No flanco oposto da estrutura desenvolveu-se o cavalgamento de Vinagra-Foz do Cobrão com vergência para NE que já foi previamente descrito. Estes dois cavalgamentos, caracterizados por possuírem vergências opostas, provocam um processo de descolamento em profundidade e constituem uma estrutura triangular (Foz do Cobrão) à escala macroscópica, no núcleo da qual foi originado o anticlinal de Sobral Fernando (Fig. 5/D), com plano axial sub-vertical a vergente para NE. Esta estrutura resultou de uma compressão progressiva com atitude próxima de NE-SW. O evento de deformação Varisca  $D_{1c}$  também origina, localmente, clivagem de fractura ou de crenulação  $S_2$  de direcção  $N10^{\circ}-30^{\circ}W$ , com pendores para SW.

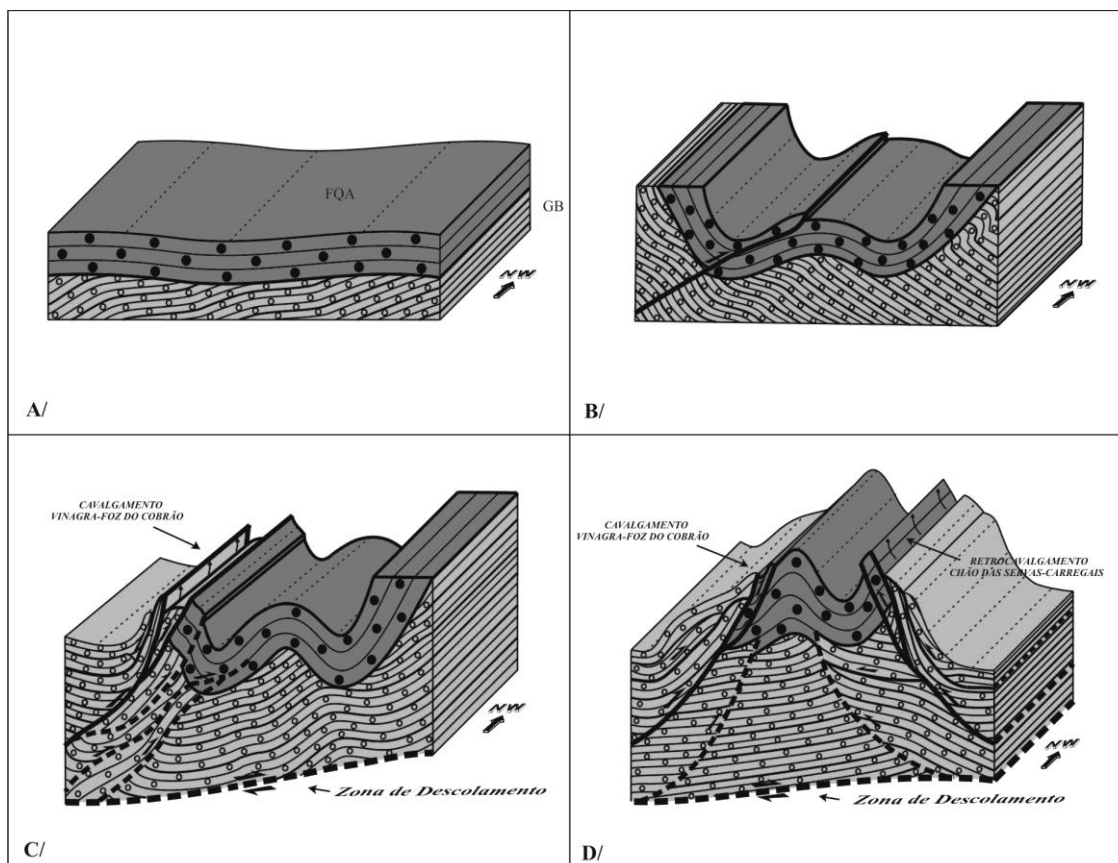


Fig. 5 - Modelo de evolução durante a principal fase de deformação Varisca ( $D_1$ ) para a região de Vila Velha de Ródão: A/ discordância angular entre o Grupo das Beiras e a Formação do Quartzito Armoricano, antes da  $D_1$ ; B/ começo do encurtamento Varisco, induzindo o dobramento das seqüências sedimentares e o aparecimento de cavalgamentos precoces no flanco SW; C/ continuação do encurtamento, originando dobramentos mais apertados e imbricação dos cavalgamentos no flanco SW; D/ o encurtamento continua, começando-se a desenvolver retrocavalgamentos no flanco NE.

- Evolutionary model of Vila Velha de Ródão region during the main Variscan deformation phase ( $D_1$ ): A/ angular unconformity between the Beiras Group and the Armorican Quartzite Formation, before the  $D_1$ ; B/ beginning of the Variscan shortening, inducing the folding of the sedimentary sequences and the early thrusts appearance on the SW limb; C/ continuation of the shortening originating the tightening of the folds and a thrusts imbrication on the SW limb; D/ progression of the shortening led to the beginning of backthrusts on the NE limb.

### 3.1.3. Deformação tardi-Varisca

O sinclinal de Vila Velha de Ródão é ainda afectado, transversalmente, por fracturas frágeis, algumas das quais foram rampas laterais dúcteis, sub-paralelas e com sentido de movimento contrário, durante o ciclo maior Varisco, transformadas em desligamentos direitos e esquerdos (com orientação NE-SW a NNE-SSW) durante a orogenia tardi-Varisca.

Foi também reconhecida outra família de desligamentos, os quais actuam à escala de toda a cadeia Varisca, com atitude E-W e movimentação direita. Os desligamentos NE-SW a NNE-SSW correspondem a estruturas em dominó, que estão relacionadas com os desligamentos E-W. Esta deformação frágil tardi-Varisca do Pérmico Inferior, é observada à escala regional e resultou de um campo de tensões com direcção de encurtamento máximo E-W, acompanhada localmente por menor encurtamento N-S, gerando-se então constrição (Ribeiro *et al.*, 2007).

### 3.1.4 Deformação Alpina

Na sua maioria os desligamentos de idade Alpina apresentam orientação NE-SW a NNE-SSW, esquerdos, com rejeito de algumas dezenas de metros. Algumas das falhas apresentam reactivação completa durante a actividade orogénica Alpina, como no caso da falha do Pônsul (Ribeiro, 1943; Dias & Cabral, 1989), que mostra reactivação cavalgante a partir do Miocénico Superior, provocando sobreposição do substrato Varisco aos depósitos continentais do Terciário.

#### 4. Discussão e conclusões

No sinclinal de Vila Velha de Ródão foi reconhecida e cartografada à escala 1:25 000 uma sucessão de idade ordovícico-silúrica, muito similar à sequência estabelecida anteriormente por Romão (2000; 2001; 2006) no sinforma Amêndoa-Carvoeiro. A diferença mais significativa entre as duas sucessões é a ausência, na macroestrutura de Vila Velha de Ródão, de uma sequência transgressiva com  $250\pm 20$  m de espessura, que constitui o alogrupo de Vale do Grou. Esta sequência aflora apenas no bordo SW do sinforma Amêndoa-Carvoeiro entre duas discordâncias: a inferior, de alto ângulo, entre as litologias xisto-grauváquicas do GB e as conglomerático-arcósicas do alogrupo de Vale do Grou e a superior, de baixo ângulo, entre os meta-sedimentos deste alogrupo e os quartzitos da FQA. Quanto à situação no sinclinal de Vila Velha de Ródão, verifica-se que aqui as litologias da FQA assentam em discordância de alto ângulo sobre a série xisto-grauváquica do GB. No entanto, esta discordância é observada apenas localmente (por exemplo na região de Vila Velha de Ródão), dado que os contactos entre o GB e a FQA estão na maioria das vezes tectonizados; nestes locais, parece existir uma importante superfície erosiva, acompanhada de uma alteração avermelhada nos níveis pelítico-siltíticos e grauváquicos.

Outra diferença significativa entre as duas sucessões é expressa pela variabilidade da espessura das várias unidades litostratigráficas. Na macroestrutura de Vila Velha de Ródão foi reconhecida uma sequência com cerca de 350 m, que se inicia com os quartzitos da FQA do Ordovícico Inferior e termina com xistos negros grafitosos da FA do Silúrico Inferior, enquanto no sinforma Amêndoa-Carvoeiro a sucessão tem cerca de 1250 m de espessura, desde a FQA até aos quartzitos da Formação de Bando dos Santos do Devónico Inferior. É importante realçar que, no que diz respeito à comparação da espessura entre as unidades litostratigráficas de ambas as sucessões, no sinclinal de Vila Velha de Ródão todas apresentam menor espessura, com particular relevância para a FRC. Esta variação de espessura à escala de toda a sucessão sugere que deverá haver um importante condicionamento paleogeográfico na macroestrutura de Vila Velha do Ródão que condicionou toda a deposição sedimentar na região, e que eventualmente se terá acentuado durante a deposição da FRL.

Também no que diz respeito ao conteúdo fóssilífero existem diferenças entre ambas as regiões. Com efeito, nas unidades do sinforma Amêndoa-Carvoeiro os vestígios fóssilíferos ocorrem com relativa abundância, com excepção das formações depositadas durante o episódio glaciogénico do Hirnantian. Por seu lado, no sinclinal de Vila Velha do Ródão apenas foram encontrados icnofósseis nos quartzitos da FQA, fósseis nos meta-pelitos da FBF (*didymograptus* e trilobites) e nos pelitos grafitosos da FA (*graptólitos*, *monograptus* e *cyrtograptus*). A acentuada diminuição do conteúdo fóssilífero nas litologias desta última unidade pode ser explicada pelo facto de esta ter estado num nível estrutural mais profundo, onde os processos associados com a deformação e silicificação são mais intensos e compatíveis com fracas condições para a preservação de fósseis.

A sucessão sedimentar ordovícico-silúrica da macroestrutura de Vila Velha do Ródão foi depositada durante um ciclo sedimentar maior com a duração de cerca de 50 Ma. A fase transgressiva foi iniciada com a deposição de quartzitos da FQA, do Floian, em ambiente de plataforma litoral marinha. Termina no fim do Darriwilian com a deposição de pelitos negros do topo da FRC em ambiente de plataforma externa pouco profunda. A partir do Sandbian iniciou-se uma fase regressiva, caracterizada na generalidade pela deposição de formações em ambientes litorais, onde se destaca a presença de sedimentação diamictítica (FCC), originada a partir de águas sub-glaciais próximas do continente durante o Hirnantian (Romão & Oliveira, 1997; Romão, 2000; 2006). Entre as fases transgressiva e regressiva do ciclo sedimentar maior ocorreu uma ruptura sedimentar que é demonstrada por uma importante descontinuidade erosiva entre as unidades FRC e FCP. No sinforma Amêndoa-Carvoeiro, esta ruptura é também evidenciada por forte erosão do topo da FRC e discordância cartográfica de baixo ângulo na base da FCP, sendo selada pelas “Camadas de Favaçal” (Romão, 2001).

Quando se pretende integrar as novas observações estruturais da região de Vila Velha de Ródão num modelo coerente de evolução geodinâmica, este tem que ser necessariamente integrado na estrutura regional. Neste sentido, é importante salientar que o sector do autóctone da ZCI, onde se integra a região estudada, está localizado entre duas estruturas em flor (*flower structures*) com orientação WNW-ESE a NW-SE nas quais predomina um regime transpressivo esquerdo (Dias, 1998):

- a estrutura setentrional coincide aproximadamente com o alinhamento Porto - Viseu - Guarda e mostra uma assimetria acentuada com um ramo NE muito desenvolvido e vergente para NE. O seu ramo SW está vergente para SW e apresenta pouca extensão lateral.

- a estrutura meridional está centrada na Zona de cisalhamento de Tomar - Badajoz - Córdoba e também evidencia uma assimetria acentuada, mas agora é o ramo NE, que se apresenta menos desenvolvido. Este ramo, com uma componente cavalgante para NE, está bem representado na zona de contacto entre as ZCI e ZOM.

Deste modo a região em causa, na qual é possível evidenciar um regime predominantemente de cisalhamento puro com estiramento sub-paralelo ao eixo cinemático *a* (Ribeiro *et al.*, 1990) encontra-se limitada, tanto a NE como a SW, por zonas cavalgantes, vergentes para o interior do sector estudado (Dias, 1998). Este confronto de vergências que é visível a uma escala menor, isto é ao nível de todo o sector meridional do autóctone da ZCI, encontra de algum modo um paralelo à escala da macroestrutura de Vila Velha de Ródão com os cavalgamentos e os retrocavalgamentos, vergentes, respectivamente para NE e para SW (Fig. 4). Esta situação permite propor um modelo de evolução possível

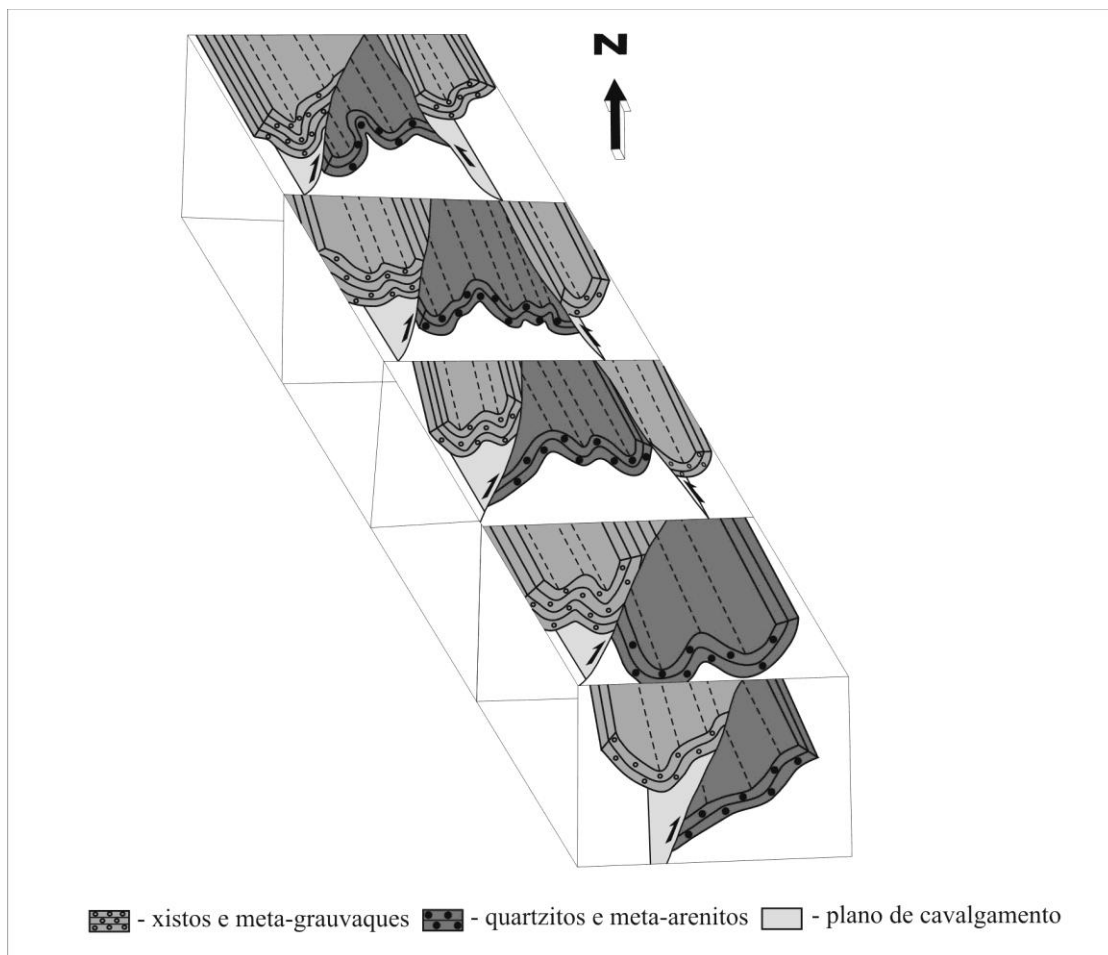


Fig. 6 - Bloco-diagrama com a deformação do sinclinal de Vila Velha de Ródão.

- Block-diagram with the deformation of the Vila Velha de Ródão syncline.

para a região (Fig. 5) o qual resulta, essencialmente, de um processo de deformação progressiva durante a principal fase de deformação Varisca ( $D_1$ ). Esta deformação actuou sobre uma sequência, caracterizada por uma discordância angular, na qual uma sequência ordovícico-silúrica sub-horizontal se sobrepõe ao Grupo das Beiras, previamente deformado pela fase Sarda *s. l.* (Fig. 5A). O encurtamento, daqui resultante levou (Fig. 5B) ao começo do dobramento e à génese de cavalgamentos vergentes para NE, induzidos pelo ramo NE da estrutura em flor meridional. O continuar da deformação levou ao acentuar do dobramento e ao desenvolvimento de uma sequência de cavalgamentos imbricados no flanco SW da macroestrutura em sinclinal, que acabou por levar à sobreposição anómala do GB sobre os sedimentos ordovício-silúricos (Fig. 5C). No desenvolvimento desta imbricação provavelmente os contrastes reológicos entre os leitos das sucessões quartzo-pelíticas terão desempenhado um papel fundamental na génese de novas superfícies de descolamento (Brandes *et al.*, 2009). Finalmente, num estágio mais avançado da deformação  $D_1$ , terão começado a desenvolver-se os retrocavalgamentos no flanco NE, provavelmente devido à influência do ramo SW da estrutura em flor setentrional (Fig. 5D). A partir de uma certa altura, os cavalgamentos e os retrocavalgamentos começam a interferir entre si criando situações de zonas convergentes, caracterizadas por geometrias triangulares (Mandal *et al.*, 1997).

No entanto, com os dados actualmente existentes é possível pensar em modelos evolutivos, alternativos para a região. Com efeito, se a situação de confrontação de vergências foi anteriormente referida como tendo resultado de constrangimentos laterais, não é impossível pensar que ela também possa ser devida à reactivação de falhas existentes no soco subjacente. Estas falhas, que terão funcionado com uma cinemática normal durante o processo de estiramento que deu origem às bacias onde se depositou o GB, terão sido invertidas durante a colisão Varisca. O sentido de

inclinação destas falhas condicionou necessariamente a vergência das estruturas que se desenvolveram nas proximidades, o que levou ocasionalmente a situações de confrontação como a que existe na região de Vila Velha de Ródão. É necessário efectuar mais trabalho na região para tentar aperfeiçoar os modelos existentes, em especial a cartografia detalhada das fácies do GB, que permitirá localizar as possíveis falhas no soco xisto-grauváquico.

## Agradecimentos

Esta publicação foi parcialmente apoiada pelo Projecto IBERSUT (POCI/CTE-GIN/56445/2004), financiado pela FCT. Os autores agradecem aos Professores Doutores Artur Abreu Sá e José Feliciano Rodrigues a revisão, comentários e sugestões que beneficiaram a versão final deste artigo.

## BIBLIOGRAFIA

- Bergström, S. M., Xu, C., Gutiérrez-Marco, J. & Dronov, A. (2009). The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to  $\delta^{13}\text{C}$  chemostratigraphy. *Lethaia*, **42** (1), pp. 97-107.
- Butler, R. W. H. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, **4** (3), pp. 239-245.
- Brandes, C., Tanner, D. C. & Leiss, B. (2009). Structure and kinematics of an outcrop-scale triangle zone. *Geophysical research abstracts*, EGU General Assembly 2009, Vol.11, 1305 p.
- Campos, A., Pereira, G. (1991). Aspectos da estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovício e do Ordovício da Serra de São Miguel-Nisa (Alto Alentejo). *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol.*, **112** (a), pp. 81-97.
- Carvalho, N., Cunha, P., Martins, A.A., Tavares, A. (2006). Caracterização geológica e geomorfológica de Vila Velha de Ródão (Contribuição para o ordenamento e sustentabilidade municipal). *AÇAFA*, **7**, pp. 25-36.
- Coke, C., Dias, R. & Ribeiro, A. (2003) Rheologically induced structure anomalies in transpressive regimes. *Journal Structural Geology*, **25** (3), pp. 409-420.
- Cunha, P. P. & Martins, A. A. (2000). Património geológico e geomorfológico da área de Vila Velha de Ródão. *Estudos do Quaternário*, **3**, pp. 91-104.
- Delgado, J. F. N. (1908). Système silurique du Portugal. *Mém. Com. Serv. Geol. Portugal*, 245 p.
- Dias, R. & Cabral, J. (1989). Neogene and Quaternary Reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **75**, pp. 3-28.
- Dias, R. (1998). Estrutura varisca do autóctone do terreno Ibérico, uma herança Precâmbrica?, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **85**, pp. 29-38.
- Dias, R. (2006). O Varisco do sector norte de Portugal. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, Évora, pp. 31-34.
- Dias, R., Romão, J. & Ribeiro, A. (1993). Strain analysis in the Rosmaninhal formation SW of Castelo Branco (Centro-Iberian Zone). XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Terra abstracts, suplemento n.º 6 da *Terra Nova*, Évora, **5**, 11 p.
- Dias, R., Mateus, A., Ribeiro, A. (2003). Strain partitioning in transpressive shear zones in the southern branch of the Variscan Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta*, **16**, pp 119-129.
- Mandal, N., Chattopadhyay, A. & Bose, S. (1997). Imbricate thrust spacing: experimental and theoretical analyses. *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-scales*, Chapman & Hall, London, pp. 143-165.
- Pamplona, J., Gutiérrez-Alonso, G., Ribeiro, A. (2006). Superposition of shear zones during orogenic development: an example from the NW Variscan Belt (Viana do Castelo, NW Portugal). *Journal Structural Geology*, **28**, pp. 1327-1337.
- Pereira, M. (1999). Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais d Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano. Dissertação de Doutoramento em Geologia, Univ. Évora, 115 p.
- Ramsay, J., Huber, M. (1987). The techniques of modern structural geology. *Folds and fractures*. London, 522 p.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D. (1990a). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 399-410.
- Ribeiro, A., Pereira, E. & Dias, R. (1990b). Structure of Centro-Iberian allochthon in northern Portugal. In: Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 220-236.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of SW Europe Variscides. *Tectonics*, **26**, pp. 1-24.
- Ribeiro, O. (1943). Evolução da falha de Ponsul. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **24**, pp. 109-123.
- Ribeiro, O., Teixeira, C., Carvalho, H., Peres, A., Fernandes, H. P. (1965). Carta Geológica de Portugal, escala 1:50 000. *Notícia explicativa da folha 28-B (Nisa)*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 29 p.
- Ribeiro, O., Teixeira, C., Ferreira, C., R. (1967). *Notícia Explicativa da Folha 24-D, Castelo Branco*. Lisboa. Serv. Geol. Portugal, 24 p.
- Romão, J. (2000). Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica, e as suas relações com a Zona Ossa Morena. *Dissertação de Doutoramento em Geologia*, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 322 p.
- Romão, J. (2001). O Paleozóico no bordo SW da Zona Centro Ibérica. *Geonovas*, **15**, pp. 33-43.
- Romão, J. (2006). Notícia explicativa da folha 28-A Mação. *Carta Geol. de Portugal 1:50 000*, Inst. Geol. Min., Lisboa, pp. 10-48.
- Romão, J. & Oliveira, J. (1997). Geoquímica dos diamictitos glaciomarinhas da Formação de Casal Carvalho na estrutura sinclinal Amêndoa-Carvoeiro. XIV Reun. Geol. do Oeste Peninsular, pp. 209-214.
- Romão, J, Coke, C, Dias, R & Ribeiro, A (2005) Transient inversion during the opening stage of the Wilson Cycle "Sardic phase" in the Iberian Variscides - stratigraphic and tectonic record; *Geodinamica Acta*; Lavoisier, France; vol. **18-2**; pp. 115-129.
- Teixeira, C.(1981). Geologia de Portugal. *Fundação Calouste Gulbenkian*, Lisboa, **I**, pp. 333-33.

