

Estruturação do Complexo Xisto-Grauváquico num conjunto areno-quartzítico da região de Ázere-S. Paio (Tábua, Portugal central)

‘Complexo Xisto-Grauváquico’ structure in a sandy-quartzitic level from Ázere-S. Paio region (Tábua, central Portugal)

PONTE, M. J. B.¹ e GAMA PEREIRA, L. C.²

Abstract

Detailed mapping accomplished in Ázere-S. Paio region (Tábua, Central Portugal) allowed investigating some structural aspects of the neo-proterozoic metasediments (‘Complexo Xisto-Grauváquico’, C.X.G.). Competent quartzitic layers, which conserved deformation forms, allowed characterizing and establishing the tectonic hierarchy, before and after the main hercynian fold phases. This research allowed discriminating different types of folds in a C.X.G. upper unit, where sandstones and quartzitic layers are interbedded with grey mudstones. It was verified that a verticalized folding overlap earlier folds with horizontal axis. The harmonic folding that result from this interference is probably related with the proximity of Ordovician synclinal limbs, namely the competent and thick arenigian quartzitic rocks. Under these conditions, the refolding imposed verticalized axis folds on C.X.G. layers and a conspicuous parallelism with the Ordovician synclinal axial plane, near the contact. However, with the increase of the contact distance, the axial planes of the vertical folds tend to rotate for NW. This verticalized refolding, contemporaneous of Ordovician synclines, related with the first hercynian phase (FH₁), represents a semi-ductile structural answer to NE-SW regional tensions, on probable neo-proterozoic age architecture. In a gradual change to a transpressive regime, the area was cross-cut by approximately N-S (dextral) and E-W (sinistral) conjugate

shear zones of regional extent, associated with Riedel secondary faulting that may be related to the second hercynian phase (FH₂). Large flexural folds, frequently associated with N-S dextral faults, may also be related with this phase. Later, another shear zone, with left-lateral displacement, along N45°-55°W trend, may have been related with the third hercynian phase (FH₃). The Tábua-Oliveira do Hospital granitic pluton was emplaced in the hercynian tectonostructural framework.

Key words: Complexo Xisto-Grauváquico, hercynian fold phases, harmonic folding, Riedel secondary faulting, Portugal Central.

- (1) Centro de Geociências (GMSG) da Universidade de Coimbra e Escola Secundária de Tábua, Portugal.
- (2) Centro de Geociências (GMSG) e Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal

INTRODUÇÃO

A existência de uma variação litológica conspicua em terrenos do C.X.G., situados nos dois flancos do sinclinal ordovícico da Serra da Moita (a SW de Tábua, Portugal Central), permitiu identificar, em níveis quartzíticos, dobras de eixos verticalizados que afectam dobras mais antigas, de eixos horizontalizados. Este redobramento, bem expresso em camadas competentes de um conjunto areno-quartzítico, é contemporâneo das dobras do sinclinal ordovícico e materializa uma resposta estrutural semidúctil a tensões situadas nos quadrantes NE/SW (PONTE & GAMA PEREIRA, 1991a,b; PONTE, 2002).

Estas acções imprimem às rochas da formação ante-ordovícica um plissamento em harmónio, melhor representado nos materiais areno-quartzíticos do flanco SW do que nos materiais areno-pelíticos do flanco NE daquele sinclinal, onde também se identificam fechos de dobra, menos frequentes, mas de eixos mais verticalizados. Interpreta-se aquele redobramento como sendo uma resposta dúctil às tensões regionais geradas no decurso da 1ª fase hercínica ou varisca (FH_1). Actuando sobre um dobramento anterior, ante-hercínico, de eixo horizontalizado e de rumo NE-SW, originou dobras com superfícies axiais de rumo variável, dispersas nos quadrantes NW e NE. Onde a interferência originou um empacotamento mais cerrado, o plano axial predominante, quer das dobras de eixo verticalizado da FH_1 , quer das dobras herdadas do dobramento ante-hercínico, é $N30^\circ-60^\circ W$, direcção que é subparalela ao andamento geral dos diversos sectores da crista ordovícica.

Presume-se que a dissemelhança do estilo de dobramento dos materiais do C.X.G.,

patente sobretudo na variação do valor do mergulho dos eixos das dobras, depende da competência dos materiais afectados, da distância destes em relação às possantes bancadas arenigianas e do grau de influência da deformação ante-hercínica presente na área. Quando esta influência é menor, não se verifica um plissamento em harmónio e o padrão de interferência traduz sobretudo a actuação da FH_1 , aproximando-se o dobramento da orientação das estruturas do Ordovícico, com eixos suaves mergulhando para NW e SE, configurando domos e dobras em sela.

No final da 1ª fase hercínica, no apogeu da compressão regional (σ_1), de rumo NE/SW, desenvolvem-se falhamentos em estruturas e interfaces aproximadamente ortogonais a esta direcção, materializados em numerosas falhas inversas identificadas em charneiras de dobra, e ainda em extensas rupturas que truncam os bordos das cristas ordovícicas. Estas últimas explicam a assinalável variação litológica patente nos materiais do C.X.G. situados nos flancos opostos da crista ordovícica, interpretada como uma subida do flanco NE (arenopelítico) em relação ao flanco SW (arenoquartzítico).

A presença de corredores de cisalhamento de rumo norteado, com movimentação direita, e de outros, próximos de E-W, com movimentação esquerda, explica-se como sendo a consequência da mudança de uma compressão frontal para uma compressão oblíqua, transpressiva, que marca a passagem à 2ª fase hercínica (FH_2). A tectónica fracturante, desenvolvida por aquelas componentes tangenciais, tornou possível interpretar a dinâmica estrutural à luz de um esquema de fracturação segundo o modelo de Riedel, que harmoniza bem as acções e

deformações patenteadas na cartografia e nos estudos de campo efectuados.

LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A região de S. Paio-Ázere situa-se, geograficamente, na região centro de Portugal, nos concelhos de Tábua e de Penacova, pertencentes ao distrito de Coimbra. Localiza-se nos sectores SW da carta topográfica nº 221 (Tábua) e NW da carta topográfica nº 232 (Arganil), ambas do Instituto Geográfico do Exército, à escala 1:25.000 (Fig. 1). O acesso à área estudada faz-se ao km53 da Estrada da Beira, na localidade de Venda da Serra, onde se inicia a estrada municipal nº525 que liga as freguesias de Covelo, Ázere e S. Paio do Mondego.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

Sob o ponto de vista geológico, a área estudada pertence ao sector português do Maciço Hespérico, como é designado o conjunto de afloramentos do Precâmbrico e Paleozóico da Península Ibérica. Entre as várias zonas em que o Maciço Hespérico se divide, a área está incluída na Zona Centro-Ibérica, considerando a divisão em zonas de JULIVERT *et al.* (1972, 1974), ou na Zona Luso Oriental Alcúdice, considerando as divisões de LOTZE (1945).

A área a que este trabalho se refere localiza-se numa extensa mancha do denominado Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico (C.X.G.), que é uma unidade geológica com larga representação em território português (e.g., CARRÍNGTON da COSTA, 1950; SCHERMERHORN, 1955; OEN, 1970; CONDE, 1971; GAMA PEREIRA, 1976; RIBEIRO *et al.*, 1979;

GAMA PEREIRA & MACEDO, 1983; RIBEIRO, 1984; E. PEREIRA, 1988; M. A. RIBEIRO, 1990; SOUSA & SEQUEIRA, 1993; ROMÃO, 1994). Esta aparece actualmente referenciada como uma unidade litoestratigráfica, com a designação de “Super Grupo Dúrico-Beirão” (e.g., SILVA *et al.*, 1987-89; SOUSA & SEQUEIRA, 1987-89, 1993; SEQUEIRA, 1991; SEQUEIRA & SOUSA, 1991; SOUSA, 1996) e encontra-se subdividida nos Grupos do Douro (SOUSA, 1982, 1983, 1984, 1985) e das Beiras (SILVA *et al.*, 1988, 1995; ROMÃO & RIBEIRO, 1992; Romão, 1994). Mais recentemente, (SILVA *et al.*, 1995) individualizaram, neste último, o Grupo de Arda-Marofa, em relação ao qual, SOUSA (1996) admite não lhe parecer clara a relação com os dois grupos anteriores (do Douro e das Beiras), admitindo mesmo a existência de alguma sobreposição entre eles. A área estudada situa-se no referido grupo, a quem, MEDINA (1996), RODRÍGUEZ ALONSO & MEDINA (1997), MEDINA *et al.* (1991, 1998), atribuem uma sedimentação em plataforma externa (‘offshore’ proximal e distal). Fazendo referência à faixa que vai desde sudeste de Águeda até próximo de Arganil, onde aquela área se insere, estes autores acrescentam que corresponde ao culminar da sedimentação da bacia xisto-grauváquica no centro do país.

AS UNIDADES GEOLÓGICAS

As unidades geológicas aflorantes na área estudada são o C.X.G., o Ordovícico, os granitos hercínicos “pós-tectónicos” e os depósitos detríticos superficiais, mesoceno-zóicos (e.g., MARTINS, 1957; TEIXEIRA & MARTINS, 1959; JEN, 1968; CUNHA, 1992, 1999; PONTE,

2002). Predominantes, são o C.X.G. e o maciço granítico que nele intruiu, formando uma larga protuberância limitada pelos metassedimentos pelos lados sul e oeste (Fig. 1). As áreas de constituição granítica distinguem-se pelo relevo suave, com ondulações moderadas, sendo notório o seu contraste com as formas mais vigorosas das áreas metassedimentares onde pontifica a crista quartzítica armoricana da serra da Moita. As rochas metassedimentares de idade precâmbria e paleozóica, foram afectadas por uma deformação e metamorfismo regionais de baixo grau que não ultrapassa a fácies dos xistos verdes. Só numa franja à volta dos granitos de Tábua se observam fenómenos de metamorfismo de contacto, com a presença de xistos mosqueados e corneanas.

O Complexo Xisto-Grauváquico

No âmbito dos trabalhos de natureza geológico-estrutural desenvolvidos na área e sem aprofundamento de questões estratigráficas e sedimentológicas, foi possível individualizar no C.X.G. três conjuntos litológicos que, supostamente, passam gradualmente uns aos outros, numa sequência em que os termos predominantemente pelíticos se posicionam na base e os areníticos no topo. As passagens graduais de conjunto para conjunto, baseiam-se fundamentalmente na variação do quartzo detrítico presente nos respectivos litótipos.

O conjunto superior, que corresponde a uma variação litológica pouco comum no C.X.G., apresenta níveis areno-quartzíticos de grão médio a grosseiro, por vezes possantes, que ocorrem com níveis areno-pelíticos. Este conjunto, que parece culminar a sedimentação da bacia precâmbria na

área, posicionando-se no topo da sequência, apresenta alternâncias de xistos argilosos e metagrauvaques com níveis quartzíticos de grão médio a grosseiro, de espessura decimétrica a métrica e de coloração cinzenta, com tonalidades esbranquiçadas a acastanhadas. O carácter mais competente dos níveis quartzíticos permite a observação, em condições favoráveis, de dobramentos métricos a decamétricos, de eixos verticalizados, por vezes bem visíveis na topografia.

Os três conjuntos parecem constituir uma megassequência negativa, com predomínio de fácies pelíticas na base e de psamíticas no topo. Não foi identificada macrofauna em qualquer dos litótipos dos três conjuntos.

O Ordovícico

O Ordovícico está representado na área estudada pelo sinclinal da serra da Moita, que materializa uma crista essencialmente quartzítica e descontínua que se desenvolve na direcção NW-SE. Esta unidade destaca-se na área pela presença dos típicos quartzitos do Arenigiano (ou Arenig), que constituem alguns maciços proeminentes no relevo, principalmente a SE e que perdem progressivamente representatividade na sua evolução para NW.

A base do Ordovícico assenta em discordância sobre os terrenos do C.X.G. e ostenta possantes assentadas de conglomerados grosseiros, no flanco NE, e médios a grosseiros, no flanco SW. Constituindo, supostamente, a passagem lateral daquelas assentadas, identificou-se na base do Arenig uma formação de materiais vinosos e fossilíferos, atribuível ao Tremadociano (Fig. 1).

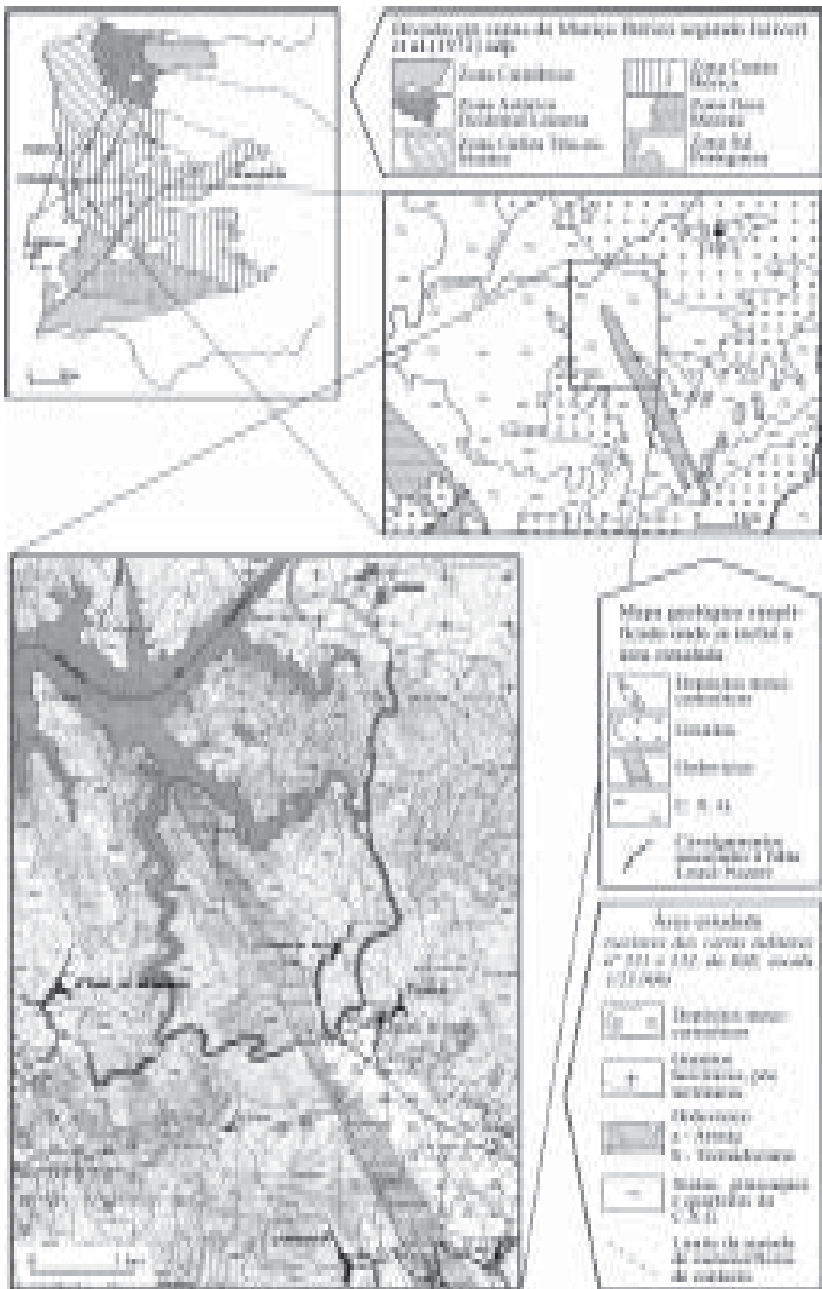


Fig. 1. Situação geográfica e enquadramento geológico da área estudada.

Os granitos hercínicos “pós-tectónicos”

Na evolução geodinâmica tardi-hercínica, as direcções estruturais resultantes desta orogenia enquadraram a ascensão do batólito granítico de Tábua-Oliveira do Hospital, que se apresenta embutido no C.X.G. e por este limitado a oeste e a sul no perímetro da área estudada. Os granitos são porfiróides, biotíticos, de grão grosseiro a muito grosseiro e impõem nas rochas onde intruíram auréolas de metamorfismo de contacto com 1 a 2 km de largura. Segundo A. J. PEREIRA (1991), a implantação destes granitos ocorreu nos estádios terminais da orogenia hercínica, há 282 ± 6 Ma (rocha total, método Rb-Sr). Para este autor, os magmas progenitores dos granitos de Tábua teriam ascendido na crosta numa forma mais permissiva do que forçada. É notória, alguma heterogeneidade na distribuição espacial dos seus minerais, como é o caso da cordierite, que quase só aparece nas proximidades do contacto WSW.

Os depósitos sedimentares meso-cenozóicos

Presentes em ambos os flancos da crista ordovícica, são constituídos, na generalidade, por retalhos de materiais grosseiros que alternam com níveis arcóicos e argilosos quase sempre mal consolidados. Os elementos, constituídos geralmente por quartzo rolado e abundantes detritos de xisto e metagrauque, estão claramente relacionados com as formações que lhes estão próximas e são de idade meso-cenozóica.

A ESTRUTURA DAS GRANDES UNIDADES GEOLÓGICAS

As unidades com maior representação na

área estudada são o C.X.G., que predomina, e o sinclinal ordovícico da Serra da Moita, com extensão subordinada. A principal deformação expressa nestas formações resulta da orogenia hercínica, reconhecendo-se, contudo, no C.X.G., aspectos estruturais que testemunham uma deformação anterior. A análise de estruturas relativamente simples no Ordovícico (dobramentos em anticlinal e sinclinal com eixos sub-horizontais ou de pendor muito suave) permite aferir a maior complexidade das estruturas do C.X.G. e pôr em evidência um dobramento ante-hercínico de rumo NE-SW, bem distinto da xistosidade regional.

A orogenia hercínica é polifásica, sendo assinaláveis os efeitos das duas primeiras fases na área estudada. É da responsabilidade da FH_1 a deformação dominante que gerou as principais megaestruturas cartografáveis de rumo $N30^\circ-60^\circ W$, com xistosidade de plano axial (S_1) associada. A FH_2 imprime deformações, impostas principalmente por cisalhamentos de rumo nordestado, à estrutura geral definida no final da FH_1 .

Como atrás se disse, a deformação e a fracturação herdada da orogenia hercínica vai balizar e enquadrar a ascensão do batólito granítico de Tábua-Oliveira do Hospital, que aflora a poucos quilómetros para NE da área estudada. Mais tarde, a compressão alpina (bética) reactivará aquela facturação originando também falhamentos, observáveis a várias escalas, sendo alguns paralelos aos grandes cavalgamentos regionais, como o da falha da Lousã-Nazaré (Fig. 1).

Orogenia ante-ordovícica

É possível constatar a existência de uma deformação ante-ordovícica evidenciada pelas seguintes observações:

- Presença de dobras métricas, sem xistosidade de plano axial associada, cujos flancos se apresentam cortados obliquamente pela S_1 regional.

- Variação da direcção e do valor do mergulho dos eixos das dobras da FH_1 que apresentam rumos nos quadrantes NW, NE e SE.

- Variação da direcção e do valor do mergulho das lineações (L_1), de intersecção da estratificação (S_0) com a xistosidade (S_1), subparalelas aos eixos das dobras da FH_1 .

A dispersão dos eixos das dobras e das lineações (L_1), numa área onde a S_1 regional apresenta valores pouco variáveis, atesta indubitavelmente a existência de uma deformação ante-ordovícica. A atitude aproximada dos dobramentos dela resultantes, deduzida a partir da variação dos eixos das dobras e da lineação L_1 , subparalela, é NE-SW. Parece, de facto, possível definir faixas, onde aqueles elementos se distribuem em função da sua orientação, que poderão materializar o rumo das estruturas ante-ordovícicas.

Pelo padrão de interferência do dobramento ante-Ordovícico, com as dobras de deformações posteriores, presume-se que se trata de um dobramento largo, de amplitude variável e de eixos horizontalizados. A deformação ante-hercínica terá, assim, transformado o C.X.G. num conjunto metassedimentar suavemente estruturado e deformado (GAMA PEREIRA, 1987, 1998).

Orogenia Hercínica

1ª fase hercínica

O dobramento generalizado e conjunto dos terrenos precâmbrios e paleozóicos,

responsável pela clivagem existente de características regionais é, fundamentalmente, o resultado da 1ª fase da orogenia hercínica. Esta deformação dúctil sobrepõe-se, no C.X.G., a uma arquitectura mais antiga, de idade ante-ordovícica, cujas evidências sobre o terreno se apontaram atrás. A acção de uma força compressiva regional (σ_1), de direcção NE-SW, vai originar estruturas simples no Ordovícico e outras mais complexas no C.X.G. Nesta formação, os dobramentos resultantes da 1ª fase hercínica, são interpretados como os dois tipos possíveis de dobramento em materiais já afectados por uma deformação anterior.

• Acção da 1ª fase hercínica no Ordovícico

No Ordovícico a deformação da 1ª fase hercínica gerou dobras em sinclinal e anticlinal, de eixos horizontalizados e de rumo NW-SE. Os flancos são verticalizados ou predominantemente mergulhantes para NE.

Esta deformação patente na crista ordovícica da serra da Moita, única presente na área estudada, não se revela afectada por dobramentos anteriores. Embora os afloramentos ordovícicos em boas condições de observação não sejam frequentes, presume-se pelo que é possível observar, que as dobras sejam predominantemente apertadas, e de flancos quase paralelos.

O estudo detalhado de um dobramento que se localiza no miradouro da Carapinha (Fig. 2), onde a exposição do Arenig é excelente, permitiu interpretar a existência nesse local de um anticlinal, decepado no flanco oeste por fracturação subparalela à crista ordovícica. A dobra em apreço está presumivelmente associada a um sinclínório



Fig. 2. Corte do sinclinal da serra da Moita, tal como se apresenta no miradouro da Carapinha. Pode observar-se o contacto entre o sinclinal ordovícico (cujo flanco W termina no anticlinal interpretado) e os materiais do C.X.G. ante-ordovícico situados no sector oeste da foto.



Fig. 3. Outra perspectiva do sinclinal da serra da Moita evidenciando a disposição dos conjuntos litológicos presentes na zona do contacto e os dobramentos de eixo verticalizado que afectam os materiais do C.X.G.

correspondente à totalidade da mancha ordovícica que se desenvolve para NW. O rumo do dobramento neste local é N30°W e o mergulho do eixo é de 4° para SE (PONTE & GAMA PEREIRA, 1991b). Ao longo da crista ordovícica a orientação das bancadas oscila entre N20°W e N50°W,

prelucindo flexuras sigmoidais que nem sempre são fáceis de seguir no terreno.

A estruturação da 1ª fase hercínica produz, nos materiais ordovícicos, uma clivagem de fluxo, S_1 , subvertical ou inclinada para NE, e uma lineação, L_1 (S_0/S_1), sub-horizontal, ambas observáveis nos níveis xisto-gresosos,

mas de muito difícil identificação nos níveis quartzíticos do Arenig.

• *Ação da 1ª fase hercínica no C.X.G.*

A acção das mesmas tensões regionais vai produzir no C.X.G. resultados diversos, provando assim que esta formação já possuía um dobramento anterior. A observação, mesmo à distância, dos materiais do conjunto areno-quartzítico do C.X.G., que contactam a sudoeste com a crista ordovícica no miradouro da Carapinha, revela uma indiscutível desarmonia estrutural entre as rochas das duas formações (Fig. 3).

Reconhecendo-se que a maior competência dos níveis quartzíticos daquele conjunto é favorável à preservação dos aspectos estruturais relacionados com a deformação, fez-se a cartografia dos mesmos (à escala 1/1000) em todo o flanco sudoeste do C.X.G., no perímetro da área estudada. Obteve-se assim o levantamento cartográfico de dobramentos, por vezes bem visíveis no terreno, de maior complexidade que os identificados no Ordovícico. Sempre que os afloramentos exibiam um registo de informação estrutural mais completa, executaram-se estudos de pormenor à escala 1/200 e 1/100.

Com base neste trabalho foi possível reconhecer numerosos dobramentos de eixos mais ou menos verticalizados, que permitem interpretar os fenómenos ocorridos durante a 1ª fase hercínica como sendo a consequência do redobramento de um dobramento ante-hercínico que se terá desenvolvido numa direcção NE-SW (GAMA PEREIRA, 1987). O padrão de interferência, resultante da sobreposição dos dois dobramentos, configura um plissamento em harmónio (Fig. 4, A a C); quando a influência da deformação

ante-hercínica é menor, este estilo de dobramento não se verifica (Fig. 4, D e E). O plissamento em harmónio não é homogéneo, já que revela variabilidade, fundamentalmente no valor do mergulho dos eixos das dobras. Presume-se que aquela depende, pelo menos, de três factores: competência dos materiais afectados, distância destes relativamente às possantes e competentes camadas do Ordovícico (Arenig) e intensidade da deformação ante-hercínica na área.

No que respeita à influência da competência dos materiais, verifica-se que o dobramento é genericamente mais apertado em materiais areno-pelíticos do que em materiais areno-quartzíticos. No que concerne à distância em relação ao Ordovícico, presume-se que o dobramento seja mais fechado nos materiais do C.X.G. contíguos aos flancos daquela formação e mais aberto quando afastados da influência directa dos estrangimentos impostos no decurso da 1ª fase hercínica pelas possantes bancadas arenigianas.

Em síntese, nos materiais contíguos ao Ordovícico, a interferência dos dobramentos de 1ª e de 2ª geração pode gerar um plissamento cerrado, de eixos verticalizados e de superfícies axiais subparalelas às do sinclinal, situação muito semelhante à descrita em relação aos xistos das Beiras ("Beira schists") do flanco SW do sinclinal Porto-Sátão (OEN, 1970). Nos materiais mais afastados da influência directa dos flancos ordovícicos, ou da própria estrutura em sinclinal, as dobras são tendencialmente mais abertas e os eixos mais suaves. Concomitantemente, as superfícies axiais tendem a rodar de NNW para NW, como se o plissamento em harmónio afrouxasse progressivamente para W.

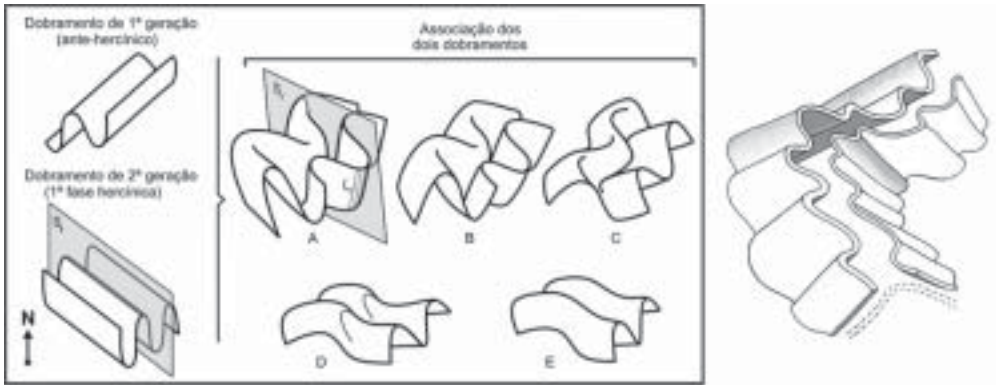


Fig. 4. Dobras de interferência resultantes da sobreposição dos dobramentos de 1ª e 2ª geração em materiais do C.X.G. na área estudada. As letras A Ø E mostram vários estilos de dobramento, função da intensidade das tensões em jogo. Em A, o plissamento em harmónio configura a situação em que as tensões compressivas actuaram em conjuntos previamente afectados por dobramentos mais apertados. O esquema da direita evidencia o desenvolvimento de dobramentos a diversas escalas, oriundas do mesmo regime de tensões.

Na área estudada, os dobramentos do C.X.G. situam-se entre os tipos A e C (Fig. 4), predominando os tipos B e C no sector SW da crista ordovícica, em materiais arenos-quartzíticos e o tipo A, no sector NE da mesma crista, em materiais pelíticos e arenopelíticos. Neste sector só pontualmente se identificam charneiras de dobras mostrando-se a estratificação aparentemente paralela devido à plasticidade das rochas; contudo um claro predomínio da lineação (L_1), verticalizada, afere a sua presença.

Quando a influência da deformação ante-hercínica é menor, não se verifica um plissamento em harmónio. Nestas circunstâncias, o padrão de interferência expressa sobretudo a actuação da 1ª fase hercínica e aproxima-se das estruturas do Ordovícico, com eixos suaves mergulhando para NW e SE, configurando domos e dobras em sela (Fig. 4, D e E). Esta situação, não identificada na área estudada, aparece descrita na bibliografia em relação a outros

contextos do C.X.G., nomeadamente entre as localidades de Vila Nova de Poiares e Lousã (MEDINA *et al.*, 1998).

Uma vez que as estruturas hercínicas se sobrepõem às estruturas ante-hercínicas, as dobras largamente preponderantes na área correspondem às primeiras. Os dobramentos de maior escala que é possível identificar possuem amplitude decamétrica e hectométrica. Em certos locais reconhecem-se visualmente em observações à distância, de morro para morro.

As rupturas que truncam os bordos das cristas ordovícicas e que materializam interfaces entre os conjuntos litológicos na zona do contacto (Fig. 3) apresentam direcções sensivelmente ortogonais à compressão máxima (σ_1) actuante no decurso da 1ª fase hercínica. Atendendo à movimentação inversa que as afecta, é possível que tenham jogado, ou rejogado, no epílogo daquela fase orogénica, garantindo sequencialidade ao encurtamento crustal

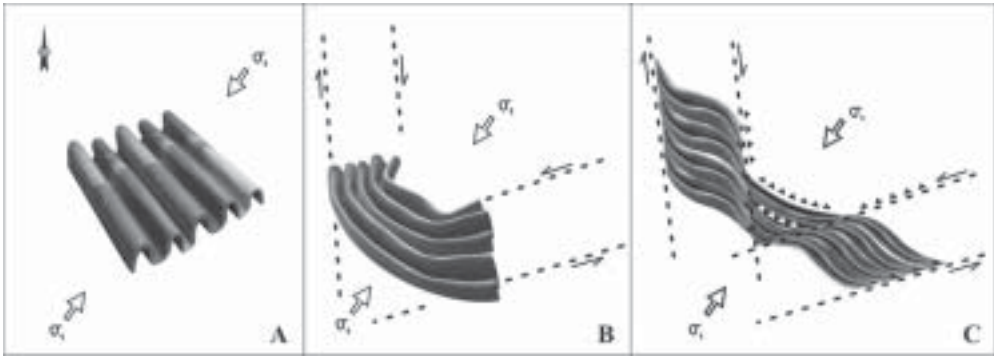


Fig. 5. Acções transpressivas que marcam a transição da FH_1 para a FH_2 sobre estruturas em anticlinal e sinclinal ordovícicas: quando a resposta dúctil das rochas atinge o seu limite (A), surgem, gradualmente, componentes de deformação tangencial (B), responsáveis por novas deformações e rupturas de carácter semi-frágil; esboçam-se então corredores de cisalhamento (C) que, no decorrer desta fase, serão responsáveis por efeitos de cunho progressivamente mais frágil.

quando a plasticidade das rochas atinge o limite. Esta estruturação em blocos, que terá compartimentado o soco onde a cobertura ordovícica se depositou, poderá explicar a conspícua variação litológica patente nos materiais do C.X.G. situados nos flancos opostos do Ordovícico, por efeito da subida do flanco NE (areno-pelítico) relativamente ao SW (areno-quartzítico).

2ª fase hercínica

Após o dobramento generalizado e conjunto das formações neoproterozóicas e paleozóicas, ocorrido na 1ª fase hercínica, por efeito de uma compressão regional de características frontais, passa-se gradualmente a uma compressão oblíqua e transpressiva que tende a desenvolver componentes tangenciais importantes. Estas vão ondular a arquitectura da FH_1 , tanto no Ordovícico como no C.X.G., gerando flexuras sigmoidais direitas e esquerdas que caracterizam os dobramentos D_2 da 2ª fase hercínica (FH_2). A Fig. 5 mostra a acção

transpressiva daquelas componentes tangenciais, que gradualmente materializam corredores de cisalhamento, sobre estruturas relativamente simples (em anticlinal e sinclinal) do Ordovícico.

As deformações que, nesta fase, começam por ser de carácter semi-dúctil, adquirem cunho progressivamente mais frágil. Desenvolve-se assim, no interior dos corredores de cisalhamento (Fig. 6), a fracturação secundária prevista no modelo de Riedel. Os efeitos de falhamentos conjugados, sensivelmente N-S com movimentação direita e próximos de E-W, com movimentação esquerda, são os mais notórios e não raras vezes imprimem nas rochas atravessadas formas de arrasto sigmoidais e clivagens de fractura S_2 , subparalelas àquelas direcções.

Estas acções caracterizam a actuação da FH_2 na área estudada.

- *Acção da segunda fase hercínica no Ordovícico*

Em alguns sectores da crista ordovícica da serra da Moita, as direcções da

estratificação revelam frequentemente valores próximos de N-S, que se interpretam como o resultado da rotação em corredores meridiano de cisalhamento direito que caracterizam a 2ª fase hercínica. A deslocação sucessiva de vários sectores ao longo destas falhas, causou uma rotação geral da referida crista, que se apresenta mais norteada do que a da mancha ordovícica do Buçaco, situada a cerca de 10 km para sudoeste.

Embora com dificuldade, é possível observar em alguns locais deformações sigmoidais de dimensão métrica a decamétrica, posicionadas obliquamente em relação ao andamento geral da formação. Onde a análise é mais favorável, é possível interpretar a existência de “canelões” sigmoidais, em ‘*échelon*’, estirados por efeito da acção transpressiva a que foram sujeitos, com as extremidades NW e SE, em “ponta de ferro de engomar”, rodadas para posições meri-

dianas, originando efeitos do tipo “dobras em bainha” (“sheath folds”). Estas deformações são igualmente interpretadas como resultantes da acção de componentes transpressivas, conforme se esquematiza na Fig. 5.

- *Acção da segunda fase hercínica no C.X.G.*

No C.X.G., a deformação imposta pelos corredores norteados, fez rodar e decepar a estrutura geral definida na 1ª fase hercínica, sendo frequentes as rotações norteadas e as dobras-falha cuja componente horizontal do rejeito é direita. Os deslocamentos observados em caixas de falha são normalmente reduzidos (centimétricos a decimétricos), mas o aspecto das rochas afectadas permite concluir que as tensões por eles responsáveis terão actuado numa altura em que as rochas

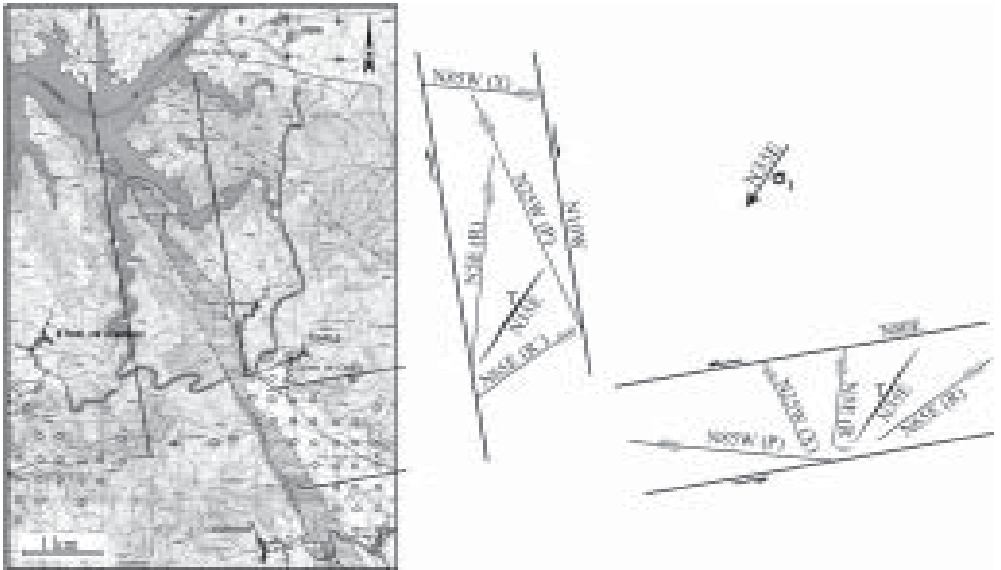


Fig. 6. Grandes corredores de cisalhamento onde se estabelece a fracturação secundária (S_2), segundo o modelo de Riedel. O mapa mostra o enquadramento aproximado desses corredores de deformação semi-dúctil, de que se destaca o de rumo norteado que atravessa toda a área estudada.

ainda possuíam a ductilidade suficiente para que a resposta estrutural se consumasse, pelo menos em parte, à custa de fenómenos de estiramento. Neste contexto terão surgido dobramentos flexurais (D_2), que afectam, não raras vezes, os flancos das dobras da FH_1 que rodam pelo condicionalismo dos cisalhamentos norteados.

É provável que esta acção transpressiva dos cisalhamentos norteados deva corresponder a uma FH_2 precoce, contemporânea do epílogo dos dobramentos da FH_1 . Sob a influência de tensões regionais oblíquas, a acção transpressiva traduz-se pelo incremento de uma tectónica semidúctil, que passa gradualmente a frágil, produzindo no final uma fracturação secundária (S_2) com rumos variados e rejeitos de fraca expressão. Tal como se referiu em relação ao Ordovícico, esta tectónica fracturante, imposta pelos corredores de cisalhamento norteado, permitiu interpretar a dinâmica estrutural à luz de um esquema de fracturação concebido como um modelo de Riedel.

Estes dados sugerem que a passagem da 1ª à 2ª fase hercínica terá sido um processo quase contínuo, que traduz a mudança progressiva de uma compressão frontal (que gerou o dobramento generalizado e conjunto das formações neoproterozóicas e paleozóicas), para uma compressão tangencial, associada a cisalhamentos e a acções transpressivas. Os efeitos na área estudada das duas primeiras fases hercínicas são notáveis e explicam amplamente os fenómenos observados, contudo admite-se que, novos cisalhamentos de rumo N45-55W, esquerdos, possam estar relacionados com uma terceira fase hercínica (FH_3).

ALGUNS CASOS QUE FUNDAMENTAM AS INTERPRETAÇÕES PROPOSTAS

Faz-se em seguida a análise sucinta de alguns afloramentos que foram objecto de estudos de pormenor e cujas características se consideram relevantes por apoiarem aspectos fundamentais das interpretações propostas (pormenores em PONTE, 2002). Os afloramentos seleccionados localizam-se nos metassedimentos do sector SW, em relação à crista ordovícica (I a V), nos metassedimentos do sector NE, em relação à mesma crista (VI) e na zona de contacto entre o Ordovícico e o C.X.G., em estruturas brechificadas (VII).

I – Gruta do Covelo

Trata-se de uma gruta no interior de uma dobra (Fig. 7), que pelo seu aspecto geológico singular constitui um elemento de atracção para o observador comum. A gruta materializa um dobramento pré-varisco, de eixo $12^\circ\text{NW}; 25^\circ\text{W}$ e plano axial $N34^\circ\text{W}; 50^\circ\text{NE}$, de rumo variável.

A dobra que constitui a gruta apresenta-se redobrada pela FH_1 , possuindo este redobramento eixo $60^\circ\text{SE}; N84^\circ\text{W}$ e plano axial $N60^\circ\text{W}; 76^\circ\text{NE}$. A deformação gera uma clivagem de fluxo S_1 , de características regionais, subparalela à superfície axial da dobra de 2ª geração. Como se pode observar no bloco diagrama da Fig. 8, é possível integrar esta estrutura no padrão de interferência resultante da sobreposição dos dobramentos de 1ª e 2ª geração.

É possível ainda identificar uma clivagem de fractura S_2 , de direcção meridiana e outra, menos frequente e penetrativa, de direcção

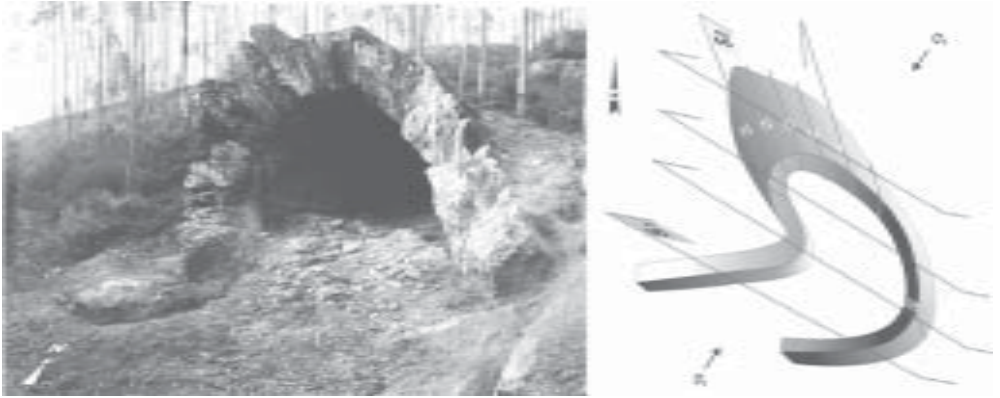


Fig. 7. Gruta do Covelo. O esquema põe em evidência dois dobramentos e as principais foliações observáveis; a tensão de compressão máxima (σ_1) é responsável pelo redobramento que produziu a clivagem de fluxo S_1 , de características regionais. A clivagem de fractura S_2 , tem movimentação direita e corta S_1 .

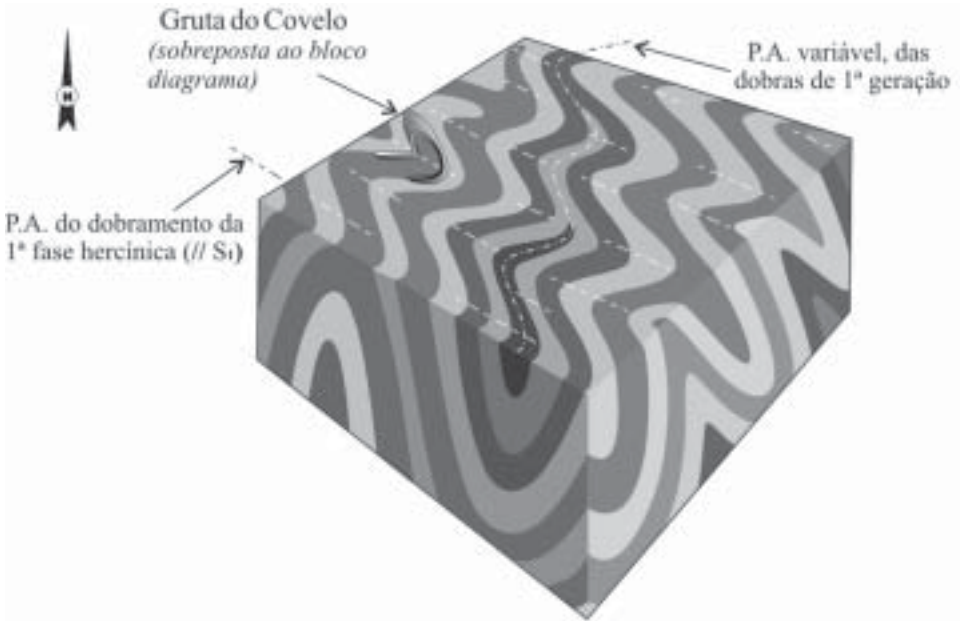


Fig. 8. Bloco diagrama representando o padrão de sobreposição dos dobramentos de 1ª e 2ª geração (plissamento em harmónio), onde é possível integrar a estrutura da Gruta do Covelo.

NE. Ambas apresentam pendores verticalizados, oscilando pouco tanto para N como para S. A clivagem de fractura de direcção meridiana, resultante de cisalhamentos com o mesmo rumo, apresenta movimentação direita conspícua e é materializada por superfícies-C definidas por formas sigmoidais. Devido à variação do pendor das superfícies de cisalhamento, a clivagem de fractura complanar (S_2) tem disposição em leque. Este facto poderá significar que as fracturas cisalhantes se instalaram em superfícies de anisotropia eventualmente

relacionadas com uma clivagem de plano axial incipiente, herdada do dobramento ante-hercínico.

II – Dobras do João Brandão

A cartografia à escala dos afloramentos (Fig. 9) permitiu, também neste caso, identificar dobras de duas gerações, assumindo-se a segunda como hercínica e a primeira como ante-hercínica (cadomiana). Também aqui a clivagem de fluxo S_1 , de características regionais, é subparalela ao rumo dos

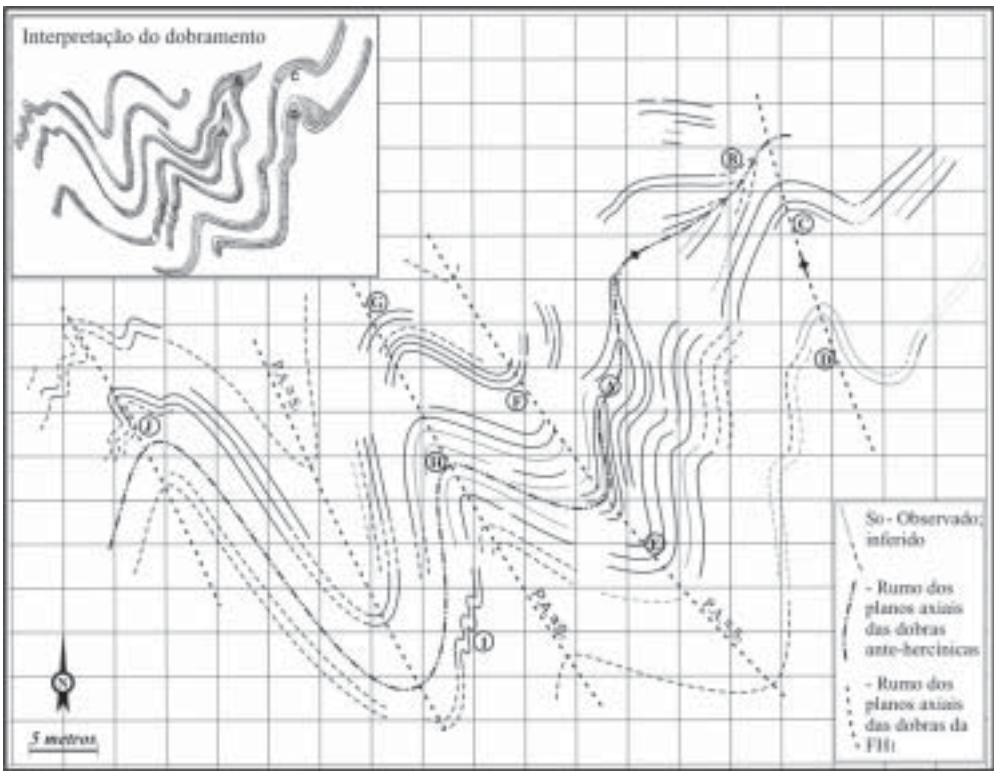


Fig. 9. Dobras do João Brandão: A e B – dobras ante-hercínicas, de plano axial variável; C a J – dobras da 1ª fase hercínica. É possível observar que as dobras de 1ª geração se encontram redobradas pelas de 2ª geração. A clivagem de fluxo (S_1) é subparalela ao rumo dos planos axiais destas últimas que no seu conjunto parecem evidenciar um dobramento maior com simetria em W. O desenho (canto superior esquerdo) é uma interpretação dos dobramentos presentes no local.

planos axiais das dobras de 2ª geração, que no seu conjunto parecem evidenciar um dobramento maior com simetria em W. As dobras de 1ª geração não evidenciam clivagem de fluxo associada.

Identificaram-se corredores de cisalhamento direito, com direcções próximas de N-S, e esquerdo, sensivelmente E-W, ambos com deformação dúctil-frágil associada, traduzida em formas sigmoidais (foliação S) e clivagem de fractura (foliação C). A Fig. 10 revela aspectos desta deformação.

III – Dobras da Ponte de S. Paio

O levantamento cartográfico realizado no morro onde se situam estes afloramentos permitiu definir vários sinclinais e anticlinais de rumo médio N30°-50°W, cuja atitude e orientação da clivagem de fluxo associada os permite relacionar com a FH₁. A charneira aflorante de um dos anticlinais desenvolve-se paralelamente ao pendor da encosta (Fig. 11) sendo truncada na crista do morro pela superfície topográfica, facto que faz divergir os respectivos flancos a partir da linha de

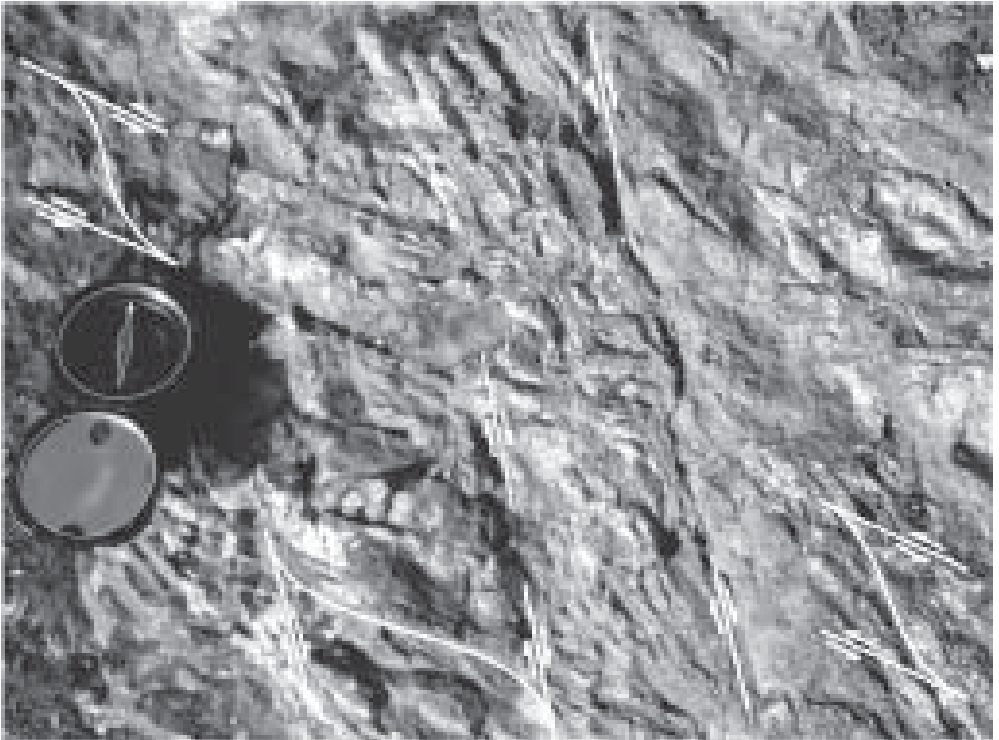


Fig. 10. Sistemas cisalhantes conjugados N15°W;72°NE, direito e N80°W;58°NE, esquerdo, que se cruzam na foto. Os traços auxiliares realçam as formas sigmoidais centimétricas a decimétricas patentes no afloramento e o sentido de movimentação nas fracturas que laminam as rochas materializando uma clivagem de fractura S₂, com as duas direcções referidas.

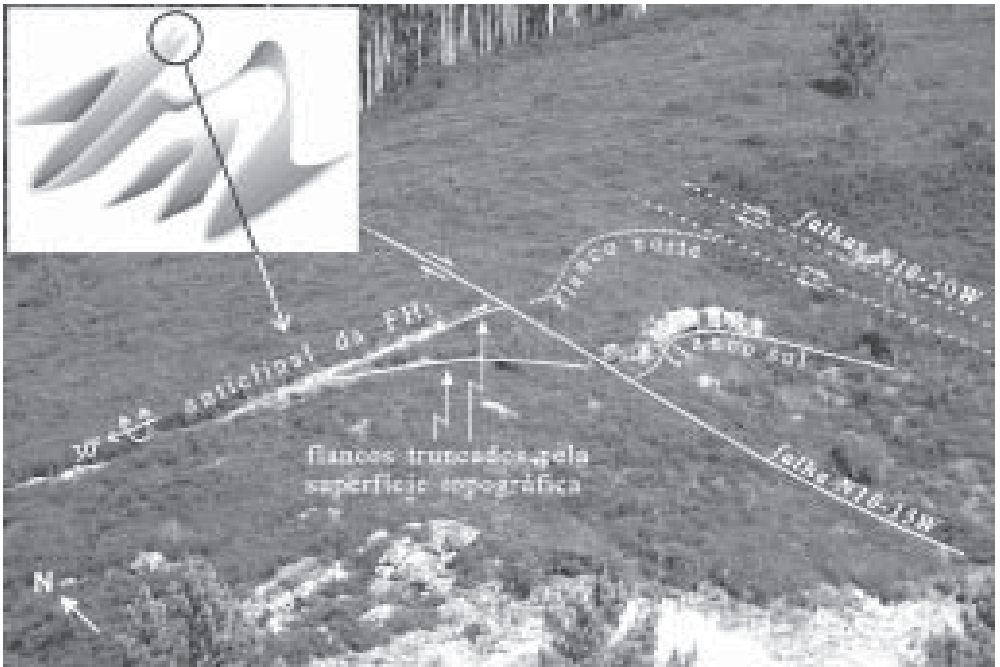


Fig. 11. Dobramentos flexurais largos, afectando os flancos das dobras da 1ª fase hercínica, que flutuam pelo condicionalismo dos cisalhamentos norteados. (O esquema, no canto superior esquerdo, põe em evidência a posição do anticlinal truncado no contexto dos dobramentos identificados no morro).



Fig. 12. Dobras métricas em s, de arrasto, cuja posição em relação à dobra de ordem superior está indicada no esquema da figura. As bancadas de quartzito (1) são os materiais mais competentes e apresentam-se intercaladas em camadas concêntricas de xisto (2). As linhas e as superfícies curvas auxiliares, põem em evidência a atitude dos dobramentos, que se apresentam rodados e estirados pela acção de cisalhamentos (a tracejado na figura), de direcção meridiana e movimentação direita.

cumeada. É possível verificar que estes se encontram decepados e rodados pela acção de cisalhamentos meridianos, que afectam a estrutura da FH_1 , gerando dobras-falha cuja componente horizontal do rejeito é direita. Os estiramentos e as dobras flexurais, interpretadas como D_2 , caracterizam a deformação semi-dúctil da 2ª fase hercínica.

Observando as rochas do talude da estrada que bordeja o morro (Fig. 12), identificam-se dobras métricas, de arrasto, associadas a dobras de ordem superior. O esquema da figura mostra que se tratam de dobras em s , pertencentes a um sinclinal de dimensão decamétrica (que corresponde ao desenvolvimento lateral do anticlinal acima referido). As dobras em z , não abrangidas pela foto, e pertencentes ao outro flanco do mesmo sinclinal, também se podem observar no talude, alguns metros para este. Estes dobramentos apresentam-se igualmente afectados pela acção de falhamentos meridianos com movimentação direita.

Na área abrangida por estes afloramentos verifica-se que o pendor médio dos eixos aumenta progressivamente para oeste; a cerca de 100-150 metros, no morro contíguo, os eixos evidenciam uma inclinação claramente superior. Interpreta-se esta variação lateral do valor do mergulho dos eixos das

dobras, que na área estudada se verifica alternadamente para os quadrantes norte e sul, como o testemunho do dobramento ante-hercínico nos materiais do C.X.G.

IV – Dobras na encosta do Castelo

Neste local é possível observar dobras menores, em s e em z , associadas aos flancos de um sinclínório de ordem imediatamente superior (Fig. 13). Produzem clivagem de plano axial subparalela à clivagem hercínica regional, facto que as permite relacionar com a FH_1 . Estas dobras, parasitas ou de arrasto, surgem num contexto geológico onde camadas dúcteis intercalam camadas mais competentes, situação muito frequente no sector SW do C.X.G., onde nos encontramos. Nas proximidades deste local, identificam-se outros fechos de dobra, de dimensão métrica, que se interpretam como associadas a dobramentos de ordem superior, nem sempre fáceis de identificar. Este facto permite supor que dobramentos associados a várias escalas deverão ser frequentes, ou mesmo generalizáveis, nos contextos geológicos acima mencionados.



Fig. 13. Dobras métricas em s e em z , de arrasto, nos dois flancos de um sinclínório.

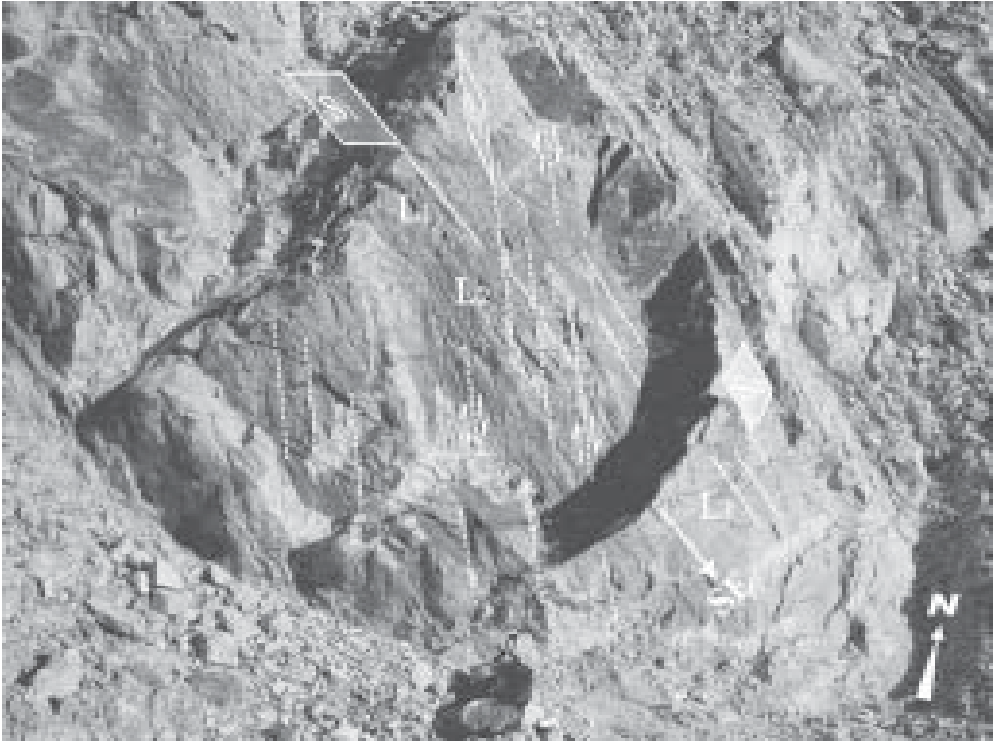


Fig. 14. Dobra métrica, de arrasto, em camada quartzítica. A charmeira e os flancos e apresentam transectados por finas superfícies de cisalhamento norteado, com movimentação direita (S_2), que ao cortarem a clivagem de fluxo (S_1), geram pequenos arrastos sigmoidais. Como geralmente acontece em materiais quartzíticos, a lineação L_1 (S_0/S_1) é mais fácil de identificar que a clivagem S_1 . A clivagem S_2 gera a lineação L_2 .

Num dos fechos de dobra referidos (Fig. 14), é possível identificar clivagens e lineações resultantes da tectónica dúctil a frágil actuante no decurso das 1ª e 2ª fases hercínicas. Assim, a clivagem de fluxo S_1 , de características regionais e a lineação L_1 que lhe corresponde, são da responsabilidade do dobramento generalizado ocorrido durante a FH_1 . Já a clivagem de fractura S_2 , de direcção submeridiana e a lineação L_2 , que lhe corresponde, são a resposta aos cisalhamentos direitos, com o mesmo rumo, actuantes no decurso da FH_2 .

V – Dobramentos à escala decamétrica e hectométrica

Os dobramentos de maior escala que é possível identificar na área, possuem amplitude decamétrica a hectométrica. Em certos locais reconhecem-se visualmente em observações à distância (Fig. 15), mas em outros, a interferência complexa com uma topografia variada e os efeitos da deformação causada pela 2ª fase hercínica criam dificuldades à sua identificação. Possuem planos axiais subparalelos à clivagem de fluxo regional e à crista ordovícica, espe-

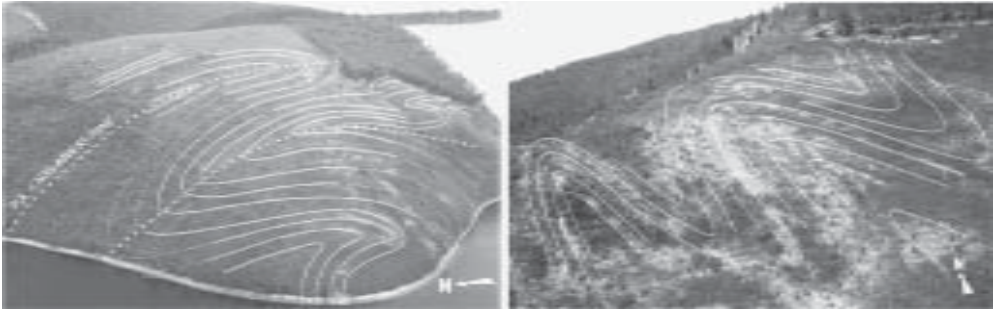


Fig. 15. Dobramentos de comprimento de onda decamétrico a hectométrico em materiais do C.X.G. situados no flanco SW da crista ordovícica. Distanciam-se desta cerca de 600 metros, na foto da esquerda e 300 metros, na foto da direita. (As linhas auxiliares sublinham o andamento geral das camadas dobradas).

cialmente nas proximidades do contacto. As dobras menores associadas (de comprimento de onda métrico) não são discerníveis a esta escala de observação. Os eixos das dobras são em geral subverticais; mergulham 40° a 70° para NW, para SE e também para NE quando a vergência do conjunto dobrado é mais acentuada.

O estilo de dobramento expresso nas fotos parece confirmar o plissamento em harmónio que afecta esta faixa do C.X.G. nas proximidades do contacto. Sobre o terreno é possível constatar rotações e deslocamentos provocados pela fracturação conjugada mais frequente em toda a área estudada, aproximadamente N-S, com movimentação direita e aproximadamente E-W, com movimentação esquerda.

VI – Dobramentos na estrada Ázere-Covelo

Numa barreira da estrada Ázere-Covelo, em materiais do C.X.G. situados no flanco NE da crista ordovícica da serra da Moita, onde os xistos são as rochas largamente

predominantes, é possível observar uma dobra de eixo quase vertical (Fig. 16). A direcção do plano axial e do eixo da dobra são respectivamente $N55^\circ W; vert.$, e $79^\circ NW; N50^\circ W$.

Na área envolvente, a variação do rumo da estratificação não é muito pronunciada, o que permite supor que dobras deste tipo terão continuidade lateral. Duma forma geral, a direcção de S_0 oscila entre $N30^\circ W$ e $N60^\circ W$, facto que, associado ao forte mergulho da lineação, parece caracterizar o dobramento deste sector do C.X.G. como apertado a fechado e de eixo verticalizado.

Observações realizadas em outros locais situados neste flanco NE da crista ordovícica permitem supor que as dobras da 1ª fase hercínica, em materiais essencialmente pelíticos, são apertadas a fechadas, do tipo D-4/5, segundo a classificação visual de HUDLESTON (1973), e da classe 2 (dobras similares) de RAMSAY & HUBERT (1987), considerando a variação da espessura das camadas dobradas.



Fig. 16 Dobra de eixo subvertical (79°NW) na estrada Ázere-Covelo em materiais do C.X.G. A atitude da estratificação, ao longo da barreira da estrada, fora das zonas de chameira, revela pequenas variações, fazendo supor que estas dobras são mais apertadas que as do flanco SW, em relação à crista ordovícica. (O desenho auxiliar, sobreposto à foto, evidencia a atitude e a disposição das camadas concêntricas na zona de chameira).

VII – A dinâmica nas rupturas do contacto Ordovícico-C.X.G.

É possível identificar em estruturas brechificadas, frequentemente conglomeráticas (que marcam a interface dos terrenos do Ordovícico com os do C.X.G.), planos de falha contendo o registo da dinâmica que determinou a arrumação daquelas formações na zona de contacto. Consta-se que a movimentação naqueles grandes acidentes é inversa, facto que se harmoniza bem com os constrangimentos reinantes no apogeu da 1ª fase hercínica e que se relaciona com

condicionalismos à progressão do encurtamento crustal impostos pelo limite de plasticidade das rochas. Presume-se que no auge da compressão frontal, de direcção NE/SW, os múltiplos falhamentos inversos, identificados um pouco por toda a área estudada, constituíram a solução de continuidade ao achatamento crustal, uma vez atingido o limite de plasticidade das rochas.

Os locais, onde a exposição mais favorável dos afloramentos permitiu elucidar a movimentação naquelas rupturas, situam-se no contacto do flanco SW da mancha ordovícica.

Um deles localiza-se nas proximidades do miradouro da Carapinha e o outro a 2 km a sul do leito do Mondego.

No primeiro caso, as formações basais do Ordovícico contactam com o C.X.G. através de uma sequência de tons vinosos, constituída por alternâncias de xistos, grauvaques e quartzitos, com registo de bioturbação e pistas, atribuível ao Tremadociano. No seio da brecha (localmente com aspecto conglomerático) que marca aquele contacto, foi possível observar, num corte transversal (Fig. 17-A), típicas fendas de tracção, reveladoras da subida do bloco este (Ordovícico) sobre o bloco oeste (C.X.G.). No segundo caso, num alinhamento com 30-40 metros de extensão, de afloramentos de fácies conglomerática, podem observar-se fenómenos de laminação (Fig. 17-B) com exposição de alguns espelhos de falha, onde se identificam estrias de movimentação inversa (Fig. 17-C).

PATRIMÓNIO GEOLÓGICO LOCAL

Releva-se a importância de alguns afloramentos geológicos localizados na área estudada que, pela sua singularidade e pelo registo de informação que encerram, se podem considerar como geo-monumentos. As características litológicas fazem desta área uma espécie de nicho onde algumas estruturas consideradas como “testemunhos” da história geológica da região se encontram razoavelmente preservadas (PONTE, 2002).

De facto, a existência no bordo SW da crista ordovícica de um conjunto litológico com frequentes níveis quartzíticos e de elevada resistência à erosão, permitiu a modelagem e a conservação de dobramentos impressos por diversos ciclos de tectogénese. O conjunto, situado no topo do C.X.G. da área estudada, evidencia em diversos locais, bonitos fechos de dobra, interpretados como os dois tipos possíveis de dobramento



Fig. 17. Estruturas brechificadas que marcam o contacto entre as formações paleozóicas e neoproterozóicas na área estudada, onde foi possível identificar o registo da movimentação. Em A – fendas de tracção (realçadas na figura por linhas auxiliares); em B – laminação originada por superfícies de falha; em C – estrias (tracçado) em espelho de falha.

associados à 1ª fase hercínica, em materiais afectados por uma deformação anterior.

Não é somente na vertente científica e para desfrute de profissionais de geologia que estes afloramentos se mostram relevantes; são-no igualmente na vertente pedagógico-didáctica por permitirem condições para a realização de actividades no âmbito do ensino experimental, indispensável à construção de atitudes investigativas em jovens estudantes. Há também que destacar a singularidade e o interesse estético de algumas estruturas, já que, integradas no seu ambiente natural, são inquestionavelmente elementos de atracção para qualquer observador interessado na vertente científico-cultural e ou lazer. Considerando que os

principais afloramentos se situam numa área onde o único traço civilizacional é uma estrada interior de acesso, pode dizer-se que os locais reúnem condições para um aproveitamento de cunho ambiental.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prof. A. A. Soares de Andrade (Universidade de Aveiro) os comentários subtis e oportunos ao trabalho desenvolvido na região de Ázere-S. Paio (Tábua).

Recibido: 25-2-2004

Aceptado: 10-5-2004

REFERÊNCIAS

- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Serv. Geol. de Portugal, Lisboa*, 27 pp.
- CONDE, L. E. N. (1971). Existência em Portugal de uma série superior à "Formação Xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico. *Studia Geol., Univ. Salamanca*, 2: 25-26
- CUNHA, P. M. R. (1992). *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Universidade de Coimbra, 262 p. (Tese de Doutoramento).
- CUNHA, P. M. R. (1993). *Métodos de aquisição e técnica de representação da informação geológica*. Foco 93, Departamento de Ciências da Terra, F. C. T. U. C., Coimbra, 11 p.
- CUNHA, P. P. (1999). Unidades litoestratigráficas do Terciário na região de Miranda do Corvo-Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). *Comun. Inst. Geol. Min, Lisboa*, 86, 143-196.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1987) – *Tipologia e evolução da sutura entre a ZCI e a ZOM no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Universidade de Coimbra, 331p. (Tese de doutoramento).
- GAMA PEREIRA, L. C. (1976). Notícia sobre o "Complexo Xisto-Grauváquico" entre Capinha e Penamacor (Beira-Baixa, Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Coimbra*, 82: 61-66.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1998). A faixa de cisalhamento Porto-Tomar, no sector entre o Espinhal e Alvaiázere (Portugal Central). *Geologos, Rev. Dep. Geol. Univ. Porto*, 2: 23-27.
- GAMA PEREIRA, L. C. & MACEDO, C. A. R. (1983). Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrógão Grande e de um pegmatito do casal do Zote (Dornes) no sector da sutura da Zona Ossa Morena – Zona Centro Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central): algumas implicações geotectónicas. *Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 69 (2): 265-266.
- HUDLESTON, P. J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16: 1-46.
- JEN - JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR (1968). *A provincia uranifera do centro de Portugal; suas características estruturais, tectónicas e metalogenéticas*. JEN, Lisboa, 131 p.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. E. N. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Ed. Inst. Geol. Min. España, escala 1:1.000.000*.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. E. N. (1974). Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Ed. Inst. Geol. Min. España, Madrid*, 113 p.
- LOTZE, F. (1945) – Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. (Tradução de J. M. Rios: *Observaciones respecto a la division de los variscides de la Meseta Iberica. Inst. L. Mallada, Publ. Extranjeras, V (27). Geol. España, 5. Madrid, 1950, p.149-166*)
- MARTINS, J. A. (1957). Nota Explicativa da Folha 221 (Tábua). *Junta de Energia Nuclear*. Lisboa.
- MEDINA, J. (1996). *Contribuição para o conhecimento da geologia do Grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo-Buçaco (Portugal Central)*. Universidade de Aveiro, 202 p. (Tese de Doutoramento)
- MEDINA, J. & RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1991). O Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras) na Região da Barragem da Aguieira – litoestratigrafia e estrutura. *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (B): 573-582.
- MEDINA, J.; SEQUEIRA, A. & FERREIRA DA SILVA, A. (1998). O Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) da Região de V. N. de Poiares-Arganil-Mortágua. *V Congresso Nacional de Geologia, Excursão 3*, p.137-157.
- OEN, I. S. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero, Madrid*, 81 (2/3): 271-298.
- PEREIRA, E. (1988). Soco hercínico da Zona Centro-Ibérica: evolução geodinâmica. *Geonovas, Rev. Ass. Portg. Geol., Lisboa*, 10: 13-35.
- PEREIRA, A. J. S. C. (1991). *Transferências de calor e ascensão crustal no segmento Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central) após a implantação dos granitos hercínicos sin a tardi-orogénicos*. Universidade de Coimbra, 182 p. (Tese de Doutoramento).
- PONTE, M. J. B. (2002). *A Geologia da região de Azere-S. Paio. Um contributo para o ensino das Geociências*. Universidade de Coimbra, 177 p + Anexos. (Tese de mestrado).
- PONTE, M. J. B. & GAMA PEREIRA, L. C. (1991a). Aspectos litológicos e estruturais do Complexo Xisto-Grauváquico no bordo sudoeste da faixa ordovícica da região de S. Paio-Ázere (Tábua-

- Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (A): 135-150.
- PONTE, M. J. B. & GAMA PEREIRA, L. C. (1991b). Aspectos da estrutura do Ordovícico da região de S. Paio-Ázere (Tábua-Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (A): 109-120.
- RAMSAY, J. & HUBER, M. (1987). *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. Academic Press Limited, London, 2, 700 pp.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F. M.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114p.
- RIBEIRO, A. (1984). Evolução geodinâmica da Zona Centro-Ibérica. *Geonovas, Rev. Ass. Portg. Geol.*, Lisboa, 7: 145-146.
- RIBEIRO, M. A. (1990). *Aspectos geológicos e estruturais do limite entre as zonas Centro-Ibérica e Ossa Morena: o exemplo da geologia da região de Mação-Evandos*. Universidade do Porto, 89 p. (Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).
- RODRIGUEZ ALONSO, M. D. & MEDINA, J. (1997). Petrologia do Grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo-Buçaco (Portugal Central). *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, 11, (1/2): 43-62.
- ROMÃO, J. M. C. (1994). Litostratigrafia e tectónica do grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico (CXG)), entre o rio Pônsul e o rio Erges, Beira Baixa (Portugal). *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, 105-6: 521-530.
- ROMÃO, J. M. C. & RIBEIRO, A. (1992). Thrust tectonics of Sardinian age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 78 (2): 87-95.
- SCHERMERHORN, (1955). The age of the Beira schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portg.*, Porto, 12: 77-100.
- SEQUEIRA, A. J. D. (1991). O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Zebreira e Penamacor e a sua relação com o Ordovícico. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra*, p. 77.
- SEQUEIRA, A. J. D. & SOUSA, M. B. (1991). O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) da região de Coimbra-Lousã. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 112 (A): 1-13
- SILVA, A. F.; REBELO, J. A. & RIBEIRO, M. L. (1987-89). Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 11-C (Torre de Moncorvo), *Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 65 p.
- SILVA, A. F.; ROMÃO, J. M. C.; SEQUEIRA, A. J. D. & RIBEIRO, M. L. (1988). Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínios de Mação e Penha Garcia (Centro Leste de Portugal). *Resumo de comunicação apresentado na X Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Bragança, Set/1988*.
- SILVA, A. F.; ROMÃO, J. M. C.; SEQUEIRA, A. J. D. & OLIVEIRA, J. T. (1995). A sucessão litoestratigráfica ante-ordovícica na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Portugal: ensaio de interpretação com base nos dados actuais. In: RODRÍGUEZ ALONSO M. D. & GONZALO CORRAL J. C., Eds., *Comunicaciones XIII RGOP/PICG 319-320*, Salamanca, pp.71-72.
- SOUSA, M. B. (1982). *Litostratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico" - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)*. Universidade de Coimbra, 223p. (Tese de Doutoramento).
- SOUSA, M. B. (1983). Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as Formações ante-ordovícicas da Zona Centro-Ibérica. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 95: 65-98.
- SOUSA, M. B. (1984). Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 9: 9-36.
- SOUSA, M. B. (1985) - Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 100: 1-16.
- SOUSA, M. B. & SEQUEIRA, A. J. D. (1987-89). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 10-D (Alijó), *Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 59 p.
- SOUSA, M. B. & SEQUEIRA, A. J. D. (1993). O limite Precâmbrico-Câmbrico na Zona Centro Ibérica em Portugal. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular*, 1: 17-28.
- SOUSA, M. B. (1996). Estratigrafia do Complexo Xisto Grauváquico. *APG - XVI Curso de Atualização para Professores de Geociências, Viseu*, 6 p.
- TEIXEIRA, C. & MARTINS, J. A. (1959). O Silúrico de Arganil. *Rev. Fac. Ciências, Lisboa*, 2ª série-C, 7 (2): 211-222.