

**AS SUCESSÕES METASSEDIMENTARES DO
SUPERGRUPO DÚRICO-BEIRÃO (COMPLEXO XISTO-
GRAUVÁQUICO) E DO ARENIGIANO EXPOSTAS NA
ÁREA CORRESPONDENTE À FOLHA 17-B (FORNOS DE
ALGODRES), NA ESCALA 1/50.000.**

POR

ANTERO FERREIRA DA SILVA

Instituto Nacional de Engenharia, Tectonologia e Inovação, IP

2005

AS SUCESSÕES METASSEDIMENTARES DO SUPERGRUPO DÚRICO-BEIRÃO (COMPLEXO XISTO-GRAUVÁQUICO) E DO ARENIGIANO EXPOSTAS NA ÁREA CORRESPONDENTE À FOLHA 17-B (FORNOS DE ALGODRES), NA ESCALA 1/50.000

Por

Antero Ferreira da Silva*

Palavras-chave: Zona Centro-Ibérica; Região de Sátão-Penalva do Castelo-Fornos de Algodres; Neoproterozóico (Ediacariano)/Paleozóico (Câmbrico/Ordovícico); Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico); Quartzito Armoricano; Litostratigrafia; Tectónica; Paleogeografia; Fase Sarda; Ciclo Varisco.

Resumo: A revisão da cartografia geológica das rochas metassedimentares expostas na região de Sátão-Penalva do Castelo-Fornos de Algodres, inserida na área correspondente à folha 17-B (Fornos de Algodres), na escala 1/50.000, permitiu identificar as sucessões relacionadas com o Supergrupo Dúrico-Beirão e o Quartzito Armoricano.

A sequência do Supergrupo Dúrico-Beirão encontra-se representada apenas pelos turbiditos distais clássicos do Grupo das Beiras (Formação de Rosmanihal-fácies distal) e pelos turbiditos de ondas modificados do Grupo de Arda Marofa (formações de Sátão e Real), enquanto as rochas ordovícicas expostas se reduzem aos quartzitos armoricanos do Arenigiano.

As rochas xisto-grauváquicas sofreram a deformação sin-sedimentar da Fase Sarda, não acompanhada de xistosidade de plano axial, bem como a deformação, metamorfismo e migmatização do Ciclo Varisco. Esta migmatização ocorreu na periferia da maior parte das suas exposições, em contacto com as rochas granitóides variscas. Porém, os quartzitos armoricanos apenas evidenciam a deformação e metamorfismo do Ciclo Varisco.

Tectonicamente, esta área situa-se nos prolongamentos do extremo sudeste do Sulco Dúrico-Beirão e do extremo sudoeste da falha de Juzbado(Salamanca)-Penalva do Castelo(Viseu), esta posicionando-se a nordeste, entre Trancoso e o rio Águeda, no sinclínio da serra da Marofa, e, ainda, do sistema da falhas NNE-SSW tardi a pós-variscas. Este tectonismo parece ter sido responsável pela reorientação do alinhamento e foliação das rochas metassedimentares segundo NW-SE a NNW-SSE, entre Sátão e Real, para o sentido WSW-ENE, entre Real e Maceira, após o que prosseguem para Trancoso e a serra da Marofa.

I - INTRODUÇÃO

A área correspondente à carta de Fornos de Algodres (folha 17-B), na escala 1/50.000, localiza-se no extremo sudeste do acidente tectónico em que se insere o designado Sulco Dúrico-Beirão, precisamente a sul e sudeste de Queiriga (Fig.1). Nesta região processa-se a rotação ou reorientação desse importante acidente frágil, de sentido segundo WNW/NW-ESE/SE para WSW-ENE, dirigindo-se para a estrutura da serra da Marofa. Tal estrutura frágil (Sulco Dúrico-Beirão), acompanhando o antiforma de Valongo e diversos sinclínios como o de Covas do Rio, apresenta-se, na área em apreço, interceptada ou reorientada pelas falhas tardi a pós-variscas, de desligamento esquerdo e de direcção NNE-SSW, prosseguindo segundo o grande acidente pré-varisco, reactivado no Ciclo Varisco e com orientação WSW-ENE, de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu) (PONCE DE LEÓN & RIBEIRO, 1981). Esta última zona de cisalhamento comporta-se, aparentemente, desde Penalva do Castelo-Real à serra da Marofa, com prosseguimento para Espanha, como sendo o Sulco Dúrico-Beirão reorientado no sentido

*Departamento de Geologia do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (INETI), Estrada da Portela-Zambujal, Apartado 7586, 2720 Alfragide (Lisboa), Portugal.

WSW-ENE. Estas duas anteriores zonas de cisalhamento parecem constituir a delimitação tectónica da grande bacia xisto-grauváquica em duas sub-bacias com características distintas. Uma, a sul, corresponde à sub-bacia do Grupo das Beiras, e, a outra, a norte, relaciona-se à sub-bacia do Grupo do Douro. Sobre ambas as sub-bacias, nesta zona de transição, ter-se-ia posicionado ainda a sub-bacia do Grupo de Arda-Marofa, a qual culminaria a sedimentação xisto-grauváquica. No entanto, nos extremos noroeste (norte e noroeste de Arouca) e es-nordeste (es-nordeste de Trancoso) desta extensa dupla estrutura cisalhante a designada sub-bacia do Grupo do Douro transcendeu-a para oes-sudoeste e sul-sudeste, precisamente no sentido de Espinho-Porto e Guarda-Vilar Formoso, respectivamente (SILVA, 2005a,b,c, processados). Deste modo a área cartografada de Fornos de Algodres encontra-se maioritariamente, senão na sua totalidade, na influência das sub-bacias dos grupos das Beiras e de Arda-Marofa, pelo menos os metassedimentos actualmente presentes. Mesmo considerando as sucessões com intercalações carbonáticas e calcossilicáticas expostas entre Penalva do Castelo e Sátão, habitualmente típicas das formações de Bateiras, Rio Pinhão e Desejosa (SOUSA,1982), preferiu-se optar por conotá-las com a Formação de Sátão, integrante do Grupo de Arda-Marofa (SILVA *et al.*, 1995; SILVA, 2005a,b,c, processados). Esta última macrosequência, em regra, sobrepõe-se às sucessões dos grupos das Beiras e do Douro.

Os metassedimentos xisto-grauváquicos aflorantes na área de Fornos de Algodres, posicionados a sul-sudeste da sucessão Ordovícico-Carbonífera, presente na região entre Sátão e Queiriga, ou ladeando o Arenigiano, em Matela-Matança e NNW de Maceira, distribuem-se por numerosas manchas residuais sobre as rochas granitóides variscas. Estas rochas metassedimentares, depositadas na bacia xisto-grauváquica do Autóctone da Zona Centro-Ibérica, evidenciam idade que poderá escalonar-se entre o Neoproterozóico terminal (Ediacariano médio a superior) e o Eopaleozóico (Câmbrico inferior a médio).

As sucessões dobradas, presentes na área em apreço (Fig. 1 e Quadro 1), foram incluídas na fácies distal da Formação de Rosmaninhal (Grupo das Beiras) (SILVA *et al.*, 1988; ROMÃO, 1991; SILVA, 2005a,b,c, processados) e na Formação de Póvoa-Sátão (Grupo de Arda-Marofa) (SILVA *et al.*, 1995), por sua vez integrantes do Supergrupo Dúrico-Beirão (SILVA *et al.*, 1987/1989; SOUSA & SEQUEIRA, 1987/1989). Porém, a sequência da Formação de Póvoa-Sátão, exposta nesta região, foi recentemente substituída pelas formações de Real e Sátão (SILVA, 2005a,b,c, processados).

Deste modo e de acordo com o quadro abaixo referido constata-se que a Formação de Sátão, conforme actualmente caracterizada, corresponde ao extremo noroeste das exposições da designada Formação de Sátão-Penalva (manchas de Sátão, Rio de Moinhos e Penalva do Castelo) na carta geológica de Fornos de Algodres (GONÇALVES *et al.*, 1990), o mesmo sucedendo em relação à sequência (fácies distal) da Formação de Rosmaninhal (SILVA, 2005a,b,c, processados) que ocupa apenas o extremo ocidental das manchas de Sátão e de Rio de Moinhos. As restantes manchas pertencem à Formação de Real (SILVA, 2005a,b,c, processados), salvo as citadas de Sátão, Rio de Moinhos e Penalva do Castelo, as quais foram incluídas na Formação de Sátão-Penalva por GONÇALVES *et al.* (1990). Por fim as sucessões da mancha de Matela-Matança foram incluídas na Formação de Matela-Matança, de idade ordovícica

(Lanvirniano-Landeiliano), por GONÇALVES *et al.* (1990), conforme mostra a carta geológica em referência. Porém, em nossa opinião, nesta região de Matela-Matança, bem como a NNW de Maceira, ocorrem espessas bancadas de quartzitos armoricanos (Arenigiano), ladeadas por metassedimentos listrados muito dobrados, com metapelitos, metaquartzoarenitos e quartzitos impuros micáceos, da Formação de Real, supostamente de idade transicional entre o Neoproterozóico e o Paleozóico ou, podendo mesmo, ascender ao Câmbrio inferior a médio.

Quadro 1

LITOSTRATIGRAFIA PROPOSTA (SILVA <i>et al.</i> , 2005a,b,c, processados)						LITOSTRATIGRAFIA NA CARTA 17-B (GONÇALVES <i>et al.</i> , 1990)		
Paleozóico	Ordovícico (Arenigiano)	F. Quartzito Armoricano (TEIXEIRA <i>et al.</i> , 1958; TEIXEIRA, coord., 1972)				F. Matela-Matança (GONÇALVES <i>et al.</i> , 1990)	Lanvirniano-Landeiliano	
Neoproterozóico/ Eopaleozóico	Ediacariano/ Câmbrio	SG. Dúrico-Beirão (SILVA <i>et al.</i> , 1987/1989; SOUSA & SEQUEIRA, 1987/1989)	G. Arda-Marofa (SILVA <i>et al.</i> , 1995)	F. Póvoa-Sátão (SILVA <i>et al.</i> , 1995)	F. Sátão (SILVA, 2005a,b,c, processados)	F. Sátão-Penalva (GONÇALVES <i>et al.</i> , 1990)	G. Douro (SOUSA, 1982).	Câmbrio
					F. Real (SILVA, 2005a,b,c, processados)	F. Matela-Matança (GONÇALVES <i>et al.</i> , 1990)	Lanvirniano-Landeiliano	
			G. Beiras. (SILVA <i>et al.</i> , 1988)	F. Rosmaninhal (SILVA <i>et al.</i> , 1988; ROMÃO, 1991)	F. Rosmaninhal (fácies distal) (Silva, 2005a,b,c, processados)	F. Sátão-Penalva (GONÇALVES <i>et al.</i> , 1990)	G. Douro (SOUSA, 1982)	Câmbrio

II – LITOSTRATIGRAFIA

1 – NEOPROTEROZÓICO – EOPALEOZÓICO

1.1 – EDIACARIANO – CÂMBRICO

1.1.1 – SUPERGRUPO DÚRICO-BEIRÃO

1.1.1.1 – GRUPO DAS BEIRAS

1.1.1.1.1 – FORMAÇÃO DE ROSMANINHAL (FÁCIES DISTAL) (Rod)

A unidade em referência foi caracterizada na área de Rosmaninhal, cuja toponímea lhe emprestou o nome (SILVA *et al.*, 1988; ROMÃO, 1991), tendo-se mantido esta designação no sentido noroeste e norte, em direcção à sub-bacia do Grupo do Douro (SOUSA, 1982), apesar de se tornar uma sucessão metapelítica (fácies distal) (SILVA *et al.*, 1995; SILVA, 2005a,b,c, processados), em vez de metapelítico-conglomerática.

Conforme se referiu anteriormente esta unidade corresponde apenas às exposições mais ocidentais das manchas da Sátão e de Rio de Moinhos (Fig. 1 e Quadro 1), posicionadas no extremo mais noroeste das da Formação de Sátão-Penalva da carta geológica de Fornos de Algodres (GONÇALVES *et al.*, 1990).

Esta sequência, no extremo noroeste da carta de Fornos de Algodres, é essencialmente constituída por metaturbiditos de natureza pelítica, em regra fortemente deformados e metamorfizados (filitos e micaxistos micáceos pelíticos) devido aos efeitos do metamorfismo regional do Ciclo Varisco e, principalmente, do metamorfismo de contacto relacionado com as intrusões das rochas granitóides durante a terceira fase de deformação D_3 varisca.

Suas exposições ocorrem junto ao limite noroeste da carta, de onde prosseguem para noroeste e oeste, em direcção a Barreiros e Cota-Cavernães, precisamente nas áreas correspondentes às cartas de Castro Daire e Viseu, respectivamente.

Os metapelitos desta unidade passam, superiormente, a leste, no sentido de Sátão e Rio de Moinhos, à sequência listrada, de natureza metapelítico-quartzarenítico-carbonática, da Formação de Sátão que será descrita posteriormente.

Na área de São Sebastião, na periferia noroeste da vila de Sátão, a sequência listrada da Formação de Sátão parece assentar, em aparente discordância, sobre micaxistos micáceos pelíticos que se supõem correlacionar com a unidade em epígrafe, embora sem representação local.

A sucessão de Rosmaninhal, apesar das suas fortes deformação, metamorfismo e alteração, não permitindo observações precisas acerca da sua estratificação S_0 e respectiva polaridade sedimentar, bem como da xistosidade de plano axial S_1 , mostrou-se, em regra, isenta de intercalações de níveis de metagrauvaques. Trata-se de uma sequência monótona depositada em condições ambientais distais numa bacia relativamente profunda e calma.

Os micaxistos micáceos pelíticos desta sucessão são consequência do metamorfismo de contacto dos maciços graníticos de Cota e Sátão, encaixantes a oeste e sul, respectivamente. *Hornfelses* com cordierite e porfiroblastese de plagioclase podem ser observados, conforme referiu SCHERMERHORN (1956). Os micaxistos adjacentes às rochas granitóides também exibem estágios de migmatização, podendo conter porfiroblastos de feldspatos alinhados paralelamente à xistosidade (SCHERMERHORN, 1956). Veios quartzo-feldspáticos e turmalinização em redor destes são bastante frequentes.

Os metassedimentos pelíticos desta unidade representam uma sequência residual que poderá não ultrapassar a espessura de 100 a 200m, em virtude da acção intrusiva das rochas granitóides variscas e da erosão ulterior.

A deformação sofrida por esta sucessão encontra-se materializada pela xistosidade de plano axial S_3 , consequência da terceira fase de deformação D_3 varisca, responsável igualmente pela intrusão das rochas granitóides locais. Esta deformação transpõe as estruturas planares (S_0 e S_1) e, desse modo, mascarou a deformação das anteriores fases Sarda e Varisca. As atitudes desta xistosidade S_3 são muito variáveis, evidenciando orientação, quer para WSW/SW-ENE/NE, quer para ESE/SE-WNW/NW, com mergulhos do seu plano axial, em regra, para o quadrante sul. As lineações L_3 também apresentam sentido do seu mergulho, ora para ENE a NE ou ESE a SE, ora para WSW a SW ou WNW a NW, embora predomine o sentido do seu mergulho para SW, com valores oscilando entre 40° e 60°.

1.1.1.2 – GRUPO DE ARDA-MAROFA

1.1.1.2.1 – FORMAÇÃO DE REAL (Re)

Esta sequência é a de maior expressão na carta 17-B (Fornos de Algodres), sendo constituída por numerosas manchas residuais dispersas e isoladas entre si pelas rochas granitóides variscas, das quais sofreram intenso metamorfismo de contacto (Fig. 1 e Quadro 1).

A sua designação é devida ao facto de a maior mancha, contendo as suas litologias mais características, se situar contiguamente à povoação de Real, a qual lhe emprestou o nome (SILVA, 2005a,b,c, processados).

Esta unidade, caracteristicamente listrada, distribui-se por extensa região desde Barreiro de Besteiros (norte de Mortágua) a Mosteiro de Fráguas (norte de Tondela), Cota (norte de Viseu), Tourais (noroeste de Seia) e Maceira (nordeste de Fornos de Algodres), com características litológicas muito semelhantes ou comuns. Estas litologias listradas, vulgarmente designadas por *xistos listrados*, evidenciam ter-se depositado em condições ambientais de uma plataforma siliciclástica, por vezes submetida periodicamente a fortes turbulências atmosféricas a alternarem com períodos calmos.

Deste modo esta sequência apresenta-se distribuída, na área da carta geológica em referência, pelas manchas de Real e correspondentes pequenas manchas residuais acompanhando o rio Dão até Ameais, e, ainda, pelas manchas de Mesquitela, Cunha Baixa, Carapito, Antas, Matela-Matança e Maceira. Esta penúltima mancha foi incluída, com os quartzitos armoricanos, na Formação de Matela-Matança, do Lanvirniano-Landeiliano, enquanto as restantes manchas foram incluídas na Formação de Sátão-Penalva por GONÇALVES *et al.* (1990).

A citada mancha de Matela-Matança evidencia, conforme se referiu acima, a presença de espessas bancadas quartzíticas armoricanas no seio de bancadas muito dobradas de metassedimentos pelítico-clásticos, tendo sido estes últimos incluídos na designada Formação de Real.

A sequência da Formação de Real é, em regra, constituída pelos acima citados *xistos listrados*, cujas litologias se distribuem por micaxistos pelíticos e psamíticos micáceos alternando com metassiltitos micáceos, metarenitos micáceos, quartzitos micáceos impuros e metamicroconglomerados a metaconglomerados. Nas zonas de contacto destas litologias com as rochas granitóides variscas é frequente ocorrerem migmatitos e corneanas pelíticas, quartzofeldspáticas e pleumatolíticas. Filitos e metagrauvaques ocorrem de modo esparso. Rochas calcossilicatadas foram detectadas a oes-noroeste de Aldeia das Posses e em Travanca de Tavares, entre outros locais, localizando-se a norte e leste de Real, respectivamente, o que parece evidenciar um certo prosseguimento ou transição, para sudeste, da sequência da Formação de Sátão, de natureza metapelítico-quartzoarenítico-carbonática, considerada confinada às manchas de Penalva do Castelo, Rio de Moinhos e Sátão. Contudo, os xistos e micaxistos micáceos, bem como os metaquartzoarenitos micáceos são as litologias mais frequentes.

Na referida mancha de Matela-Matança as citadas espessas bancadas descontínuas de quartzitos armoricanos dobrados encontram-se encaixadas pela sequência da Formação de Real. Nesta os micaxistos pelíticos e psamíticos micáceos alternam com bancadas centimétricas a decimétricas de quartzitos micáceos impuros, metarenitos micáceos e/ou metassiltitos micáceos, em regra muito metamorfizados.

Nas exposições das manchas a nor-noroeste de Maceira predominam os micaxistos listrados micáceos, os metarenitos micáceos e os metassedimentos arenosos feldspatizados parecendo tratar-se de migmatitos. Numa das manchas a nor-noroeste de Maceira aflora ainda espessa bancada de quartzitos armoricanos encaixada na sucessão listrada da Formação de Real.

A sul de Matela a sucessão dobrada dos designados *xistos listrados* da unidade em apreço apresenta orientação ondulada das suas bancadas no sentido N35°W, com atitude vertical a sub-vertical, em discordância angular aparente em relação à orientação das bancadas quartzíticas armoricanas, de sentido geral segundo SW-NE. Todavia, estas litologias não se encontram em contacto, mas sim separadas por cerca de 100 a 150m, por ausência de exposições.

Os metassedimentos da Formação de Real, além de fortemente deformados, metamorfizados e, localmente, migmatizados, encontram-se frequentemente intruídos por numerosos filões de microgranito, aplito, pegmatito, quartzo e rochas básicas a intermediárias.

Os xistos e micaxistos micáceos, pelíticos e psamíticos, evidenciam ser constituídos, ao microscópio, por quartzo, clorite, moscovite e biotite, enquanto os seus minerais acessórios se distribuem por grafite, magnetite, turmalina, apatite, etc. (TEIXEIRA *et al.*, 1961). Os xistos mosqueados, muito frequentes no contacto com as rochas granitóides variscas, mostram ser constituídos por sericite, clorite, biotite e moscovite, a que se associam porfiroblastos de andaluzite. Outras vezes a sua composição apresenta moscovite, biotite, quartzo e turmalina. Junto ao granito é habitual aflorarem corneanas (TEIXEIRA *et al.*, *op. cit.*).

Na área de Vila Ruiva (sudoeste de Cunha Baixa) e de Cunha Baixa afloram migmatitos e corneanas, onde se evidencia a presença de dobras ptigmáticas.

As corneanas pelíticas ou aluminosas são rochas escuras e compactas, de grão fino a médio e brilho acetinado. Apresentam geralmente disjunção esferoidal. A sua textura é porfiroblástica e a matriz é fina a média. Os porfiroblastos são de cordierite e, às vezes, de andaluzite. Dos minerais essenciais citam-se quartzo, cordierite, silimanite, biotite, moscovite e outros, sendo que predominam os dois primeiros. Quanto aos minerais acessórios estas corneanas contém magnetite, pirite, zircão, plagioclase (albite, albite-oligoclase e oligoclase), grafite, esfena, leucoxena e apatite, entre outros (TEIXEIRA *et al.*, *op. cit.*).

As corneanas quartzo-feldspáticas derivadas de sedimentos metamorfizados, de natureza arenítica, ocorrem também com frequência, acompanhando as anteriores. São rochas faneríticas, leucocráticas, levemente acinzentadas, de grão fino, com frequentes palhetas de biotite. A sua textura é granoblástica, fina, com minerais essenciais como quartzo, feldspato (albite e albite-oligoclase) e biotite. Dos acessórios citam-se moscovite, zircão, penina, rútilo acicular, turmalina, etc. (TEIXEIRA *et al.*, *op. cit.*).

As corneanas pneumatolíticas ou turmalinizadas são constituídas por massas de quartzo e turmalina, com textura granoblástica, fina a média, às vezes brechóide. Os seus minerais essenciais distribuem-se por turmalina, quartzo e, às vezes, moscovite, enquanto dos minerais acessórios citam-se zircão, magnetite, biotite, esfena, rútilo, etc. (TEIXEIRA *et al.*, *op. cit.*).

Na mancha de Matela-Matança a Formação de Real apresenta-se constituída por micaxistos micáceos e pelos designados *xistos listrados*. (alternância de metapelitos e metapsamitos quartzareníticos e/ou quartzitos micáceos), embora em certos locais, como a oes-noroeste de Matança, predominem os micaxistos pelíticos micáceos. Estes xistos argilosos ou pelíticos, em especial expostos nesta mancha, exibem, segundo TEIXEIRA *et al.* (1958), granulação fina e cor cinzenta-micácea, com pouca fissibilidade, ou então, são xistos andaluzíticos com belos cristais de andaluzite bem comprimidos. Entre o V. G. Pendão (SW de Matela) e os quartzitos armoricanos, a sul, ocorrem xistos gresosos finos (TEIXEIRA *et al.*, 1958), os quais evidenciam as habituais intercalações de níveis centimétricos a decimétricos de metaquartzarenitos ou quartzitos micáceos impuros.

A relação entre a Formação de Real e as formações de Rosmaninhal (fácies distal), subjacente, e de Sátão, esta supostamente equivalente lateral e/ou contemporânea, só foi observada naquela primeira unidade fora da área cartografada, nas regiões de Cota e a noroeste de Mioma. Assim, nessa área de Cota e a leste de Nogueira, precisamente a noroeste do extremo noroeste da carta de Fornos de Algodres, constatou-se que a metassequência pelítica da Formação de Rosmaninhal passa, superiormente, de modo gradual, à Formação de Real através da presença de níveis psamíticos (quartzitos impuros e metaquartzarenitos micáceos) cada vez mais espessos e frequentes no sentido do seu topo. Nessas áreas a sucessão da Formação de Real termina de encontro ao Carbonífero de modo brusco ou tectónico.

As exposições desta sucessão representam uma sequência litostratigráfica muito heterogénea, dispersa por numerosas manchas residuais, ainda preservadas da rehomogeneização granitóide varisca e da ulterior erosão, pelo que se torna difícil estimar a sua actual espessura, a qual não deverá ascender a mais de 300 a 500m.

1.1.1.2.2 – FORMAÇÃO DE SÁTÃO (Sa)

Esta sucessão deve o seu nome à povoação de Sátão, a qual se insere no centro de uma das suas manchas que apresenta as melhores exposições das suas litologias mais características ainda preservadas (SILVA *et al.*, 1995; SILVA, 2005a,b,c, processados).

Esta unidade distribui-se apenas pelas manchas de Sátão, Rio de Moinhos e Penalva do Castelo, presentes no extremo noroeste da carta de Fornos de Algodres (Fig. 1 e Quadro 1). A sul e sudeste desta última mancha, precisamente na periferia norte e es-sudeste da mancha de Real, incluída na Formação de Real, evidencia-se ainda a presença de rochas calcossilicatadas e/ou carbonáticas pontuais, as quais afloram habitualmente com frequência apenas naquelas três manchas.

GONÇALVES *et al.* (1990) consideraram as litologias presentes naquelas três manchas, bem como em todas as restantes, pertencentes às anteriores formações de Rosmaninhal (fácies distal) e Real, salvo a de Matela-Matança, como fazendo parte da Formação de Sátão-Penalva. Esta unidade incluíram-na no

Grupo do Douro (SOUSA, 1982), conotado com a idade do Câmbrico. Conforme se referiu anteriormente SILVA *et al.* (1995) consideraram as sucessões actualmente designadas por formações de Real e Sátão por SILVA (2005a,b,c, processados) como incluídas na Formação de Póvoa-Sátão.

Apesar da presença, nesta sucessão em apreço, de material carbonático e do facto da sua deposição ter ocorrido numa bacia em transição entre as sub-bacias dos grupos das Beiras e do Douro, continuamos a admitir (SILVA *et al.*, 1995; SILVA, 2005a,b,c, processados) que se trata da sub-bacia do Grupo de Arda-Marofa, sobrepondo-se àquelas duas sub-bacias, a qual teria culminado a sedimentação xisto-grauváquica que, nesta sucessão e aqui, poder-se-ia ter desenvolvido já durante o Câmbrico, possivelmente inferior a médio.

Em geral as rochas listradas desta unidade encontram-se intensamente dobradas, metamorfizadas e alteradas. A sua alteração originou solos argilo-arenosos, de coloração castanho-avermelhada, habitualmente típicos das regiões calcárias.

Enquanto as duas manchas de Rio de Moinhos e de Penalva do Castelo se encontram limitadas pelas rochas granitóides variscas a mancha de Sátão, a de maior expressão superficial, é apenas circunscrita, a sul e leste, pelo granito de Sátão. As rochas desta última mancha contactam, a oeste, com as da sucessão subjacente da Formação de Rosmaninhal (fácies distal) e, a norte, prosseguindo para além do rio Vouga, entre Mioma e Queiriga, contactam, tectonicamente e em discordância angular, com o Carbonífero e o Ordovícico, respectivamente, inseridos no Sulco Dúrico-Beirão, precisamente a norte do extremo noroeste da carta em referência.

A sucessão da Formação de Sátão originou-se através da deposição numa plataforma siliciclástica, parcialmente carbonática, em progradação no sentido de leste para oeste, sobrepondo-se à sucessão pelítica subjacente da Formação de Rosmaninhal. Essa passagem processou-se gradualmente a partir dos actuais micaxistos pelíticos, filitos e raros metagrauvaques subjacentes desta última unidade a metapelitos micáceos semelhantes intercalando níveis centimétricos a decimétricos de metassiltitos, metarenitos ou metaquartzoarenitos/quartzitos impuros, calcários (mármore), calco-xistos, rochas calcossilicatadas, escarnitos, corneanas calcossilicáticas e pelíticas e filitos grafitosos. Em Mioma (Tojal), junto à fronteira norte-noroeste desta carta, e na Cova da Raposa, mais a noroeste daquele local, SCHERMERHORN (1956) detectou mármore diopsídicos cinzentos escuros exibindo níveis alternantes, ora carbonáticos dolomíticos, ora siliciosos, carbonosos (?) ou manganésíferos (?) e calcossilicáticos.

Os mármore ocorrendo em Mioma e Tojal e um pouco por toda a mancha de Sátão exibem cor cinzenta azulada com intercalações de metagrauvaques finos em níveis de 2 a 10cm de espessura. Também se lhes associam xistos tremolíticos acinzentados com anfíbolos verdes claras. Os referidos metagrauvaques tornam-se mais grosseiros e, provavelmente, formam transições para os metaquartzoconglomerados (SCHERMERHORN, *op. cit.*). Metamicroconglomerados também foram observados nesta sequência, contiguamente ao leito do rio Vouga, a norte de Sátão, precisamente nos taludes da estrada de Sátão para Queiriga (SILVA, 2005a, processados).

A sequência de Sátão é frequentemente intruída por filões de microgranito, aplito, pegmatito e quartzo.

A estratificação desta sequência encontra-se geralmente transposta ou de difícil, senão impossível, observação. Porém, na área de Mioma e, a norte, até ao rio Vouga, essa estratificação encontra-se a mergulhar para sul ou sudeste, com polaridade sedimentar direita. Contudo, no talude da estrada de Sátão para Queiriga, contiguamente ao leito do rio Vouga e bem próximo do Arenigiano, a estratificação ocorre com polaridade sedimentar invertida com atitude segundo N10E, 70NW. Igualmente a sudoeste de Sátão, próximo de Contige, os *xistos listrados* de natureza pelítico-quartzoarenítico-carbonática ali presentes exibem atitude de estratificação segundo N70W, 60SW, com polaridade sedimentar invertida. A xistosidade S₃ de plano axial observada relaciona-se com a terceira fase de deformação D₃ varisca. Suas atitudes são variáveis, enquanto as correspondentes lineações L₃ apresentam sentidos de mergulho predominantes para SE, com valores oscilando entre 40° e 60°.

No contacto das rochas desta sequência com as rochas granitóides variscas afluam, com certa frequência, gnaisses, gnaisses migmatíticos e micaxistos de duas micas, com predomínio de biotite. As rochas metassedimentares ocorrem assim mosqueadas com nódulos de cordierite e biotite, consoante o grau do metamorfismo (TEIXEIRA *et al.*, 1972). Dentro da zona da estauroлите também ocorrem xistos quartzosos

sem este mineral. Este é sempre castanho, embora se altere em agregados micáceos branco-azulados. A andaluzite é encontrada, microscopicamente, a substituir a estauroлите (SCHERMERHORN, *op. cit.*).

Na área em redor de Sátão ocorrem intercalações de xistos anfibólicos no seio de xistos psamíticos e não nos xistos estaurolíticos. Contém granada castanha avermelhada agregada aos cristais de hornblenda verde escura. São equivalentes metamórficos mais elevados dos xistos tremolíticos na zona da clorite, a nordeste de Mioma (SCHERMERHORN, *op. cit.*).

Na mancha de Rio de Moinhos, posicionada entre as de Sátão e de Penalva do Castelo, afloram escarnitos com passagem, ou em alternância, a corneanas calcossilicáticas, em faixas estreitas, de granulometria mais fina. A sul de Rio de Moinhos, precisamente nas margens da ribeira de Coja, encaixadas pelo granito, afloram bancadas constituídas por corneanas calcossilicáticas com passagens a tipos escarníticos. Essas camadas exibem direcções variáveis entre N-S e N30E, com inclinação de 40°-50° para oeste ou noroeste. Finas intercalações xistosas podem ocorrer separando os tipos calcossilicáticos do granito. Filões pegmatíticos de até 30cm de espessura intruem essas camadas (PINTO, 1978).

As anteriores rochas calcossilicáticas da área de rio de Moinhos exibem aspectos variáveis, passando de grão fino numas zonas a outras, onde os minerais assumem acentuado desenvolvimento, em especial a idocrase que pode revelar cristais prismáticos estriados de coloração castanha. Estas rochas mostram foliação bem marcada com bandas exibindo tonalidades oscilando entre o verde e o acastanhado. Casualmente passa-se, perifericamente, a faixas milimétricas de natureza xistosa, resultante de restos da rocha pelítica original. O contacto directo com as rochas granitóides variscas é marcado pelo aparecimento de bandas de cor verde-escura progredindo para a faixa calcossilicada de tonalidade cinzento-esverdeada (PINTO, *op. cit.*).

Estas rochas calcossilicadas são constituídas, microscopicamente, pelos seguintes minerais: quartzo, em agregados em mosaico, parecendo ter-se originado em duas gerações; plagioclase, em regra substituída por agregados sericíticos, placas de clinozoisite e calcite, em que a sua composição varia entre andesina e bytownite; clinopiroxena em cristais granulares e prismáticos, normalmente corroídos pela matriz plagioclásica e, por vezes, substituída por anfíbola, clinozoisite e calcite e podendo ocorrer maclas polissintéticas, bem como inclusões de esfena, apatite e impregnações de óxidos de ferro; anfíbolos distribuídas por dois tipos (actinolite de cor variável entre verde levemente azulado e verde amarelado e anfíbola actinolítica resultante da alteração de cristais piroxénicos); idocrase com estrutura poiciloblástica conferida por abundantes inclusões de quartzo, piroxena, plagioclase, clinozoisite e scheelite; granada pouco frequente, embora em grandes cristais intensamente fracturados, de cor levemente rosada com ligeira anisotropia, apesar de não revelar zonamento visível, pertence à série *grandite* aproximando-se duma solução binária grossulária-andradite ou então representada por uma solução ternária de grossulária-andradite-almandina; volastonite, embora pouco abundante, ocorre associada às faixas de idocrase, mostrando-se em prismas alongados ou fibras com tendência a disposição radiada no seio da vesuvianite, podendo, por vezes, mostrar-se a ser substituída parcialmente por calcite; outros acessórios são fluorite intersticial, esfena, apatite e opacos; a biotite castanho-avermelhada e amarelo palha foi encontrada nalgumas rochas associando-se à clorite; prenite ocorre em agregados radiais e envolve grãos de opacos; feldspato potássico microclínico, em cristais fortemente caulinizados, revelou-se em algumas rochas; scheelite encontra-se em pequenos grãos dispersos na matriz ou associando-se a faixas mais ricas em idocrase, no seio da qual se desenvolve em grandes cristais ou, então, acompanha a fluorite (PINTO, *op. cit.*).

A existência de scheelite, único tungstato que ocorre nos escarnitos, fornece a indicação da compatibilidade com os restantes componentes de tais tipos líticos, revelando, em Rio de Moinhos, a sua ocorrência associação preferencial com fluorite e veios de quartzo, ou ainda, possivelmente, com idocrase, mineral cuja malha contém flúor (PINTO, *op. cit.*).

Os escarnitos evidenciam um zonamento metassomático, consequência do contacto com as rochas granitóides variscas, estabelecendo-se bandas calcossilicadas com desenvolvimento progressivo de faixas mineralogicamente diferenciadas. Assim, a faixa imediata ao granito, evidencia o domínio de prismas e grãos de anfíbola. Na banda seguinte desenvolve-se piroxena diopsídica acompanhando abundante esfena e clinozoisite. Quartzo e plagioclase (labradorite) continuam a ocorrer associando-se-lhes grãos de esfena. Acessoriamente há apatite e opacos, além de impregnações de óxidos de ferro castanho-avermelhados. Segue-se outra faixa com diminuição acentuada de plagioclase. Depois uma faixa central com idocrase que se pode associar a granada (PINTO, *op. cit.*).

A formação dos tipos escarníticos de Rio de Moinhos encontrar-se-á relacionada com a migração dos fluidos em fase aquosa provenientes das rochas granitóides variscas, ao atingirem a saturação em H₂O (KERRICK, 1977, *in* PINTO, *op. cit.*). Pode concluir-se que os escarnitos de Rio de Moinhos se originaram a partir de corneanas calcossilicáticas por acção do metamorfismo de contacto que actuou sobre os níveis de natureza dolomítica intercalados na sequência metassedimentar (PINTO, *op. cit.*). Por outro lado a mineralização scheelítica terá ocorrido ligada à fase das recristalizações então desenvolvidas e a localização das bandas de idocrase deverão traduzir efeitos de controlo sobre as faixas anteriormente geradas durante a formação das corneanas por metassomatismo de difusão e com o minério a formar-se anteriormente à idocrase, pois, em geral, está incluso neste mineral (PINTO, 1978 e 1984).

Ao microscópio os micaxistos micáceos revelam geralmente textura lepidó-nematoblástica. Os constituintes mineralógicos principais são o quartzo, sericite, moscovite e biotite. Quanto aos minerais acessórios citam-se, dentro dos mais comuns, ilmenite, apatite, turmalina, zircão e plagioclase. Dos minerais secundários referem-se clorite, leucoxena e óxidos e hidróxidos de ferro como os mais frequentes (TEIXEIRA *et al.*, 1972).

Os sedimentos calcários impuros e/ou margosos, metamorfizados em xistos anfibólicos, são essencialmente constituídos por hornblenda, bytownite e quartzo, às vezes acompanhados de granadas (SCHERMERHORN, 1980).

Em virtude desta sequência aflorar nas citadas manchas residuais, muito deformada e alterada, ainda preservada da intensa remobilização granitóide varisca e da ulterior erosão, torna-se difícil estimar a sua espessura, a qual, no entanto, poderá ascender a cerca de 300m.

2 – PALEOZÓICO

2.1 – ORDOVÍCIO

2.1.1 – ARENIGIANO

2.1.1.1 – FORMAÇÃO DO QUARTZITO ARMORICANO (Ob)

Esta sucessão encontra-se representada, residualmente, apenas na parte central das manchas de Matela-Matança e a NNW de Maceira (Fig. 1 e Quadro 1), pelos designados quartzitos armoricanos, muito dobrados, encaixados nas rochas xisto-grauváquicas (TEIXEIRA *et al.*, 1958) da Formação de Real (SILVA, 2005a,b,c, processados).

Conforme se referiu anteriormente GONÇALVES *et al.* (1990) consideraram os quartzitos armoricanos e os metassedimentos encaixantes, em geral listrados, da Formação de Real, como constituindo a Formação de Matela-Matança, conotada com o Lanvirniano-Landeiliano. Porém, TEIXEIRA *et al.* (1958) e TEIXEIRA (Coord., 1972) consideraram os metassedimentos encaixantes dos citados quartzitos armoricanos como fazendo parte da sucessão do Complexo Xisto-Grauváquico do Precâmbrico terminal

Embora não se tivesse feito um estudo cartográfico com algum pormenor acerca destes quartzitos armoricanos constatou-se que a sudeste, sul e sudoeste de Matela estas litologias constituem três manchas bastante dobradas, de espessura oscilando entre cerca de 10 e 250m, as quais poderão intercalar metassedimentos de natureza pelítico-psamítica. A sudoeste de Matela os quartzitos armoricanos que atravessam a ribeira do Carapito têm orientação que varia entre N35E e N80E, cujos pendores oscilam entre cerca de 60° e 80° para sudeste (TEIXEIRA *et al.*, 1958). No sentido ENE em relação às anteriores exposições as bancadas quartzíticas orientam-se segundo E-W a N50E com mergulhos de 40° a 75° para sul a sudeste. Mais para leste, na mesma mancha de Matela-Matança, precisamente a norte de Matança, ocorre outra mancha quartzítica, não muito expressiva, cujas bancadas se encontram orientadas para norte e a mergulhar para oeste. Estas exposições acompanham de perto a margem direita da ribeira do Carapito, onde parecem constituir um anticlinal, cujo centro ou núcleo foi intruído por granito (TEIXEIRA *et al.*, 1958). Possivelmente esta pequena mancha quartzítica aflora em zona de cisalhamento SSW-NNE, a qual contribuiu para a arrastar e/ou reorientar no sentido NNE. Prosseguindo para leste, dentro da mesma mancha de Matela-Matança, precisamente a es-nordeste de Matança, ocorrem exposições dos quartzitos armoricanos, em bancadas de espessura métrica, encaixadas no seio dos xistos pelítico-psamíticos

listrados e dos quartzitos micáceos impuros pertencentes à Formação de Real. Estes quartzitos armoricanos ocupam toda a linha de fecho do relevo local, culminando as suas melhores exposições no V.G. Milho. Junto à ribeira das Forçadas, a sudoeste daquele vértice geodésico, ocorre ainda pequena mancha dos mesmos quartzitos do Arenigiano. As camadas quartzíticas expostas no topo do relevo, junto ao V.G. Milho, apresentam a sua estratificação com atitude segundo N65W, 70SW, embora com polaridade sedimentar invertida. Este facto evidencia tratar-se do flanco residual invertido de um sinclinal ou sinclinório quase totalmente desaparecido, com vergência orogénica varisca no sentido norte a nordeste, tal como sucede no sinclinório da serra da Marofa, a partir de Tamanhos (Trancoso) e, em especial, a leste de Castelo Rodrigo até ao rio Águeda (SILVA, 1998 e 2005a,b,c, processados). Por fim, exposição bem espessa destes quartzitos armoricanos aflora ainda numa pequena mancha a NNW de Maceira, encaixada em metarenitos micáceos, entre outras litologias, incluídas na Formação de Real. A atitude da sua estratificação ocorre segundo N40E, 80NW, sem evidenciar polaridade sedimentar visível.

Estes quartzitos armoricanos, por vezes aflorando em bancadas muito espessas, mostram-se, macroscopicamente, muito compactos, de grão fino e de cor clara a cinzenta, às vezes mais escura, ou até, avermelhada. Nestas litologias foram detectados restos de fósseis apenas a sudoeste do V. G. Pendão (sudoeste de Matela), relacionados a *Scolithus* encontrados num fragmento de quartzito (TEIXEIRA *et al.*, 1958). No seu conjunto constituem um alinhamento de orientação geral WSW-ENE, com prosseguimento em direcção à estrutura da serra da Marofa (TEIXEIRA & CARVALHOSA, 1958).

Esta sucessão da Formação do Quartzito Armoricano encontra-se reduzida a uma espessura difícil de estimar devido à sua deformação e descontinuidade das suas exposições. Assim, se nuns locais a sua espessura não ultrapassará a dezena de metros, noutros, como a sul e sudoeste de Matela, poderá ascender a pelo menos 250 metros, salvo se muitas das suas camadas estiverem repetidas devido ao intenso dobramento e ulterior erosão sofridos

III – TECTÓNICA E PALEOGEOGRAFIA

A sequência xisto-grauváquica do Supergrupo Dúrico-Beirão, ainda presente na área correspondente à folha 17-B (Fornos de Algodres), na escala 1/50.000, representa os testemunhos residuais de uma ampla bacia distribuída pelo Autóctone da Zona Centro-Ibérica, que se estende desde a região centro-leste de Portugal até à região centro-sudoeste de Espanha.

Sua sedimentação processou-se durante a transição entre o Neoproterozóico terminal (Ediacariano médio a superior) e o Eopaleozóico (Câmbrico inferior a médio). Nessa ampla bacia, correspondente à área em apreço, em condições batiais, ter-se-iam depositado os turbiditos metapelíticos da Formação de Rosmaninhal (fácies distal), na então designada sub-bacia do Grupo das Beiras (SILVA *et al.*, 1988; Silva, 2005a,b,c, processados). Esta, em seguida, transicionou à sub-bacia do Grupo de Arda-Marofa (SILVA *et al.*, 1995), em progradação para condições de plataforma siliciclástica, por vezes carbonática, acompanhada de períodos turbulentos e calmos alternantes. Nesta sub-bacia ultimou-se a sedimentação das sucessões das formações de Real e Sátão (SILVA, 2005a,b,c, processados). Tal sub-bacia teria ultrapassado, para norte, o grande acidente tectónico frágil, onde se insere o extremo sudeste do Sulco Dúrico-Beirão, tendo-se, aí, sobreposto à sub-bacia do Grupo do Douro (SOUSA, 1982), acabando, assim, por culminar a sedimentação da espessa sequência do Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico) (SILVA, 2005a,b,c, processados).

Toda esta extensa bacia xisto-grauváquica originou-se, supostamente, através de um regime tectónico distensivo, não confundido com o regime tectónico compressivo, contemporâneo do Ciclo Caledoniano (SILVA & RIBEIRO, 1985). Ou seja, o Ciclo de Wilson Caledoniano está relacionado com a abertura e fecho do Oceano de Iapetus, enquanto o Ciclo de Wilson Varisco se relaciona com a abertura e fecho do Oceano Proto-Tethys (PERROUD *et al.*, 1984). Deste modo a bacia deste primitivo Oceano de Iapetus, relativa à área de sedimentação xisto-grauváquica, poderá ser considerada uma bacia marginal, em parte epicontinental, quer em relação ao Gondwana, durante o Ciclo Pan-Africano, quer em relação à Laurásia, durante o Ciclo Caledoniano.

As sequências presentes na área de Fornos de Algodres, distribuídas pelos grupos das Beiras (Formação de Rosmaninhal-fácies distal) e de Arda-Marofa (formações de Real e Sátão), sofreram os efeitos da Fase

Sarda durante a deposição e consolidação dos seus sedimentos depositados numa bacia estruturada em blocos em *grabens* e *horsts*, de acordo com o modelo de bacias do tipo *pull-apart*. As citadas sucessões das formações de Real e Sátão ultimaram a sedimentação xisto-grauváquica na região em apreço, tendo resultado de uma extensa progradação a partir das sequências do Grupo das Beiras, a sul e oeste, e do Grupo do Douro, a norte. Relativamente à sequência da Formação de Sátão parece haver paralelismo litostratigráfico com a da Formação de Desejosa incluída, quer no Grupo do Douro por SOUSA (1982) quer no Grupo de Arda-Marofa por SILVA (2005a,b,c, processados), devido à existência de intercalações carbonáticas e calcossilicáticas comuns às duas unidades, o que parece evidenciar condições ambientais de deposição e proveniência do material detrítico idênticas.

A deformação da Fase Sarda teria sido um episódio de curta transtensão no seio de um regime extensional mais longo, durante o Paleozóico inferior. Esta deformação não foi acompanhada de xistosidade de plano axial. Por outro lado apresenta-se totalmente obliterada ou mascarada pela posterior deformação do Ciclo Varisco e correspondente intrusão granitóide, bem como pelos processos erosivos posteriores.

Após o Câmbrio e, naturalmente, a seguir a longo período erosivo, a área de Fornos de Algodres, entre outras, teria sido palco de novo ciclo de sedimentação durante o Ordovícico. Deste apenas restam os quartzitos armoricanos com *Scolithus* (TEIXEIRA *et al.*, 1958), do Arenigiano, em regra, em espessas bancadas, embutidas na sucessão da Formação de Real. Actualmente estes quartzitos parecem representar apenas, nalguns locais, o flanco sul invertido de um sinclínio há muito desaparecido, consequência da tectónica frágil, intrusão granitóide varisca e ulterior erosão que sofreram.

O ciclo Varisco fez-se sentir nas litologias sedimentares das sucessões expostas através das suas três fases de deformação. Contudo, somente se observa, na prática, o intenso metamorfismo de contacto originado durante a fase de deformação D_3 , responsável pela xistosidade de plano axial S_3 que obliterou e transpôs, na sua quase totalidade, as anteriores estruturas planares (S_0 , S_1 e S_2). Esta última deformação D_3 varisca culminou pela intrusão das rochas granitóides variscas, acompanhadas desse metamorfismo de contacto, bem como, tardiamente, pela intrusão dos frequentes filões aplito-pegmatíticos e quartzosos. Assim se originaram rochas metamórficas de contacto, tais como escarnitos, corneanas, calcossilicadas, micaxistos micáceos de duas micas, gnaisses e migmatitos, entre outras.

Os planos das xistosidades S_3 observadas, ou ainda S_1 , quando preservadas, bem com as respectivas lineações L_3 ou L_1 , mostram atitudes, quer na orientação quer no sentido do mergulho, muito variáveis. Assim, os planos destas xistosidades orientam-se, ora segundo SE-NW ora segundo N-S ou SW-NE, embora predominem para SE-NW. Os seus mergulhos, muito elevados a sub-verticais, exibem também sentido variável, apesar de predominarem para SE. A vergência orogénica varisca apresenta, de modo predominante, sentido segundo SW-NE, igualmente confirmado nas bancadas de algumas exposições dos quartzitos armoricanos na área de Matela-Matança. As lineações L_3 e, raramente, L_1 , evidenciando sentidos de mergulho variáveis, ora para NW ora para SE ou S, mostram valores médios a elevados, escalonados entre 20° e 70°. Entre Sátão e Penalva do Castelo os valores de mergulho das lineações ascendem apenas a 40°, enquanto a sul de Penalva do Castelo atingem 55° a 60°. Porém, mais a sul, em São Romão do Carvalhal, Real (a cerca de 1km a nordeste) e Travanca de Tavares (mancha de Real), as lineações mergulham 30°, 60° e 20°, respectivamente. Por fim, na mancha de Matela-Matança, as lineações mergulham com valores oscilando entre 60° e 70°, excepto a WSW do V. G. Milho, onde o seu mergulho apenas ascende a 40°. Estes valores do mergulho das lineações parecem provar-nos, entre outros factos, que estes metassedimentos xisto-grauváquicos se depositaram na sub-bacia do Grupo das Beiras e na sub-bacia do Grupo de Arda-Marofa, esta sobrepondo-se à primeira, e não na sub-bacia do Grupo do Douro, apesar da proximidade desta última, separada apenas pelo citado Sulco Dúrico-Beirão. Nesta última sub-bacia os valores dos mergulhos das lineações, em média, oscilam entre 10° e 40°, na região de Queiriga-Fráguas-Mões-Castro Daire, contiguamente a norte da área em discussão. Mais a norte e nordeste, em pleno vale do rio Douro, os valores de mergulho das lineações L_1 raramente ultrapassam os 10°. É sabido que o elipsóide de deformação em **a** ocorreu na sub-bacia do Grupo do Douro, enquanto a deformação em **b** ocorreu na sub-bacia do Grupo das Beiras, trazendo como consequência os valores elevados a verticais das lineações nesta última sub-bacia em relação aos daquela.

Após o Ciclo Varisco teriam ocorrido processos erosivos acompanhados de movimentações tectónicas, em regra frágeis.

O Ciclo Alpino ter-se-ia feito sentir na região de Fornos de Algodres, pelo menos tectonicamente de modo suave. Contudo ignoram-se os seus efeitos concretos.

Antes, porém, os efeitos da tectónica de cisalhamento dúctil, semi-dúctil e frágil fizeram-se sentir, de modo bastante intenso, nesta mesma região, desde o Precâmbrico. Como já foi referido anteriormente a área correspondente à carta de Fornos de Algodres situa-se no extremo WSW da ampla zona de cisalhamento, de sentido WSW-ENE, de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu), de idade precâmblica, posteriormente reactivada durante o Ciclo Varisco (PONCE DE LEÓN & RIBEIRO, 1981). Ao longo desta zona de cisalhamento inserem-se os quartzitos armoricanos de Matela, Matança e Maceira, bem como a estrutura sinclinal da serra da Marofa (TEIXEIRA & CARVALHOSA, 1958), com prosseguimento para Espanha até Rinconada de la Sierra/Fuente de San Esteban. Trata-se de um acidente tectónico, de desligamento esquerdo, com amplas zonas dúcteis de cisalhamento que correspondem a lineamentos envolvendo o soco precâmbrico, reactivado durante as duas principais fases de deformação varisca. Segundo aqueles autores esta zona de cisalhamento dúctil poderia ter-se processado numa zona ou faixa de largura ascendendo a cerca de 5 a 10km, com um rejeito total esquerdo de 65km durante aquelas duas principais fases de deformação varisca. Este acidente passaria, assim, segundo o alinhamento de Matela-Matança-Maceira, coincidindo com o leito do rio Dão, entre Penalva do Castelo e Real, a partir do qual se dissiparia no sentido WSW. Esta zona de cisalhamento teria sido rejeitada pelos numerosos cisalhamentos tardi a pós-variscos, em geral de desligamento esquerdo e de orientação segundo SSW-NNE, muito frequentes na área desta carta. A maior parte das drenagens principais da área em apreço encaixam-se segundo estes últimos alinhamentos cisalhantes.

Anteriormente aos acidentes frágeis tardi a pós-variscos, antes referidos, ocorreu o importante acidente de cisalhamento, de orientação segundo SE-NW a ESE-WNW, em que se insere o citado Sulco Dúrico-Beirão, cujo prolongamento para SE a ESE prossegue no sentido de Silvã de Cima e Antas, precisamente a nordeste de Penalva do Castelo. Este acidente corresponde a uma ampla estrutura de cisalhamento activa durante todo o Ciclo Varisco (RIBEIRO *et al.*, 1990). RIBEIRO *et al.* (1995) e RODRIGUES (1997) concluíram pela possibilidade de actividade pré-orogénica em pleno Câmbrio, comportando-se como falha normal no Ordovícico e no Silúrico, como transpressão esquerda entre o Devónico inferior e o Vestefaliano e tendo actuado, ainda, no Estefaniano C inferior. Após a primeira fase de deformação D₁ varisca ou durante a segunda fase de deformação D₂ varisca comportou-se como um acidente inverso e de desligamento esquerdo, cavalgando para sudoeste a oes-sudoeste.

A dinâmica do comportamento das zonas de cisalhamento, entre si, dos anteriores três sistemas de orientação principais, segundo WSW-ENE, SE-NW/ESE-WNW e SSW-NNE, que afectaram a região da carta de Fornos de Algodres, terá contribuído para a rotação e reorientação das exposições metassedimentares ainda preservadas. Assim, os metassedimentos xisto-grauvácicos encontram-se alinhados primeiro, segundo NW-SE, desde Sátão a Real, Travanca de Tavares e Antas, e, depois, segundo WSW-ENE, em direcção à serra da Marofa, a partir de Antas, com passagem por Matela e Maceira, onde também se inserem os quartzitos armoricanos.

A área correspondente à carta de Fornos de Algodres é fundamentalmente constituída por rochas granitóides variscas. Estas foram profundamente afectadas, em especial, pelos cisalhamentos frágeis tardi a pós-variscos, de orientação segundo SSW-NNE. Estes acidentes, além de terem originado um intenso diaclasamento nas rochas referidas, também contribuíram para a existência de numerosos filões de applitos, pegmatitos, quartzo e até rochas básicas a intermediárias.

IV - AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao geólogo Rubem Dias pelo seu apoio no processamento deste trabalho.

V – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GONÇALVES, L. S. M.; ARAÚJO, J. R. S.; FONSECA, E. C. & PINTO, M. C. S. (1990) –Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000, correspondente à região inserida na folha 17-B (Fornos de Algodres), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- KERRICK, D. M. (1977) –The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, Califórnia, *Journ. Petrol.*, 18, pp.144-181.
- PERROUD, H.; VAN DER VOO, R. & BONHOMET, N. (1984) –Palaeozoic evolution of the Armorica Plate on the basis of paleomagnetic data, *Geology*, 12, pp. 579-582.
- PINTO, A. F. F. (1978) –Rochas escarníticas com scheelite de Rio de Moinhos (Penalva do Castelo), *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, **86**, pp. 1-41.
- _____ (1984) –Algumas considerações acerca da mineralização scheelítica em rochas calcossilicatadas portuguesas, *Técnica*, separata, Lisboa, 2, pp. 22-27.
- PONCE DE LEÓN, M. I. & RIBEIRO, A. (1981) –La zone de cisaillement ductile de Juzbado(Salamanca) – Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l’ orogénèse hercynienne ?, *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **67** (1), pp. 89-93.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER R. D. (1990) –Geodynamic evolution of the Iberian Massif, DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ Garcia, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 399-410.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; CHAMINÉ, M. I. & RODRIGUES, J. F. (1995) –Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica na região de Porto-Lousã, *Mem. IV Cong. Nac. Geol.*, Univ. Porto, Porto, **4**, pp. 299-303.
- RODRIGUES, J. F. (1997) –Estudo tectonosedimentar do extremo SE da zona de cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (Região de Queiriga-Sátão, NE de Viseu), *Tese de Mestrado*, Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, Lisboa, 109 pp.
- ROMÃO, J. M. C. (1991) –Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras) entre a serra do Moradal e o rio Erges, *Rel. inéd. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 150 pp.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) – Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul region (Northern Portugal), *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **37**, 617 pp.
- _____ (1980) –Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da folha 14-C (Castro Daire), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 39 pp.
- SILVA, A. F. (1998) –O Supergrupo Dúrico-Beirão da Bacia do Douro na região de Vermiosa (Figueira de Castelo Rodrigo), *Actas V Cong. Nac. Geol.*, *Com. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, **84**(1), pp. A.3-A.6.
- _____ (2005a, processado) –Litostratigrafia e estrutura do Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico), *Inst. Nac. Eng. Tecn. Inov. (INETI)*, Lisboa, 480 pp.
- _____ (2005b, processado) – A litostratigrafia e estrutura do Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-grauváquico), em Portugal, e sua correlação com as correspondentes sucessões em Espanha, *Inst. Nac. Eng. Tecn. Inov. (INETI)*, Lisboa, c. 58 pp.
- _____ (2005c, processado) – A sucessão litostratigráfica do Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico) na região da serra da Marofa, entre Trancoso e Espanha (Pinhel, ENE de Portugal), *Inst. Nac. Eng. Tecn. Inov. (INETI)*, Lisboa c. 29 pp.
- SILVA, A. F.; REBELO, J. A. & RIBEIRO, M. L. (1987/1989) –Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da folha 11-C (Torre de Moncorvo), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 65 pp.
- SILVA, A. F. & RIBEIRO, A. (1985) –Thrust Tectonics of Sardinian Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal), *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **71** (2), pp. 151-157.
- SILVA, A. F.; ROMÃO, J. M. C.; SEQUEIRA, A. J. D. & OLIVEIRA, J. T. (1995) –A sucessão litostratigráfica anté-ordovícica na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Portugal: Ensaio de interpretação com base nos dados actuais, *XIII Reunión de Geologia del Oeste Peninsular*, *RGOP/PICG*, 319-320, Univ. Salamanca, Salamanca, 1, pp. 71-72.
- 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/Painel apresentado à X Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Bragança.
- SOUSA, M. B. (1982) –Litostratigrafia e estrutura do «Complexo Xisto-Grauváquico anté-Ordovícico» - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal), *Tese de Doutoramento*, Univ. Coimbra, Coimbra, 223 pp.
- SOUSA, M. B. & SEQUEIRA, A. J. D. (1987/1989) –Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da folha 10-D (Alijó), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 59 pp.
- TEIXEIRA, C. (Coord., 1972) –Carta Geológica de Portugal na escala 1/500.000, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 4ª Edição.

- TEIXEIRA, C.; CARVALHO, L. H. B.; MARTINS, J. A.; HAAS, S. W. E. L.; PILAR, L. & ROCHA, A. T. (1961) –Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da folha 17-C (Santa Comba Dão), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 31 pp.
- TEIXEIRA, C. & CARVALHOSA, A. (1958) – A estrutura da serra da Marofa, *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, Lisboa, 2ª Série, C - Ciências Naturais, **6**(1), pp. 39-50.
- TEIXEIRA, C.; SANTOS, J. P. & LOPES, J. V. T. (1958) –Reconhecimento geológico da região entre Maceira e Ameais, a norte de Fornos de Algodres, *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, Lisboa, 2ª Série, C – Ciências Naturais, **6**(2), pp. 237-244.
- TEIXEIRA, C.; SANTOS, J. P.; LOPES, J. V. T.; PILAR, L. & PEREIRA, V. C. (1972) –Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da folha 14-D (Aguiar da Beira), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 40 pp.