

Estruturas Filonianas do Paleozóico Superior da Serra do Marão (N de Protugal); o resultado de extensión intra-orogénica?

Upper Paleozoic Dikes of the Marão Mountain (Northern Portugal); results of intra orogenic extension?

COKE, C.¹, GOMES, M.E.P.¹, DIAS, R.² & RIBEIRO, A.³

ABSTRACT

In the Marão mountain occur hercynian mafic veins cutting the Schistose Formation of the Landeilian age. The geochemistry of these rocks present high concentrations on Ti, P, Zr, Nb, Ba, and REE ($TiO_2 = 1.23-1.39\%$, $P_2O_5 = 1.32-1.60\%$, $Zr = 565-641$ ppm, $Nb = 33-46$ ppm, $Ba = 2531-3219$ ppm, $REE = 295-430$ ppm) and indicate significant REE fractionation ($Ce_N/Yb_N = 10.46$) similar to that reported for alkaline mafic rocks. These characteristics and their patterns in THOMPSON (1984) diagram are typical of alkaline rocks. The dikes intrusion occurred in a late stage of the tectonic evolution of the Centro-Iberian autochthon prior to the granitic magmatic phase. Their intrusion was facilitated, either by the reorientation of the stress field due to the emplacement of the NW Iberian nappe complex or local extensions common in transpressive regimes. This geodynamical context could produce the generation of alkaline magmatism due to partial melting of the upper mantle, induced by adiabatical decompression in the major crustal NW-SE shear zones.

Key words: Marão mountain, mafic veins, alkaline rocks, intra-orogenic extension, Variscan orogeny.

(1) Dep. Geologia, Universidade Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 202, 5001 VILA REAL - Portugal

(2) Dep. Geociências e Centro de Geofísica, Universidade de Évora, Ap. 94, 7002-554 ÉVORA, Portugal

(3) Dep. Geologia, Fac. Ciências da Univ. Lisboa, Ed. C2 piso 5 Campo Grande, 1749-016 LISBOA, Portugal

INTRODUÇÃO

Trabalhos recentes desenvolvidos no domínio da cartografia estrutural no ramo sul da Serra do Marão (área do Ramalhoso) revelaram a existência de dois corpos filonianos intrusivos na Formação Xistenta (figura 1) cuja idade é atribuída ao Landeiliano. O corpo A localizado mais a Oeste foi já objecto de um estudo sumário (COKE *et al.*, 1995). Neste trabalho são retomados os estudos anteriores no sentido de os aprofundar sendo para o efeito apresentadas análises químicas de elementos maiores, menores e terras raras dos dois filões, com vista à sua caracterização e determinação das afinidades magmáticas e do ambiente geodinâmico em que se inserem.

Os dois corpos parecem estar associados ao mesmo evento tectonomagmático e, o facto de se encontrarem intruídos num plano subparalelo à clivagem S_1 , mas estarem cortados por estruturas correlacionáveis com a implantação dos granitos tardi- D_3 , prova o seu contexto intra-orogénico.

A ocorrência de corpos filonianos de natureza básica na região de Trás-os-Montes tem sido referida por vários autores. No entanto, devido à frequente ausência de alguns elementos que os relacionem com as fases tectono-metamórficas variscas regionais, torna-se muito difícil estabelecer um paralelismo com os filões agora estudados.

SOUSA & SEQUEIRA (1989), referem a Este da Serra do Marão, na região de Sabrosa e Alijó, a ocorrência de dois filões subparalelos à clivagem primária (S_1), com orientação NW-SE e composição dacítica. Associados a estes pórfiros dacíticos, os

mesmos autores referem ainda ocorrências de alguns corpos filonianos subparalelos aos anteriores, de composição anfibolítica.

PEREIRA (1989) na unidade parautoctone de Mouquim refere várias ocorrências de metabasitos, sob a forma de diques e soleiras, apresentando a mesma deformação do encaixante, isto é, terão intruído antes do Devónico médio, nada referindo sobre as suas orientações. As composições variam entre o metabasito, meta-traquianesito e o metadolerito.

A Oeste, na região de S. Pedro da Cova, MEDEIROS *et al.* (1980) referem a presença no CXG de numerosos filões doleríticos (diabases), intruídos segundo a direcção NW-SE nada referindo sobre a sua idade, deformação e dinâmica de instalação. Os mesmos autores referem ainda na margem direita do rio Tâmega, perto da foz, a presença de um filão semelhante intrusivo no granito porfiróide de Entre-os-Rios.

ENQUADRAMENTO LITOESTRATIGRÁFICO

O ramo sul da Serra do Marão localiza-se em pleno autóctone da Zona Centro Ibérica, confrontando a NW com os terrenos parautoctones das unidades de Mouquim e Canadelo (PEREIRA, 1987).

Para o autóctone do ramo sul da Serra do Marão foram definidas as seguintes unidades litoestratigráficas:

- Formação de Desejosa: pertence ao Grupo do Douro a que se atribui idade câmbrica (SOUSA, 1982; REBELO, 1983; DIEZ BALDA, 1980; RODRIGUEZ ALONSO, 1982). É constituída

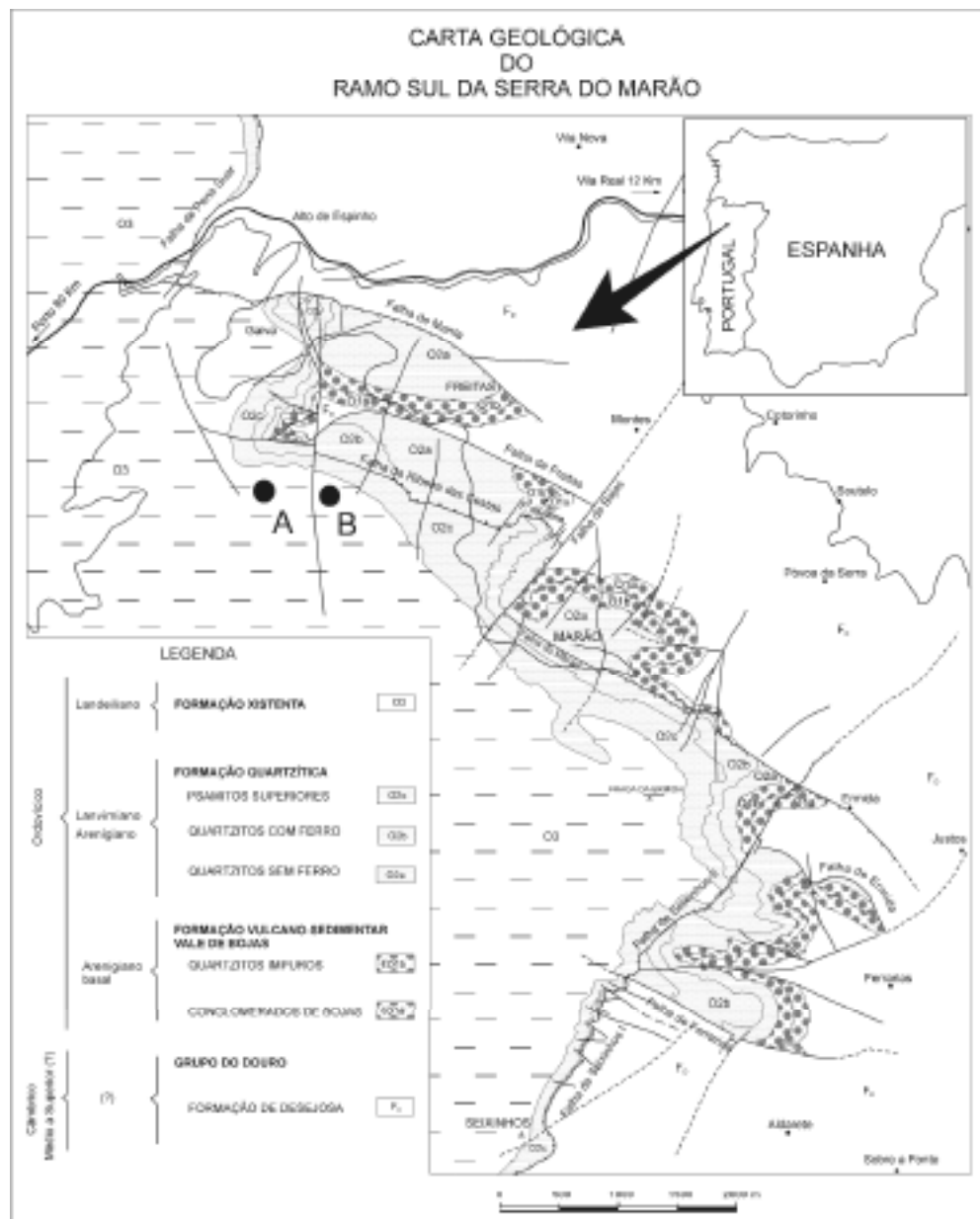


Figura 1. Esboço geológico do ramo Sul da Serra do Marão com a localização dos filões A e B.

por alternâncias centimétricas de metassilitos e filitos de cor cinzenta a negra.

- Formação Vulcano-Sedimentar de Vale de Bojas (COKE, 2000): o Ordovício inicia-se com uma sequência vulcano-sedimentar, que assenta em discordância angular ou disconformidade sobre a Formação de Desejosa. É constituída essencialmente por conglomerados polimíticos grosseiros de matriz sericítica ou areno-sericítica com intercalações de tufitos ou arenitos tufáceos. A esta formação tem sido atribuída uma idade provável Tremadociana (RIBEIRO *et al.*, 1962; TEIXEIRA *et al.*, 1964; TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980; ROMANO, 1982), sendo de referir que, os critérios usados na atribuição desta idade têm a ver exclusivamente com o seu posicionamento (abaixo dos Quartzitos Armoricanos e acima da discordância angular que separa o Câmbrico do Ordovício). No entanto, todas as evidências resultantes de trabalhos recentes na Zona Centro Ibérica (BONJOUR *et al.*, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992; VAQUERO & DUNNING, 1997) apontam para que nesse período já estavam instaladas as faunas do Arenigiano pelo que a sua idade deverá ser Arenigiano basal. A sua espessura é aproximadamente 230m;

- Formação Quartzítica: Esta unidade é constituída na sua base por conglomerados quartzosos de matriz arenítica alternando com níveis pelíticos pouco espessos. Para o topo os conglomerados dão lugar a bancadas de quartzitos geralmente com ferro, diminuindo gradualmente de espessura ao contrário dos níveis pelíticos agora mais espessos. Esta formação tem idades compreendidas entre o Arenigiano e o

Lanvirniano (TEIXEIRA e GONÇALVES, 1980; ROMANO, 1982).

- Formação Xistenta: Trata-se de uma formação monótona, constituída por filitos cinzentos a negros, maciços cuja idade é atribuída ao Landeiliano (TEIXEIRA e GONÇALVES, 1980; ROMANO, 1982). É nesta formação que intruíram os corpos filonianos estudados neste trabalho.

Para Oeste os filitos cinzentos do Ordovício cedem lugar aos xistos grafitosos do Silúrico e aos níveis grauvacóides possivelmente do Devónico (PEREIRA, 1987).

ENQUADRAMENTO TECTÓNICO E ESTRUTURAL

O ramo sul da Serra do Marão como o restante autóctone da Zona Centro Ibérica foi particularmente deformado pela orogénia Varisca sendo a primeira fase de deformação D_1 de grande intensidade. A estruturação hoje observada desenvolveu-se no seu essencial durante aquele evento. No entanto, não podemos deixar de referir os efeitos da inversão Sarda visíveis quer na Formação de Desejosa quer na formação basal do Ordovício. Na primeira, esta inversão tectónica foi responsável pela geração em regime transpressivo direito (RIBEIRO *et al.*, 1991) de dobras amplas sem clivagem a que estaria provavelmente associada a emersão de vastas áreas durante o Câmbrico Superior e Tremadociano. Na segunda, os efeitos deste curto episódio compressivo ante-Ordovício, regionalmente designado por fase Sarda (RIBEIRO *et al.*, 1991; DIEZ BALDA *et al.*, 1990) terão sido responsáveis pela deposição do conglomerado polimítico grosseiro

com elementos líticos da unidade infrajacente e no vulcanismo bimodal aí observado (COKE *et al.*, *in press*).

A primeira fase de deformação varisca ocorre em regime transpressivo esquerdo (RIBEIRO *et al.*, 1990; DIAS & RIBEIRO, 1994) e pode ser caracterizada pela ocorrência de dobras, ligeiramente vergentes para NE com eixos a inclinar cerca de 12° para WNW a que se associa uma forte clivagem de plano axial (S_1) de direcção WNW-ESE. As lineações de intersecção estratificação/clivagem primária (S_0/S_1) são subparalelas ao eixo das dobras e o estiramento mineral é sub-horizontal, estando por isso também muito próximo do eixo das dobras.

As fases subsequentes são nitidamente menos expressivas traduzindo-se geralmente pela ocorrência em alguns locais de uma segunda clivagem ou simplesmente por crenulações com maior expressão nos níveis mais pelíticos. Este contexto apenas se modifica no domínio anexo à falha de Seixinhos. Aqui, verificamos que a deformação associada à D_1 se traduz por uma ligeira ondulação das camadas e por uma clivagem de plano axial muito ténue. A estas estruturas sobrepõem-se uma fase mais intensa (D_3 regional) responsável pelo dobramento coaxial das estruturas anteriores (PEREIRA, 1987, RIBEIRO *et al.*, 1990, COKE *et al.*, 1998) e pela produção de uma clivagem secundária muito intensa.

No que se refere à fracturação foram identificados dois sistemas principais responsáveis por quatro famílias de falhas (figura 2):

- Falhas normais com uma forte com-

ponente de desligamento direita bem representadas no intervalo N10° - 20°W.

- Falhas inversas com uma importante componente de desligamento esquerda e direcções entre N70° e 80°W e,

- Desligamentos esquerdos com a distribuição das direcções muito concentrada segundo o intervalo N60° - 70°W e que teriam como conjugados os

- Desligamentos direitos cujas direcções mais representativas se distribuem pelo intervalo N30° - 40°E.

A movimentação destes acidentes não foi sempre a mesma, tendo-se verificando em alguns deles reactivações com cinemática distinta. É o que se passa com a família N30° - 40°E que funcionou inicialmente como desligamento esquerdo e mais tardiamente com movimentação normal.

No que respeita às suas idades, embora nem sempre seja fácil estabelecer uma cronologia relativa, as falhas paralelas às estruturas da primeira fase são indubitavelmente as mais antigas, pois na grande maioria dos casos estas são cortadas por as falhas de direcção NE-SW ou N-S.

Dados de campo

Os corpos filonianos encontrados no vale da ribeira do Ramalhão são de natureza máfica e ambos intruem a Formação Xistenta. A rocha encaixante é um xisto cinzento escuro a negro de aspecto maciço e homogéneo.

O corpo A (estampa I, fotos 1 e 1a), de aspecto geralmente pouco alterado, apresenta exfoliação em bolas nas zonas mais alteradas, tem uma atitude N63°W; 40°S subparalela à clivagem primária (S_1), uma espessura de 63 cm e um comprimento

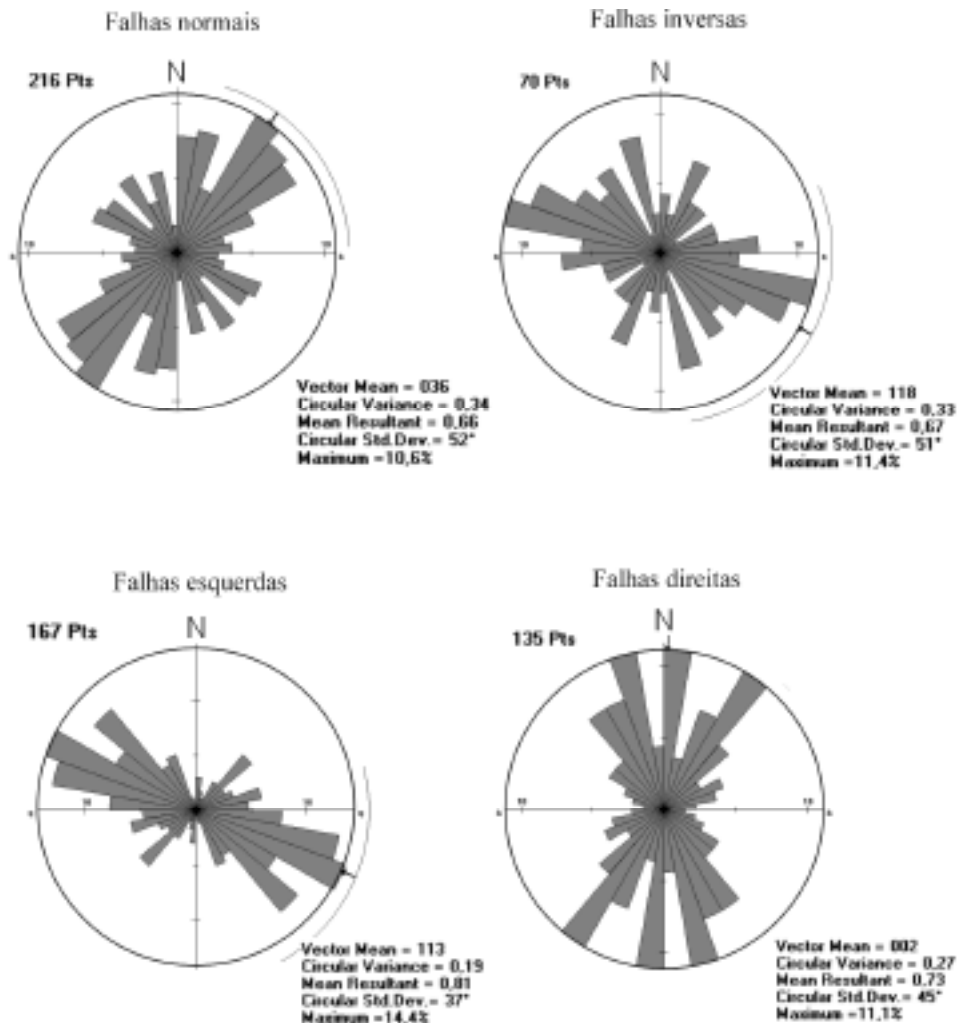


Figura 2. Diagramas de rosetas evidenciando as principais famílias de falhas registadas no ramo sul da Serra do Marão.

reconhecido de aproximadamente 50 m. No contacto da rocha filoniana com o encaixante pode observar-se uma orla de metamorfismo de contacto com cerca de 5cm. A rocha que constitui este filão está

afectada por uma crenulação geométrica e cinematicamente correlacionável com a deformação associada à intrusão dos granitos que afloram a Oeste. Esta crenulação é

também observável a afectar a S_1 dos xistos encaixantes.

Na interface filão/xisto foram observadas estrias $30^\circ S$; $73^\circ W$ denunciadoras de movimentação normal com uma componente de desligamento direita e que terão resultado de um rejogo tardio deste plano de anisotropia.

Este corpo filoniano está cortado por um filonete de constituição pegmatítica, de direcção $N40^\circ E$; $80^\circ N$ que produz uma franja de metamorfismo de contacto com cerca de 5mm (estampa I, foto 1a) afectando o filão.

Tanto a rocha hospedeira como o filão estão afectados por metamorfismo de contacto associado às intrusões graníticas, expresso por moscas de andaluzite nos xistos e de biotite no filão.

O corpo B (estampa I, fotos 2 e 2a) de composição química e mineralógica semelhante ao corpo A, apresenta a atitude $N60^\circ W$; $30^\circ S$, uma espessura de média de 60 cm e um comprimento de 22 m. A rocha encaixante é também um xisto negro com uma clivagem S_1 $N65^\circ W$; $50^\circ S$ apresentando junto ao contacto com o filão uma banda de metamorfismo térmico com cerca de 5 cm de espessura. O grau de alteração deste corpo filoniano é bastante avançado, sendo notória a exfoliação do tipo "casca de cebola", característica das rochas máficas. A densidade da fracturação na região é alta, tendo sido registadas algumas falhas intersectando o filão donde se destacam as falhas $N60^\circ W$; $55^\circ S$ com movimentação esquerda e estrias a mergulharem $12^\circ S$; $50^\circ E$ e $N25^\circ W$; $85^\circ SW$ e movimentação aparentemente direita. Associada a esta última falha, foi observado um filonete pegmatítico com quartzo e

feldspatos muito alterados, intersectando nitidamente o filão.

As atitudes observadas nos dois corpos filonianos, bem como a ligeira curvatura observada no corpo B (estampa I, foto 4) mostram que no seu conjunto esta estrutura está dobrada, sendo a dobra bastante ampla. Este tipo de dobramento é característico da terceira fase de deformação Varisca.

Cerca de 1 km a Oeste afloram os granitos de Amarante, considerados como granitos tardi D_3 (dominantemente biotíticos), cuja idade tem sido referida no intervalo 306-311 Ma. por DIAS *et al.* (1998). Este extenso batólito granítico prolonga-se para NW e SE de Amarante e desenvolve-se subparalelamente à zona de cisalhamento de Vigo-Amarante-Régua.

São frequentes nesta área as ocorrências de filões aplito-pegmatíticos constituindo uma rede cujas direcções predominantes são NE-SW e NW-SE.

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

Métodos analíticos

A determinação de elementos maiores e menores das rochas metabásicas do Ramalhão foi feita respectivamente por Espectrometria de Emissão Atómica (ICP-AES) e Espectrometria de Massa (ICP-MS). A digestão ácida de 0,2 g de pó da amostra foi feita com 2,5 ml de HNO_3 concentrado e 10 ml de 40% v/v HF em cadinhos de 50 ml P.T.F.E. durante duas horas a alta temperatura e pressão seguida de evaporação até à secura e subsequente dissolução em 20 ml de 1% v/v HNO_3 . As

análises químicas foram obtidas no ICP-AES JY 24 e com plasma ICP-MS VG na Universidade de Bristol. As determinações foram feitas em triplicado 100 ppb In como padrão interno.

SiO₂ e FeO foram analisados por Espectrometria de Absorção Atômica num equipamento Perkin Elmer 303 e a perda ao rubro (PR) por aquecimento a 900 °C no Laboratório do Departamento de Química da UTAD.

Os minerais silicatados foram analisados na microsonda electrónica Cameca Camebax do Instituto Geológico e Mineiro, S. Mamede de Infesta; com um potencial de aceleração de 15 kW e um feixe de 20 nA.

Petrografia e Geoquímica de Minerais

Estas rochas filonianas correspondem a metadiabases com aspecto maciço e cor cinzenta escura. Microscopicamente mostram uma textura intergranular com cristais tabulares de biotite a definirem localmente uma foliação pela sua orientação. Alguns cristais de biotite em geral xenomórficos estão bem desenvolvidos e parecem ser mais tardios. A biotite ocorre em cristais isolados ou em agregados de tipo *dot* associada também a anfíbola, plagioclase, calcite e opacos. O pleocroísmo varia de = amarelo palha a = = castanho alaranjado escuro. Projecta-se na transição dos campos da biotite de tipo subalcalino e calco-alcalino no diagrama de NACHIT *et al.* (1985), pois apresenta baixo teor em Al total e elevados teores de Mg (tabela 1).

A biotite tem composição química que se aproxima da flogopite. Não há diferen-

ças composicionais significativas entre as diferentes secções de biotite.

Alguns cristais mostram descoloração e quase todos os cristais mostram abundantes inclusões de agulhas de rútilo formando estrutura sagenítica (estampa I, foto 3). São também comuns na biotite inclusões de apatite, monazite e zircão com halos fortemente pleocróicos.

A anfíbola com pleocroísmo de = = verde muito pálido a = incolor, ocorre em cristais hipidiomórficos a automórficos, associado a agregados de epidoto ao longo das clivagens. A anfíbola presente neste filões é uma anfíbola cálcica com Ca>1,919, classificando-se de acordo com LEAKE *et al.* (1997) como actinolite (estampa I, foto 4).

O quartzo é em geral anédrico, com extinção ondulante e mostra algumas vezes formas poligonais indicando recristalização. O feldspato predominante é a plagioclase de tipo andesina-oligoclase (An₃₃-An₂₄) que ocorre sob a forma de cristais hipidiomórficos com maclas polissintéticas, apresentando em alguns bordos mirmequites. A plagioclase encontra-se bastante alterada para mica branca e epidoto, sendo na maior parte das vezes indecifrável a presença de maclas. O feldspato potássico é raro nestas amostras e apresenta-se bastante caulinzado.

A apatite é o acessório mais frequente, com formas por vezes prismáticas e secções hexagonais. Foram também identificados zoisite de cor rosa, com pleocroísmo e maclas bem desenvolvidas, esfena, pirite e calcopirite.

Cristais secundários de clorite com pleocroísmo de tipo ripidolite, epidoto e calcite foram também observados.

	Filão A				Filão B	
	tabulares		tabulares		tardias	
	média	s	média	s	média	s
SiO ₂	39,12	0,31	38,40	1,72	38,19	0,27
Al ₂ O ₃	15,40	0,33	16,60	0,77	15,90	0,20
TiO ₂	1,78	0,31	1,82	0,11	1,65	0,03
FeO ^t	13,09	0,32	13,93	0,62	13,54	0,31
MnO	0,29	0,07	0,22	0,03	0,20	0,10
MgO	15,73	0,69	14,75	0,64	15,06	0,34
CaO	0,06	0,06	0,06	0,09	0,01	0,01
Na ₂ O	0,08	0,02	0,10	0,03	0,05	0,01
K ₂ O	8,90	0,28	9,07	0,15	9,12	0,27
Total	94,44		94,94		93,72	
Número de cátions na base de 11 átomos de Oxigénio						
Si	2,896	0,021	2,841	0,104	2,862	0,015
Al ^{IV}	1,104	0,021	1,159	0,104	1,138	0,015
Al ^{VI}	0,242	0,021	0,291	0,058	0,268	0,005
Ti	0,099	0,018	0,102	0,006	0,093	0,002
Fe ³⁺	0,810	0,018	0,862	0,045	0,849	0,021
Mn	0,007	0,002	0,006	0,001	0,005	0,003
Mg	1,735	0,072	1,827	0,081	1,681	0,034
Y	2,89	0,03	2,89	0,06	2,90	0,01
Ca	0,005	0,006	0,004	0,007	0,001	0,001
Na	0,011	0,003	0,014	0,005	0,008	0,001
K	0,840	0,027	0,866	0,019	0,871	0,028
X	0,86	0,03	0,87	0,03	0,88	0,03
%Mg	63,16	1,24	65,36	1,11	66,46	1,01
n	10		5		4	

Tabela 1. Análises químicas e fórmulas estruturais das biotites dos filões máficos do Ramalhão.

Geoquímica de rocha total

As análises químicas médias de elementos maiores, menores e terras raras de cada um dos filões estudados são dadas na tabela 2. Trata-se de rochas de composição intermédia, pois o teor de SiO₂ é de cerca de 56%, Atendendo à sua mineralogia, escassez de quartzo e feldspato potássico, à sua textura e composição química, a classificação mais adequada destas rochas é de doleritos ou metadiabases.

Em termos composicionais estas rochas projectam-se no campo dos andesitos ou no limite deste com os basaltos, no diagra-

ma TAS. Classificam-se como traqui-andesitos (figura 3) no diagrama de WINCHESTER E FLOYD (1977). A utilização deste diagrama é recomendada porque utiliza elementos muito pouco móveis durante o metamorfismo, oferecendo uma boa informação sobre a natureza dos materiais originais. Nos diversos diagramas, que combinam elementos estáveis durante o metamorfismo (Ti, P, Zr, V e Nb) propostos por WINCHESTER E FLOYD (1976) para discriminar se o magma original será basalto toleítico ou alcalino estas amostras projectam-se sempre no domínio alcalino (figura 4).

	Filão A					Filão B				
	M-1204-1	M-1204-2	M-1204	média	s	M-1237	M-1238	M-1238+	média	s
SiO ₂	57,10	56,19	56,74	56,54	0,13	55,22	56,01	56,93	56,05	0,32
TiO ₂	1,24	1,24	1,23	1,23	0,00	1,24	1,34	1,32	1,32	0,03
Al ₂ O ₃	13,21	13,02	12,73	13,04	0,09	13,05	13,56	13,33	13,50	0,19
FeO	6,23	6,41	6,32	6,40	0,22	7,24	7,05	7,26	7,22	0,23
MnO	0,17	0,12	0,11	0,13	0,01	0,13	0,12	0,12	0,12	0,00
MgO	7,31	7,31	7,49	7,44	0,04	7,47	7,44	7,62	7,64	0,22
CaO	5,25	4,79	4,71	4,95	0,13	4,12	5,32	4,71	4,72	0,35
Na ₂ O	0,75	0,72	0,73	0,72	0,03	1,13	1,06	0,73	1,04	0,10
K ₂ O	4,51	4,03	3,91	4,17	0,13	3,26	4,32	3,93	3,91	0,34
P ₂ O ₅	1,50	1,56	1,47	1,54	0,05	1,47	1,32	1,34	1,33	0,03
PR	2,77	2,77	3,19	2,92	0,30	3,57	1,31	2,10	2,49	0,34
Total	99,26	99,01	99,04	99,37		99,95	99,56	100,55	99,69	
Ba	9	10	3	9	1	9	9	12	10	2
Sc	23	23	22	24	1	22	24	24	23	0
V	112	122	124	119	2	117	134	136	122	13
Cr	332	411	439	411	16	401	402	407	403	3
Ni	374	400	112	235	146	122	121	130	124	4
Zn	213	109	66	130	33	32	109	90	94	10
Ga	110	112	23	31	45	22	110	101	73	17
Ge	3	2	2	2	0	1	3	3	3	0
Pb	250	201	213	221	10	135	214	220	206	7
Sr	750	633	704	706	23	522	357	790	723	67
Y	22	21	23	24	4	31	25	23	27	1
Zr	600	533	641	602	33	594	633	640	623	9
Nb	46	44	36	42	4	33	39	34	36	3
Sn	90	12	11	37	15	3	15	9	9	4
Cu	56	31	33	33	1	33	33	33	474	4
Ba	2623	2531	2740	2632	104	2690	3219	2333	2314	204
Hf	15	15	16	15	1	15	14	14	14	0
Ta	3	3	2	2	0	2	1	1	1	0
W	2	2	2	2	0	2	1	1	1	0
Tl	3	2	2	23	0	2	2	2	2	0
Pb	24	25	13	22	3	15	34	23	26	4
La	69,59	70,44	66,30	65,24	1,33	49,4	79,46	73,19	69,02	5,70
Ce	13,6,64	132,13	130,00	132,01	3,23	113	174,05	175,13	133,23	10,25
Pr	19,22	19,23	19,70	19,72	0,32	15,3	24,00	23,51	21,10	1,33
Nd	20,62	25,12	26,40	27,76	0,33	71,4	22,24	22,00	23,21	3,22
Sm	14,03	12,72	13,20	14,00	1,24	13,3	16,31	16,43	13,36	0,60
Eu	3,61	3,16	3,03	3,23	0,10	2,33	3,62	3,69	3,39	0,16
Gd	3,12	2,42	12,00	3,33	1,33	10,9	26,33	25,33	20,94	2,22
Tb	1,33	1,42	1,20	1,32	0,11	1,14	1,19	1,22	1,19	0,02
Dy	3,3	3,42	3,54	3,42	0,33	3,33	6,24	6,44	6,02	0,21
Ho	1,31	0,23	0,23	1,06	0,07	0,23	0,31	0,37	0,32	0,04
Er	2,7	2,39	2,50	2,70	0,20	2,64	2,42	2,50	2,52	0,05
Tm	0,47	0,45	0,33	0,42	0,06	0,327	0,32	0,31	0,32	0,01
Yb	3,43	2,33	2,06	2,77	0,43	2,13	1,33	1,22	1,27	0,06
Lu	0,53	0,31	0,29	0,44	0,11	0,309	0,27	0,23	0,29	0,01

Tabela 2. Análises químicas em % e elementos menores e terras raras em ppm dos filões máficos do Ramalho.

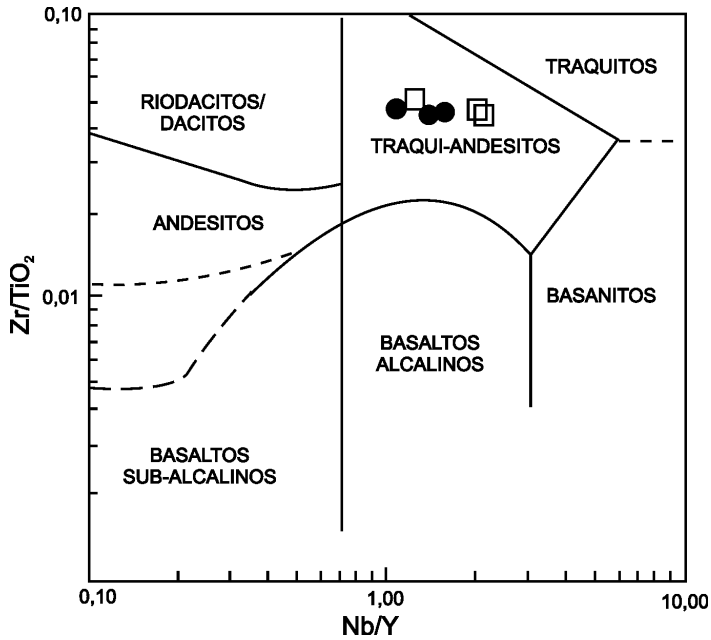


Figura 3. Diagrama de classificação dos filões máficos do Ramalhoso, adaptado do diagrama de WINCHESTER & FLOYD (1977) Símbolos: abertos -amostras do filão A e fechados amostras do filão B.

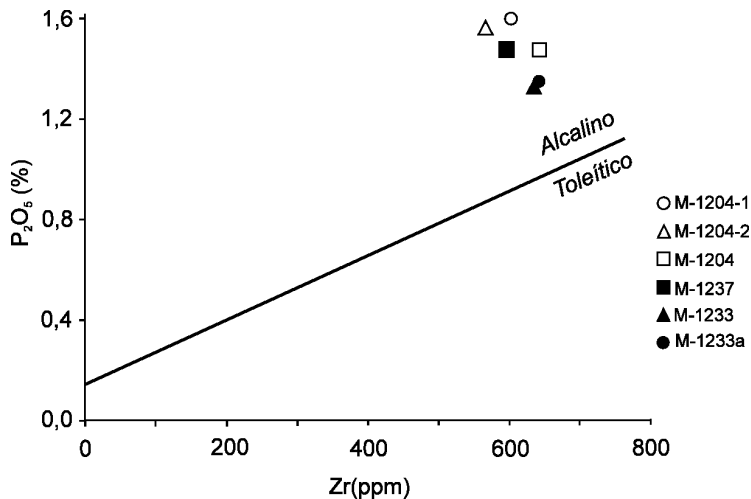


Figura 4. Diagrama P_2O_5 -Zr proposto por WINCHESTER E FLOYD (1976) mostrando o carácter alcalino dos filões máficos do Ramalhoso. Símbolos: como na figura 3.

Apresentam elevadas concentrações de TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Nb, Ba, Sr e REE e os espectros de terras raras são semelhantes aos de rochas alcalinas. Mostram fracionamento acentuado ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 9,63-22,79$) entre terras raras leves e pesadas e ligeiras anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,54 - 0,96$), mostrando uma tendência fortemente descendente com empobrecimento em terras raras pesadas, típica de rochas alcalinas (figura 5). No diagrama de THOMPSON (1984) caracterizam-se por estarem enriquecidos em elementos litófilos e empobrecidas em elementos de alto potencial iônico, com uma tendência descendente e forte empobrecimento em Nb e Sr. Embora os diagramas não correspondam exactamente a espectro convexos com enriquecimento em todos os elementos de transição, aproximam-se dos diagramas da

maioria das rochas de tendência alcalina (figura 6).

INTERPRETAÇÃO GEODINÂMICA

As relações de campo mostram claramente que os corpos filonianos estudados são posteriores à primeira fase de deformação regional e anteriores à fase contemporânea das intrusões graníticas (D_3). Estas são igualmente as relações que podem ser estabelecidas para a génese das falhas normais de Pena Suar (PEREIRA, 1987; RIBEIRO *et al.*, 1990) e Seixinhos (RIBEIRO *et al.*, 1990; COKE *et al.*, 1998). O modelo defendido por esses autores para a existência deste episódio extensivo intra-orogénico, admite que o aumento da carga litoestática induzida pelo empilhamento do complexo de man-

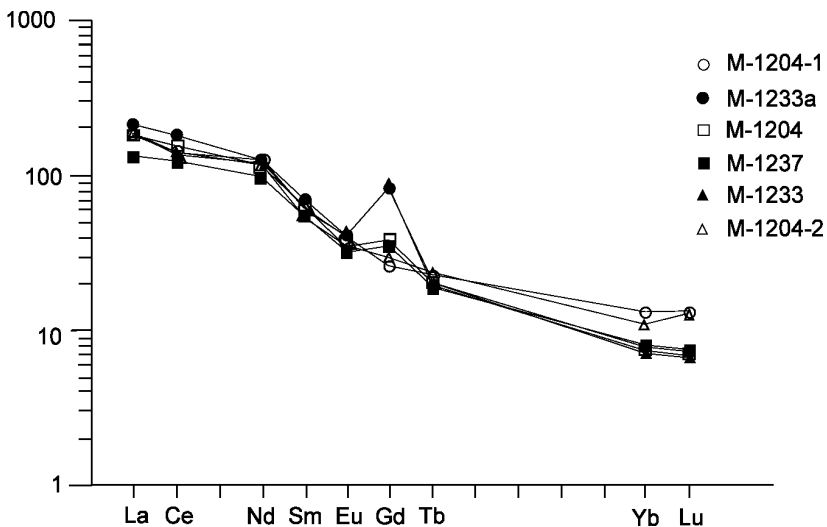


Figura 5. Diagrama de terras raras normalizadas para a média dos condritos, dos filões máficos do Ramalho. (factores normalizados segundo THOMPSON *et al.*, 1984). Símbolos: como na figura 3.

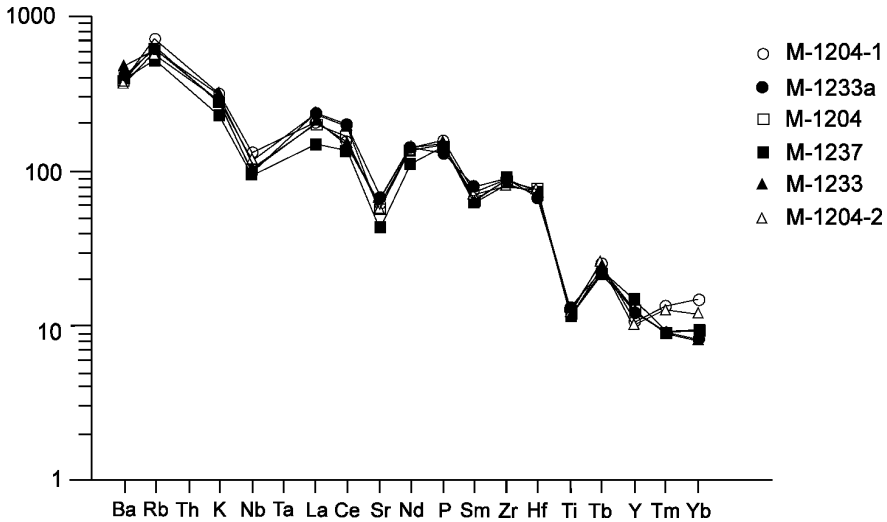


Figura 6. Diagramas de elementos traço, para os filões máficos do Ramalhoso (factores normalizados segundo THOMPSON *et al.*, 1984). Símbolos: como na figura 3.

tos do NW peninsular, associado ao relaxamento das tensões regionais, que terá sem dúvida existido após a implantação dos mantos, terão provocado uma rotação do campo de tensões; a tensão compressiva máxima, anteriormente horizontal, passará a estar subvertical, por troca com a tensão intermédia. Este novo campo de tensões é favorável à génese de falhas do tipo normal, que deverão assim ter tendência a formar-se no autóctone subjacente aos mantos. Se admitirmos uma deformação progressiva na génese das estruturas ante-D₃, um outro factor que poderá ter auxiliado a génese deste tipo de falhas terá sido a continuação do regime transpressivo esquerdo no autóctone em simultâneo com o processo de implantação dos mantos (figura 7); sendo possível gerar estruturas extensivas localizadas em regimes transpressivos (figura 8) é provável que as falhas normais

de Pena Suar e Seixinhos possam estar temporalmente mais próximas da génese dos mantos do que o anteriormente admitido.

Qualquer que seja o mecanismo gerador das falhas normais da Serra do Marão, o regime extensivo a elas associadas terá facilitado a ascensão de pequenas porções de magma alcalino, resultante de fusão parcial do manto superior, induzida por descompressão adiabática, em estruturas NW-SE. Este processo terá sido facilitado pela proximidade à zona de cisalhamento de Malpica-Lamego considerada uma das principais estruturas Variscas não só durante as fases tectono-metamórficas mais tardias (LLANA-FÚNEZ & MARCOS, 1998) mas também durante os estádios precoces do ciclo Varisco (COKE *et al.*, 2000a).

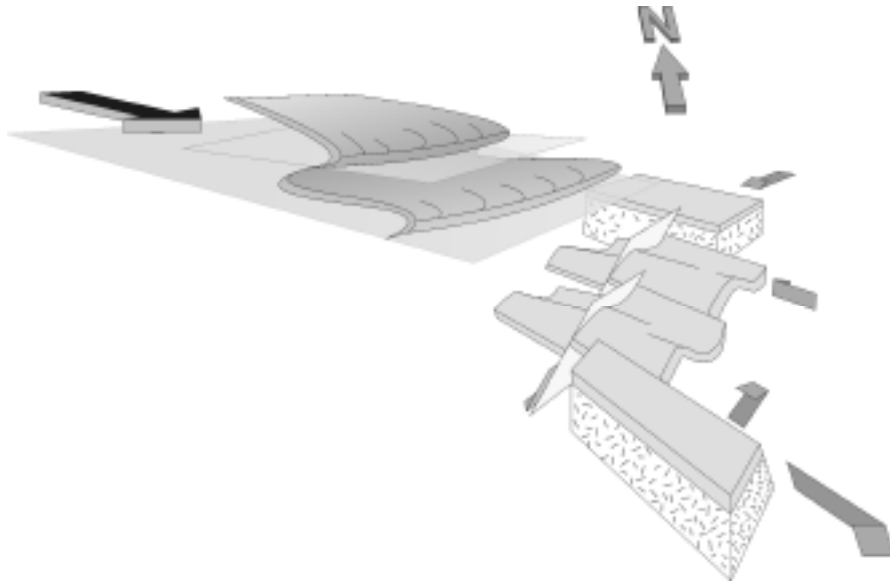


Figura 7. Relação geométrica e cinemática entre os cisalhamentos esquerdos regionais, a implantação dos mantos e as falhas normais.

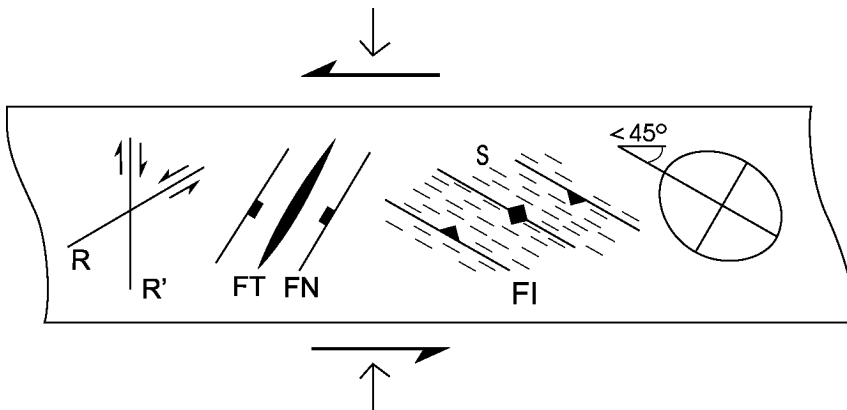
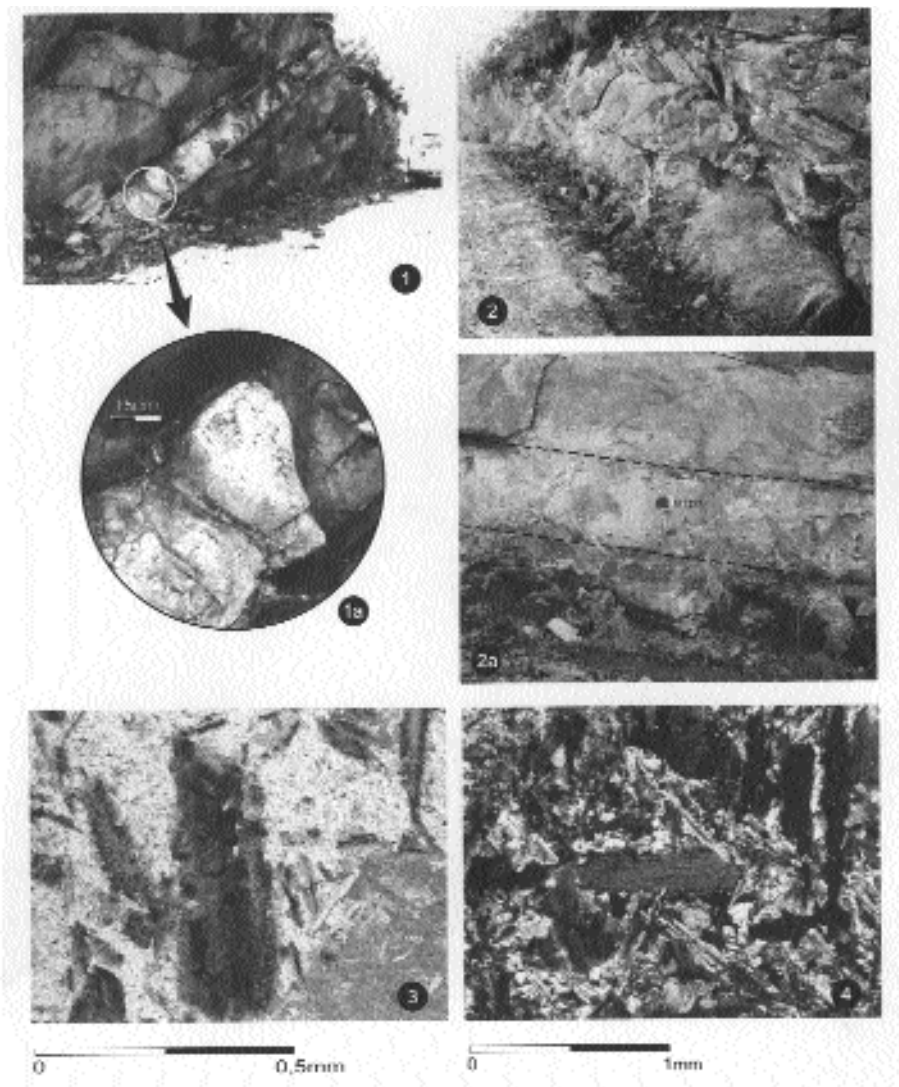


Figura 8. Cinemática das estruturas compatíveis com um regime transpressivo esquerdo. S-clivagem, xistosidade ou foliação. FI- Falhas inversas. FN- Falhas normais. FT- Fendas de tracção. R,R'- Cisalhamentos Riedel.

**ESTAMPA I**

Fotos 1 e 1a – Aspecto do filão A, com um detalhe onde se observam algumas relações de campo, destacando-se a intersecção do filão por um filonete pegmatítico.

Fotos 2 e 2a – Aspecto do filão B com a localização da amostragem efectuada (M-1237).

Foto 3 – Cristais hipidiomórficos de biotite com numerosas inclusões de rútilo com textura sagnítica (ampliada 63 vezes e nicois cruzados).

Foto 4 – Cristal tabular de actinolite associada a um agregado de tipo "clot" (ampliada 160 vezes e nicois paralelos).

AGRADECIMENTOS

M.E.P.Gomes agradece ao Prof. B. J. Wood e Dr. J.C.Schumacher pelas facilidades concedidas no EUGF-Bristol, contrato ERBFMGECT980128. Agradece também ao Prof. Doutor Eng. M. R. Machado Leite as facilidades concedidas na utilização da microsonda electrónica do Instituto Geológico e Mineiro, S. Mamede de Infesta; ao Dr. J. M. Farinha Ramos e

Senhor Fernando Santos, a colaboração na utilização deste equipamento.

Os autores agradecem ainda ao Prof. Dr. João Mata as sugestões dadas na interpretação dos dados analíticos.

Os trabalhos de campo relacionados com este estudo foram parcialmente financiados pelo ICT e JNICT através dos projectos Tectiber (Praxis/2/2.1/CTA/353/94 e REDIBER (PBIC/C/CTA/2113/95) respectivamente.

REFERÊNCIAS

- BONJOUR, J. L.; PEUCAT, J. J.; CHAUVEL, J. J.; PARIS, F. & CORNICHE, J. (1988). U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): a new constraint for the lower Paleozoic time-scale. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **72**: 329-336.
- COKE, C. (2000) - Litostratigrafia do Ordovício inferior do ramo sul da Serra do Marão, N de Portugal. *Comm. Inst. Geol. e Mineiro. Portugal* **87**: 13-34.
- COKE, C.; PIRES, C. A. C. & RIBEIRO, A. (1995). Ocorrência de um filão dacítico na formação xistenta (Landeiliano) no vale da Ribeira do Ramalhoso- Serra do Marão e possível significado geotectónico. *Universidade do Porto - Fac. Ciências Museu e Lab. Min. e Geol. Memória*, **4**: 335-339.
- COKE, C.; DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993). Variscan Deformation in the Marão Region (Centro-Iberian Autochthon) *In: Comm. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Univ. Évora, Portugal, **1**: 77-88.
- COKE, C.; DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1998). Fases distensivas intra-orogénicas; uma reactivação de estruturas anteriores. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **84** (1): D46 - D48.
- COKE, C.; DIAS, R. & RIBEIRO, A. (2000). Malpica-Lamego shear zone: a major crustal discontinuity in the Iberian Variscan Fold Belt. *Basement Tectonic 15*, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, pp.: 208-210.
- COKE, C.; DIAS, R. & RIBEIRO, A. (2000a). Evolução geodinâmica da bacia do Douro durante o Câmbrico e Ordovício inferior: um exemplo de sedimentação controlada pela tectónica. *Comm. Inst. Geol. e Mineiro. Portugal*, **87**: 5-12.
- DIAS, G.; LETERRIER, J.; MENDES, A.; SIMÕES, P. P. & BERTRAND, J. M. (1998). U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, **45**: 349-369.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994). Constrictions in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Iberian-Armorican Arc. *Journal of Structural Geology*, **16/11**: 1545-1554.
- DIEZ BALDA, M. A. (1980). La Sucesión del Complejo esquistos-grauváquico al Sur de Salamanca. *Estud. Geol.*, **36**: 131-138
- DIEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). Central-Iberian Zone (Autochthonous Sequences) 2.2-Structure. *In: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp.: 172-188.
- LLANA-FÚNEZ, S. & MARCOS, A. (1998). Malpica-Lamego Deformation Zone: a major crustal-scale shear zone in the Iberian Variscan Belt (Galicia, N Portugal). *Abstracts Volume "Evolution of structures in deforming rocks"*. Canadian Tectonics Group. 18th Annual Meeting and Geological Association of Canada and Geological Association of Canada NUNA Conference in honour of P. F. Williams. Canmore, Canada.
- LEAKE, B. E.; WOOLEY, A. R.; ARPS, C. E. S.; BIRCH, W. D.; GILBERT, M. C.; GRICE, J. D.; HAWTHORN, F. C.; KATO, A.; KICH, H. J.; KRIVOVICHEV, V. G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.; MARESCH, W. V.; NICKEL, E. H.; ROCK, N. M. S.; SCHUMACHER, J. C.; SMITH, D. C.; STEPHERSON, N. C. N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E. J. W. & YOUZHI, G. (1997). Nomenclature of amphibols: Report of the subcommittee on amphibols of the international mineralogical association. Commission on new minerals and minerals names. *Mineralogical Magazine*, **61**: 295-321.
- MEDEIROS, A. C.; PEREIRA, E. & MOREIRA, A. (1980). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 9-D, Penafiel. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 46 pp.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J. M. & CARRON, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **301**, Série II, (11): 813-818.
- PEREIRA, E. (1987). *Estudo geológico estrutural da Região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica*. Tese de doutoramento. Fac. Ciências da Universidade de Lisboa, 274 pp.
- PEREIRA, E. (1989). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 10-A Celorico de Basto*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 53 pp.
- REBELO, J. A. (1983). Contribuição para o conhe-

- cimento da base do Ordovícico em Portugal-Região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **XXIV**: 263 - 268.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribucion a l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **24**: 168 pp.
- RIBEIRO, A.; CRAMEZ, C.; SILVA, L. & MACEDO, J. (1962). Nota sobre a geologia da serra do Marão. *Bol. Soc. Geol. Port.*, **14**: 151-170
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; DIAS, R. (1990). Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. *In*: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp.: 220-236.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; DIAS, R.; PEREIRA, E.; OLIVEIRA, J. T.; REBELO, J.; ROMÃO, J. & SILVA, A. F. (1991). Sardinian inversion tectonics in the Centro-Iberian Zone. *III Congresso Nac. Geol. Resumos*. Coimbra, p.: 71.
- RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1982). *Contribución al conocimiento del Complejo Esquistos Grauwáckico en el sector occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, España, 296 pp.
- ROMANO, M. (1982). The Ordovician biostratigraphy of Portugal - A review with new data and re-appraisal. *Geological Journal*, **17**: 89-110.
- SAN JOSÉ, M.^a; RÁBANO, I.; HERRANZ, P. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. (1992). El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional). *In*: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (eds) *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, Madrid, pp.: 505-521.
- SOUSA, M. B. & SEQUEIRA, A. J. D. (1989). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 10-D Alijó. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, p.: 59.
- SOUSA, M. B. (1982). *Litostratigrafia e Estrutura do CXG-Grupo do Douro*. Tese de doutoramento. Univ Coimbra, 222 pp.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980) - *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 pp.
- TEIXEIRA, C.; RIBEIRO, A. & SILVA, L. C. (1964). La faune de Lingulellinae des formations anté-ordoviennes de Marão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **15** (2): 117-122.
- THOMPSON, R. N. (1984). Dispatches from the basalt front. *I. Experiments. Proc. Geol. Assoc.*, **95**: 249-262.
- THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENRY, G. L. & PARRY, S. J., (1984). Na assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A310**: 549-590.
- VAQUERO P. V. & DUNNING, G. R. (1997). Magmatismo "Sardico" Arenig en el Dominio del Olo de Sapo de la Zona Centro Ibérica: Nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. *In*: C. Pires, E. Gomes & C. Coke (Coord.) *Comunicações da XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Reunião anual do PICG-376. SDE - UTAD*. Vila Real, pp.: 265 - 270.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1976). Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**: 459-469.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325-343.