

Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Magmatitos da Região do Sardeal (Abrantes) e seu Enquadramento Geodinâmico

Petrographic and Geochemical Features of Sardeal Magmatites (Abrantes) and Geodynamical Setting

S. HENRIQUES*; M. L. RIBEIRO* & M. E. MOREIRA**

Palavras-chave: Zona de Ossa Morena, Sardeal, magmatitos, petrografia, geoquímica, domínio de arco continental.

Resumo: Os magmatitos do Sardeal estão inseridos na Unidade dos Ortognaisses de Mouriscas, considerada de idade proterozóica. Apresentam intercalações mesocratas, com estruturação idêntica à dos gnaisses e intercalações máficas com diferente estruturação. Os Gnaisses do Sardeal exibem deformação variável, desde texturas com foliação milonítica a texturas metaígneas. Correspondem a rochas ácidas, sub-alcalinas, com assinaturas geoquímicas características de ambiente de arco continental. As Rochas Intercaladas apresentam foliação bem desenvolvida, composição básica (as máficas) e intermédia (as mesocratas) e assinaturas geoquímicas indicativas de diferentes fontes. Sugere-se que as Rochas Intercaladas correspondam a termos de seqüências sub-alcalinas de diferente natureza – as intermédias relacionadas com ambiente de arco continental e as máficas, ou inseridas em ambiente do mesmo tipo ou de intraplaca continental. Estes dados permitiram correlacionar as rochas desta região com o arco vulcânico já definido no NE da ZOM e que deverá estar relacionado com o fecho da orogenia cadomiana.

Key-words: Ossa Morena Zone, Sardeal, magmatites, petrography, geochemistry, continental arc setting.

Abstract: The Sardeal magmatites belong to the Mouriscas Ortognaisses Unit, considered as Proterozoic. These include intercalations of mesocratic magmatites, with identical structure of the gnaisses, and mafic magmatites that present different structural features. The Gnaisses of the Sardeal present variable deformation, from textures with milonitic foliation to metaigneous textures. They correspond to acid, sub-alkaline rocks, with continental arc signatures. The intercalated rocks types present foliated textures, basic composition (the mafic ones) and intermediated composition (the mesocratic ones) and signatures from different sources. We suggest that the intercalated rocks correspond to the terms of sub-alkaline sequences of different geodynamic environments – the intermediated are related with a continental arc environment, while the mafic ones are related to the same environment or to a continental intraplate one. These data suggest the presence of a continental Cadomian arc that is at the continuation of an equivalent structure defined earlier in the NE boundary of the ZOM.

INTRODUÇÃO

A região do Sardeal (Abrantes), objecto de estudo deste trabalho, localiza-se na Zona de Ossa Morena (ZOM), próximo do contacto SW da Zona Centro Ibérica (ZCI) (Fig. 1). É uma zona chave de uma região com evolução tectometamófica complexa, cujo estudo é importante para a compreensão da evolução geodinâmica da Península Ibérica. A natureza do contacto ZCI/ZOM tem suscitado discussão entre os vários autores havendo, no entanto, unanimidade em reconhecê-lo como uma importante estrutura cadomiana, retomada pelo varisco (ABALOS *et al.*,

1991; AZOR *et al.*, 1994; BURG *et al.*, 1981; EGUILUZ *et al.*, 2000; MATTE, 1986; ORDÓNEZ CASADO, 1998; QUESADA, 1991; RIBEIRO *et al.*, 1990).

Os trabalhos realizados até ao momento, na região do Sardeal, são, sobretudo, de cartografia geológica, geologia estrutural e estratigrafia (PEREIRA *et al.*, 1998a, 1998b; ROMÃO, 2000; ROMÃO & ESPERANCINHA, 2000). Até há pouco tempo, existia um único trabalho de natureza geoquímica incidindo sobre o Complexo Eruptivo de Mouriscas (RIBEIRO *et al.*, 1995), actualmente integrado na mancha cartografada como unidade dos Granulitos do Pouchão. Recentemente, publicou-se um trabalho preliminar, de carácter geoquímico sobre os magmatitos do Sardeal,

* Dep. Geologia INETI, Ap. 7586, 2721-866 Alfragide, Portugal; e-mail: susana.henriques@ineti.pt; mluisa.ribeiro@ineti.pt;

** Laboratório INETI, R. da Amieira, Ap. 1089, 4466 S. Mamede de Infesta, Portugal.

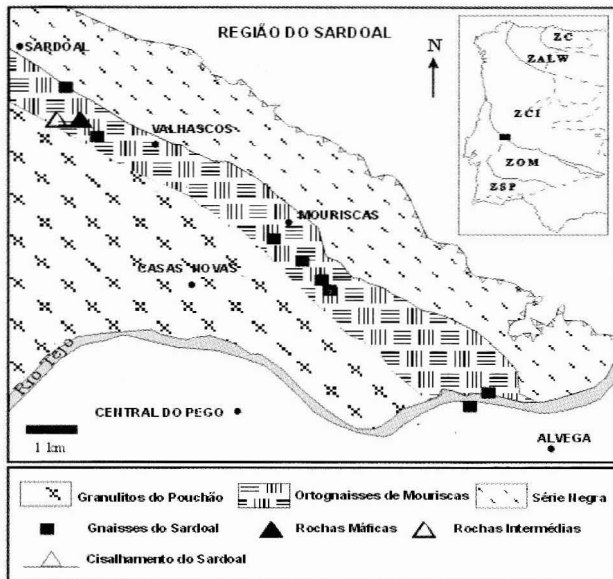


Fig. 1 – Localização da região em estudo e da amostragem, num mapa esquemático, onde se encontram individualizadas as principais unidades geológicas regionais da ZOM. (Adapt. de ROMÃO, 2000; ROMÃO & ESPERANCINHA, 2000).

- Schematic map of the Sardeal region, showing the sampling location and the main ZOM lithological units. (Adapt. from ROMÃO, 2000; ROMÃO & ESPERANCINHA, 2000).

pertencentes à unidade suprajacente, a dos Ortognaisses de Mouriscas (HENRIQUES *et al.*, 2006). Pretende-se aqui fazer uma caracterização petrográfica e geoquímica mais detalhada, discutindo o ambiente geodinâmico provável em que esta unidade se poderá ter enquadrado.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A unidade dos Ortognaisses de Mouriscas (ROMÃO, 2000), onde se inserem os magmatitos aqui em estudo, está integrada num grupo regional mais vasto, conhecido como Complexo Gnaíso-Migmatítico (PEREIRA *et al.*, 1998a; 1998b in Romão 2000) situado na continuação da Formação de Campo Maior, formalmente descrita por OLIVEIRA *et al.*, 1991, no sector norte da ZOM, designado Faixa Blastomilonítica. Esta unidade contacta a norte com a Série Negra, através dum acidente tangencial transpressivo vergente para NE, denominado de Casal da Igreja e a sul, com os Granulitos do Pouchão, através dum contacto intrusivo localmente reactivado em acidente cavalgante vergente para NE (ROMÃO, 2000). A Série Negra assenta sobre os terrenos do Super Grupo do Douro-Beiras

(ante-Ordovícico) e do Paleozóico inferior da ZCI, através da Zona de Cisalhamento do Sardeal (ROMÃO, 2000).

A sucessão litológica da área em estudo compreende da base para o topo: os Granulitos do Pouchão, os Ortognaisses de Mouriscas e a Série Negra (ROMÃO, 2000). Esta sucessão foi considerada, genericamente, do Proterozóico por correlações estratigráficas e estruturais (PEREIRA *et al.*, 1998a, 1998b; ROMÃO, 2000; ROMÃO & ESPERANCINHA, 2000). Até ao presente, não se conhecem quaisquer datações radiométricas no sector português que permitam definir com maior precisão as idades das respectivas formações geológicas.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

Na unidade dos Ortognaisses de Mouriscas observa-se uma grande variedade de magmatitos que inclui litótipos félsicos, intermédios e máficos. Os félsicos, são os mais abundantes e correspondem aos designados Gnaisses do Sardeal, onde ocorrem intercalações de rochas máficas e intermédias, menos abundantes.

Gnaisses do Sardeal

A designação de Gnaíse respeita a nomenclatura já utilizada na cartografia geológica que, aliás, se enquadra na classificação geral de SPRY (1969), como sinónimo de rocha de cor clara, granularidade média a grosseira, rica em feldspato, algo heterogénea e possuindo alguma foliação. Esta designação foi também adoptada, nas mesmas condições, por RIBEIRO, M. L & RIBEIRO, A. (2004), para os Gnaisses de Saldanha (Trás-os-Montes oriental).

Os Gnaisses do Sardeal ocorrem em bancadas de espessura centimétrica a métrica, com foliação expressiva (Foto 1). A textura é porfiroclástica, com granularidade que varia de 3 cm a 0,1 mm, cujos porfiroclastos de maiores dimensões (entre 3-2 cm) correspondem a quartzo e feldspato (Foto 2). A deformação é variável, podendo ser mais ou menos acentuada, produzindo, no primeiro caso foliação milonítica (Fotos 2 e 4) e, no segundo, texturas metaígneas que, embora foliadas, mostram contornos cristalinos regulares, praticamente euédricos (Foto 5). Regista-se a presença de concentrações de quartzo (*rods*), por vezes de dimensões que excedem um decímetro (Foto 3). As atitudes da foliação variam em geral de N 80°- 60° W, apresentando inclinações variáveis, devido à presença de dobramentos posteriores.

Em lâmina delgada, as rochas mais deformadas apresentam porfiroclastos de quartzo, feldspato alcalino e plagioclase, envolvidos por uma matriz foliada quartzo-feldspática e micácea, à qual esporadicamente se associam apatite e minerais opacos. Mica branca e biotite ocorrem tardias relativamente à foliação. Os porfiroclastos ocupam uma percentagem da rocha que pode variar entre 50 % e 70 %. Ocasionalmente, observa-se a presença de fibrolite, associada a biotite e mica branca, em encaves pelíticos de dimensões centimétricas/milimétricas (Foto 6). A deformação produziu porfiroclastos com formas sigmoidais e sombras de pressão, constituídas por quartzo e, mais raramente, por clorite. Os feldspatos evidenciam fracturação, subgranulação (Foto 4), extinção ondulante e lamelas de deformação. O quartzo aparece sob a forma de fitas (*ribbon quartz*) e com extinção ondulante. Nas micas pode observar-se, por vezes, algum dobramento tardio em *kink* (Foto 7). Outro aspecto textural relevante da mineralogia destas rochas é a presença, comum, de mirmequites e pertites. As rochas menos deformadas são inequigranulares, apresentam-se foliadas, mas sem os efeitos da deformação cisalhante descrita anteriormente (Foto 5). Em termos composicionais são idênticas às mais deformadas.

Intercalações de rochas máficas e intermédias

Rochas Máficas

As intercalações máficas têm dimensões métricas, são constituídas por rochas de granularidade fina e evidenciam estruturação metamórfica forte, com foliação N 30°-E 90°, diversa da do encaixante, os Gnaisses do Sardoal. Apresentam uma alternância de níveis mais claros e escuros de espessura centimétrica (Foto 8) e são atravessadas por veios de quartzo e feldspato.

Em lâmina delgada, mostram um aspecto relativamente uniforme e textura foliada (Foto 9). A foliação é materializada pela orientação sub-paralela dos seus minerais constituintes, que incluem anfíbola (60-70%), plagioclase (10-20%) e epidoto, esfena, quartzo, opacos e apatite (10-30%). Esta composição modal e a textura destas rochas, permitem designá-las de anfíbolitos.

A anfíbola verde mostra-se zonada, com núcleo verde acastanhado e bordo verde. Os seus cristais são alongados e de contornos regulares. Os cristais de plagioclase de maiores dimensões (3,5 mm) têm contornos irregulares e texturas poecilíticas (anfíbola inclusa) enquanto os mais pequenos (< 1 mm), apresentam contornos mais

regulares. O quartzo, quando ocorre, é límpido, apresenta extinção ondulante e contornos suturados. Os cristais de esfena estão fracturados e ocorrem frequentemente com inclusões de opacos que, nalguns casos, ocupam a quase totalidade do cristal. Os opacos são de dimensões reduzidas (< 1 mm) e assumem uma fraca expressão, ocorrendo principalmente como inclusões na esfena.

Rochas Intermédias

As intercalações de rochas intermédias apresentam estruturação primária de direcção concordante com a dos Gnaisses do Sardoal e podem apresentar variações locais de fácies, escuras e um pouco mais claras, e são atravessadas por veios de quartzo (Foto 10). Evidenciam uma foliação nítida e, nalguns casos, é visível um bandado composicional.

Em termos petrográficos, as fácies mais escuras são muito idênticas às das Rochas Máficas enquanto que as fácies mais claras são um pouco mais grosseiras e distinguem-se, das outras, pela presença de biotite, que é preponderante relativamente à anfíbola (Foto 11). A biotite, de pleocroísmo castanho claro a escuro, corta a foliação pré-existente e, nalguns casos, está retrogradada para clorite.

GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Este capítulo é baseado em análises químicas (elementos maiores e traço, incluindo terras raras) de 14 amostras, representativas da unidade dos Ortognaisses de Mouriscas, cujos pontos de amostragem se encontram representados na Fig. 1. Das amostras, 8 correspondem aos Gnaisses do Sardoal e apenas 6 às Rochas Máficas e Intermédias Intercaladas.

As análises foram realizadas em laboratório comercial internacional certificado, tendo, os elementos maiores, sido obtidos pelo método ICP (*inductively coupled plasma emission spectrometry*) e os elementos traço (incluindo terras raras) determinados pelo ICP-MS (*inductively coupled plasma emission mass spectrometry*). Os resultados encontram-se nas Tabelas 1 e 2. A precisão dos resultados é superior a 2 % e 5-10 % para os elementos maiores e traço, respectivamente.

Tendo em conta a deformação, a alteração e o metamorfismo a que estas rochas foram sujeitas, devem utilizar-se, principalmente, os elementos incompatíveis considerados relativamente imóveis nestas condições – os HFSE e as REE (SRIVASTAVA & SINGH, 2004).

TABELA 1

Análises químicas de rocha total, representativas dos Gnaisses do Sardoal.

Whole rock analyses, representative of the Sardoal Gneisses.

Amostra	322-21-B	322-28A	322-28A ⁿ	322-28D	321-30C	321-31	321-32B	321-32C
wt%								
SiO ₂	68,46	67,74	67,90	68,03	72,85	64,76	71,39	68,01
Al ₂ O ₃	15,10	14,67	16,57	15,07	15,38	16,17	13,37	15,05
Fe ₂ O ₃ (^t)	4,58	2,79	4,46	3,74	1,50	6,04	3,56	3,82
MnO	0,04	0,18	0,04	0,04	0,01	0,05	0,03	0,04
MgO	1,74	0,91	1,80	1,39	0,57	2,46	1,32	1,56
CaO	0,94	7,88	1,30	2,47	1,15	0,95	1,90	1,41
Na ₂ O	3,21	0,80	3,26	3,20	3,30	2,58	3,97	3,30
K ₂ O	3,20	1,04	3,53	2,46	2,81	3,88	1,82	3,09
TiO ₂	0,67	0,58	0,66	0,55	0,19	0,84	0,57	0,54
P ₂ O ₅	0,17	0,26	0,21	0,22	0,16	0,13	0,13	0,15
P.R.	1,74	2,58	0,01	2,69	1,92	2,10	1,10	1,76
Total	99,84	99,42	99,73	99,86	99,85	99,96	99,17	98,72
ppm								
Rb	121	36	114	103	63	128	90	115
Sr	169	280	192	269	239	146	239	224
Y	26,6	28,4	23,5	17,4	15,1	30,5	25,7	24,2
Zr	211	263	176	169	95	218	247	150
Nb	11,7	12,4	11,0	10,3	3,7	15,4	10,4	9,2
Ba	658	85	768	528	1139	983	264	771
La	38,70	28,40	31,70	22,10	23,00	46,50	38,60	36,90
Ce	78,50	61,00	64,30	46,80	43,30	92,10	77,80	71,90
Pr	9,14	7,26	7,62	5,55	5,14	10,90	9,01	8,50
Nd	31,40	23,60	26,40	19,00	17,80	38,00	29,70	29,20
Sm	5,79	4,39	5,03	3,65	3,48	7,39	5,31	5,36
Eu	1,40	1,23	1,19	0,93	1,48	1,36	1,27	1,31
Gd	5,28	4,01	4,43	3,03	3,32	6,36	4,50	4,54
Tb	0,82	0,69	0,73	0,50	0,53	0,99	0,72	0,73
Dy	4,63	4,30	4,11	2,98	2,78	5,33	4,29	4,14
Ho	0,85	0,83	0,73	0,56	0,48	0,99	0,83	0,76
Er	2,53	2,55	2,16	1,63	1,34	3,08	2,53	2,30
Tm	0,39	0,42	0,34	0,27	0,19	0,51	0,40	0,36
Yb	2,62	2,81	2,20	1,82	1,22	3,35	2,58	2,36
Lu	0,37	0,40	0,31	0,26	0,16	0,48	0,37	0,32
Ta	1,15	0,78	0,96	0,90	0,22	0,90	0,86	0,91
Th	10,60	9,85	9,00	8,13	5,20	11,60	10,00	8,24

Gnaisses do Sardoal

No diagrama de classificação de WINCHESTER & FLOYD (1977) (Fig. 2), os Gnaisses do Sardoal projectam-se no domínio das rochas de quimismo sub-alcálico, essencialmente no campo riódacito/dacito embora alguns se situem no campo do andesito, fronteira com o anterior. São magmatitos com sílica variando de 64,76 wt% a 72,85 wt%, valores de Al₂O₃ entre 13,37 wt% e 16,57 wt%, Fe₂O₃(^t) entre 1,50 wt% e 6,04 wt%, MgO entre 0,57 wt% e 2,46 wt% e TiO₂ entre 0,19 wt% e 0,84 wt% (Tabela 1). Os álcalis apresentam valores relativamente normais para este tipo de rochas (Na₂O ≤ 3,97 wt%, K₂O ≤ 3,88 wt%), excepto no caso da amostra 322-28A que apresenta muito

TABELA 2

Análises químicas de rocha total, representativas dos Gnaisses do Sardoal.

Whole rock analyses, representative of the Sardoal Gneisses.

Amostra	Rochas Máficas			Rochas Intermédias		
	321-30B	321-30E	321-30G	321-29A	321-29B	321-29C
wt%						
SiO ₂	49,51	45,92	49,06	55,34	58,22	59,56
Al ₂ O ₃	15,08	15,56	15,96	18,21	15,97	16,97
Fe ₂ O ₃ (^t)	11,80	13,41	11,21	7,57	7,94	6,81
MnO	0,17	0,18	0,15	0,09	0,11	0,07
MgO	4,81	5,82	5,12	4,48	3,88	2,42
CaO	11,85	12,13	11,24	6,03	5,42	4,14
Na ₂ O	2,64	1,81	2,84	3,49	3,16	4,25
K ₂ O	0,35	0,67	0,45	1,56	0,99	2,14
TiO ₂	2,25	2,33	2,18	1,10	1,69	1,01
P ₂ O ₅	0,27	0,31	0,23	0,28	0,20	0,55
P.R.	0,97	1,30	1,00	1,49	1,45	1,19
Total	99,71	99,44	99,43	99,64	99,04	99,11
ppm						
Cr	130	120	140	110	90	30
Ni	140	120	110	30	—	30
Rb	5	10	7	59	32	73
Sr	321	336	362	214	189	158
Y	39,2	35,5	36,1	32,9	21,3	21,2
Zr	174	170	155	118	148	204
Nb	13,2	12,8	11,9	8,0	10,5	8,9
Ba	96	196	168	446	288	716
La	14,10	13,80	12,50	17,10	16,70	15,50
Ce	34,50	33,20	30,60	37,60	33,80	34,20
Pr	4,89	4,79	4,53	5,00	4,26	5,46
Nd	21,40	20,70	19,50	21,10	16,80	21,40
Sm	5,60	5,22	5,21	5,52	3,75	4,79
Eu	2,02	2,09	2,01	1,66	1,69	1,33
Gd	6,63	6,16	6,16	6,51	3,88	4,86
Tb	1,17	1,09	1,11	1,12	0,64	0,74
Dy	6,91	6,57	6,54	6,35	3,76	3,99
Ho	1,30	1,21	1,22	1,17	0,75	0,68
Er	3,77	3,55	3,55	3,35	2,22	1,86
Tm	0,56	0,54	0,52	0,49	0,34	0,27
Yb	3,46	3,38	3,26	3,11	2,29	1,68
Lu	0,50	0,48	0,46	0,43	0,32	0,23
Ta	0,89	0,88	0,81	0,52	0,75	0,84
Th	0,81	0,86	0,78	1,68	0,43	0,85

baixos valores, enquanto, por outro lado, possui um relativamente elevado (7,88 wt%) teor de CaO.

O padrão multi-elementar, normalizado relativamente ao MORB de PEARCE (1983) (Fig. 3), é aproximadamente uniforme, exceptuando o caso de uma amostra que, ao contrário das restantes, não apresenta anomalia negativa em Ba (amostra 321-30C, Tabela 1). Este diagrama evidencia um enriquecimento generalizado em relação aos MORB (1,11 a 64,00 vezes) e de K, Rb, Ba, face aos HFSE (Th, Ta, Nb, Ce, Zr, Hf, Y e Yb), acentuando-se com o aumento da incompatibilidade dos elementos

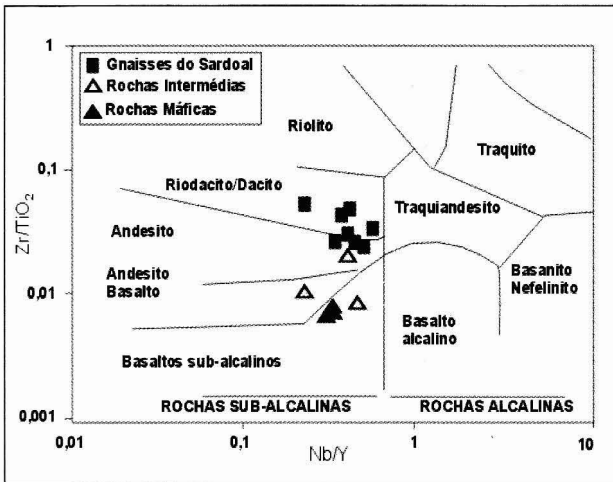


Fig. 2 – Classificação das amostras em estudo no diagrama de classificação Zr/TiO_2 versus Nb/Y de WINCHESTER & FLOYD (1977).

– Classification of the studied samples in the Zr/TiO_2 versus Nb/Y diagram of WINCHESTER & FLOYD (1977).

$(Rb/Y)_N = 19,81-88,79$. As anomalias negativas mais pronunciadas correspondem a Ta-Nb, P, Ti e Ba (excepto no caso já referido). Na Fig. 3 encontra-se, também, representado o padrão dum basalto andesítico da margem andina, a partir do qual se pode constatar a grande semelhança com os das rochas estudadas, embora estas apresentem uma maior diferenciação, expressa por um maior enriquecimento geral dos elementos incompatíveis e as maiores anomalias negativas dos elementos já referenciados. Dado o contexto geodinâmico da região em causa, outra hipótese a considerar é a da ocorrência de anatexia crustal. Contudo, neste caso, as elevadas percentagens de fusão parcial, necessárias para produzir os gnaisses a partir de composições típicas do padrão da crosta continental inferior, seriam irrealistas dada a sua semelhança (Fig. 3).

O diagrama das REE (Fig. 4), apresenta um padrão relativamente uniforme para todas as amostras, excepto na anteriormente referida como não apresentando anomalia negativa de Ba. Esta possui anomalia positiva de Eu e diferentes razões elementares de REE evidenciadas no diagrama pelo cruzamento dos dois padrões de mais baixos teores. Exceptuando este caso, o paralelismo dos restantes perfis poderá ser indicativo de que estas rochas resultem dum mesmo magma parental e que estejam relacionadas entre si por processos de diferenciação magmática. Os padrões mostram um enriquecimento generalizado em relação aos condritos (0,16 a 92,10 vezes), das LREE relativamente

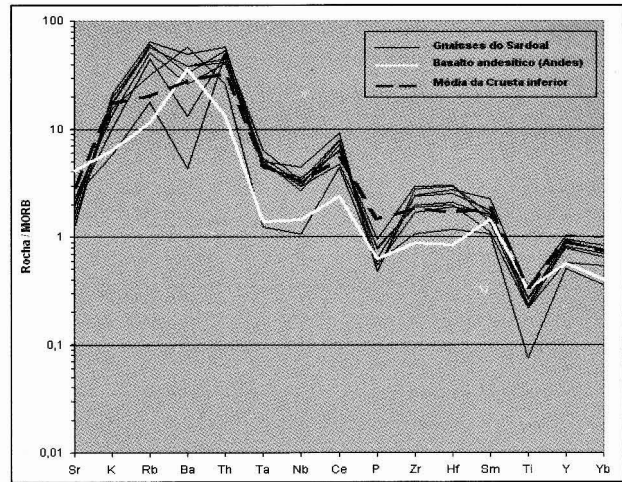


Fig. 3 – Projecção dos Gnaisses do Sardoal, normalizados relativamente ao MORB de PEARCE (1983). A branco um basalto andesítico da margem continental activa andina (valores extraídos de WILSON, 1989, obtidos a partir de THORPE *et al.*, 1984). A tracejada está representada a crosta continental inferior (valor de WEDEPOHL, 1995).

– MORB normalized plot for the Sardoal Gnaisses samples and for a basaltic andesite from the Andean active continental margin. Normalizing values from PEARCE (1983) and data of the basaltic andesite from WILSON (1989), obtained by THORPE *et al.* (1984). Dashed line refers to the lower continental crust (values from WEDEPOHL, 1995).

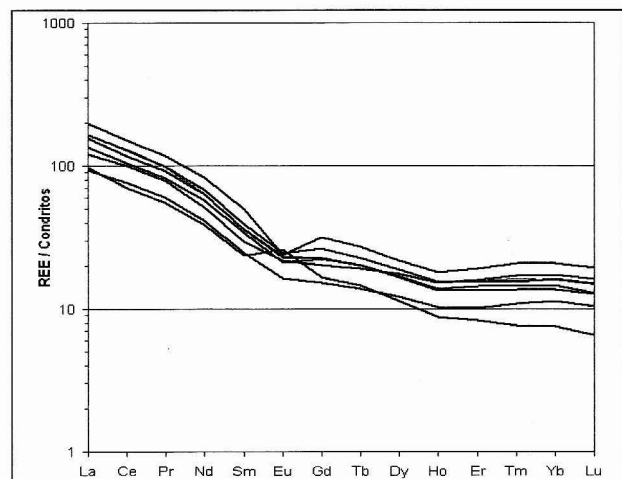


Fig. 4 – Padrão das REE dos Gnaisses do Sardoal normalizados relativamente aos valores condriticos de McDONOUGH & SUN (1995).

– Chondrite normalized REE patterns for Sardoal Gnaisses. Normalizing values from McDONOUGH & SUN (1995).

às MREE $(La/Sm)_N = 6,05 - 7,27$ e às HREE $(La/Yb)_N = 10,11 - 18,25$. Apresentam ainda anomalias negativas de Eu, evidenciando a fraccionação de plagioclase. O perfil que se destaca dos restantes, apresenta os mais elevados teores de sílica e os mais baixos de $Fe_2O_3^{(t)}$ do conjunto, o que sugere corresponder a um estágio muito diferenciado. Os mais elevados teores de bário estão de acordo com esta inferência, assim como os baixos teores de REE, sugerindo anterior fraccionação de minerais acessórios. Contudo, considerando o conjunto de amostras, no seu todo, torna-se mais complicado explicar a concentração de Ba e Eu no líquido residual, visto que estes elementos foram sendo fraccionados nas fases anteriores da diferenciação. Nestas condições teremos que considerar que, ou a fonte de que resultou a amostragem era heterogénea, ou o processo de diferenciação de que resultaram as amostras foi complexo. Uma hipótese a considerar é a do líquido originário (já fortemente silicioso) se ter fraccionado numa câmara zonada, relativamente superficial (favorecendo a oxidação do Eu na parte superficial) e onde a elevada viscosidade do líquido terá favorecido a cristalização fraccionada *in situ*.

As características geoquímicas acima referidas são compatíveis com um ambiente de margem continental activa. No que diz respeito às fontes mantélicas, o diagrama Th/Ta versus Zr de FLOYD *et al.* (2000) (Fig. 5), revela um forte componente de contaminação crustal, próprio do ambiente acima referido.

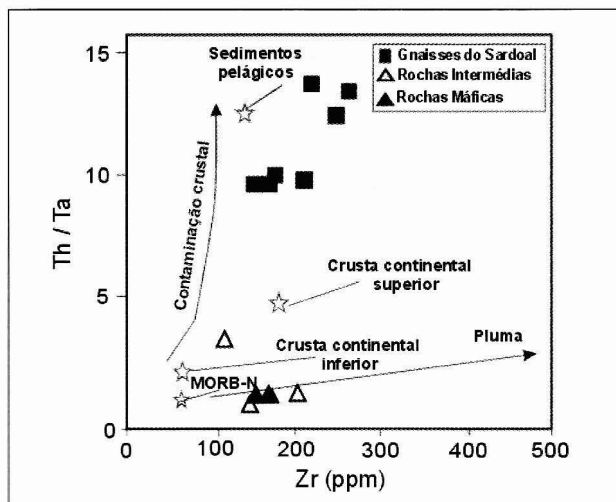


Fig. 5 – Projecção das amostras estudadas no diagrama Th/Ta versus Zr de FLOYD *et al.* (2000).

- Th/Ta versus Zr projection of the studied samples on the diagram from FLOYD *et al.* (2000).

Intercalações de rochas máficas e intermédias

Quando projectados no diagrama de classificação de WINCHESTER & FLOYD (1977) (Fig. 2), as intercalações de rochas máficas e intermédias, tal como os Gnaisses do Sardoal, inserem-se no campo das rochas de quimismo sub-alcalino. As máficas inserem-se dentro do campo do basalto e as intermédias dentro dos campos do basalto e andesito.

Rochas Máficas

Correspondem a magmatitos básicos ($SiO_2 = 45,92$ wt% a $49,51$ wt%), com valores de Al_2O_3 entre $15,08$ wt% e $15,96$ wt%, $Fe_2O_3^{(t)}$ entre $11,21$ wt% e $13,41$ wt%, MgO entre $4,81$ wt% e $5,82$ wt% e TiO_2 entre $2,18$ wt% e $2,33$ wt% (Tabela 2). Os elevados valores do $Fe_2O_3^{(t)}$, relativamente ao MgO, sugerem que estas rochas sofreram diferenciação magmática significativa.

O *spiderdiagram* (Fig. 6) mostra um padrão pouco enriquecido relativamente aos MORB (1,02 a 9,8 vezes), com os elementos mais incompatíveis ligeiramente enriquecidos face aos HFSE, $(Rb/Y)_N = 1,91 - 4,23$. Observam-se anomalias negativas em P e Ti. Este padrão

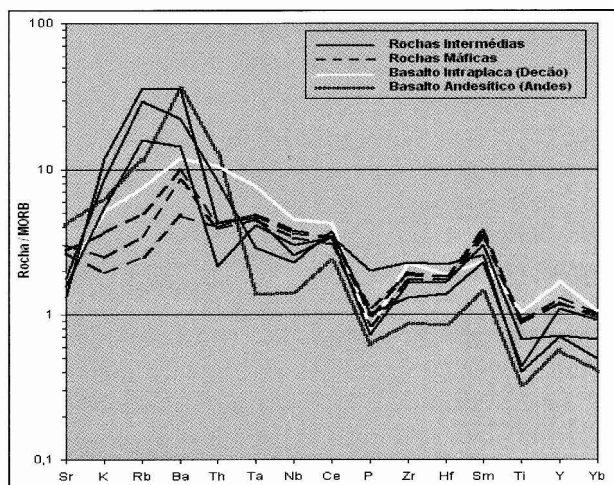


Fig. 6 – Projecção das rochas intercaladas (máficas e intermédias) no diagrama de normalização relativamente aos MORB de PEARCE (1983). A branco projecta-se um basalto intraplaca continental do Decão (valores extraídos de WILSON 1989, obtidos a partir de THOMPSON *et al.*, 1983).

- MORB normalized plot for the intercalated rocks (mafic and intermediate) and for an intraplate basalt from Deccan. Normalizing values from Pearce (1983) and data of the intraplate basalt from WILSON (1989), obtained by THOMPSON *et al.* (1983).

revela algumas afinidades com os basaltos toleíticos continentais do Decão, embora o Th apresente um valor significativamente mais reduzido. Esta característica, traduz-se no diagrama de FLOYD *et al.* (2000), numa fonte mantélica próxima do MORB-N (Fig. 5). Por outro lado, salienta-se o baixo teor em LILE destes magmatitos. Baixos teores de Th como os observados, nas intercalações máficas regionais, podem ocorrer em ambientes continentais do mesmo tipo como, por exemplo, nos basaltos do Paraná (*in* WILSON, 1989).

Os sinais de contaminação crustal, em termos de Th/Ta, são muito reduzidos (Fig. 5), embora as anomalias negativas de P e Ti sejam bem evidentes (Fig. 6). Também a razão Nb/La = 0,93 – 0,95, próxima da do manto primordial (Nb/La = 1,01; McDONOUGH & SUN, 1995), atesta a ausência ou a fraca contribuição da contaminação crustal. Este tipo de assinaturas poderiam também ser explicadas admitindo a presença de líquidos semelhantes aos de uma crosta oceânica subjacente que foi transportada durante o processo de intrusão dos magmatitos félsicos.

O padrão das REE (Fig. 7), mostra um enriquecimento generalizado em relação aos condritos (18,66 a 59,49 vezes) e das LREE relativamente às MREE ($(La/Sm)_N = 1,50 - 1,65$ e às HREE ($(La/Yb)_N = 2,60 - 2,77$). O fraco enriquecimento das LREE face às HREE, pode ser interpretado como uma consequência de elevado grau de fusão parcial do manto (WILSON, 1989).

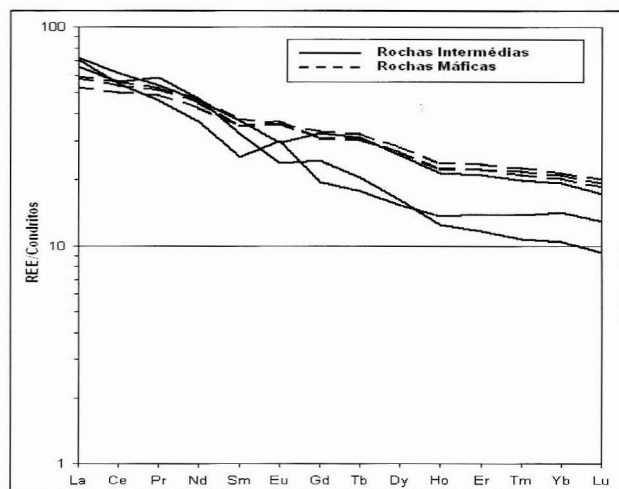


Fig. 7 – Padrão das REE para as rochas intercaladas (máficas e intermédias), normalizado relativamente aos valores condriticos de McDONOUGH & SUN 1995.

- Chondrite normalized REE patterns for the intercalated rocks (mafic and intermediate). Normalizing values from McDONOUGH & SUN 1995.

Rochas Intermédias

Estes magmatitos possuem valores de SiO₂ entre 55,34 wt% e 59,56 wt%, Al₂O₃ entre 15,97 wt% e 18,21 wt%, Fe₂O₃^(t) entre 6,81 wt% e 7,94 wt%, MgO entre 2,42 wt% e 4,48 wt% e TiO₂ entre 1,01 wt% e 1,69 wt% (Tabela 2).

Possuem assinaturas geoquímicas menos enriquecidas em HFSE e em HREE e um maior enriquecimento dos LILE que as das intercalações de rochas máficas (Fig. 6 e Fig. 7). Ao contrário do que acontece nas rochas máficas, mas se encontra nos gnaisses, observa-se uma anomalia negativa em Nb, típica de contaminação crustal e que se reflecte na razão Nb/La = 0,47 – 0,63, próxima do valor médio para a crosta continental de Nb/La = 0,46 (valor de WEAVER & TURNEY, 1984).

O padrão das REE não é uniforme para todas as amostras, embora se observe uma tendência generalizada para um enriquecimento em relação aos condritos (9,31 a 72,15 vezes) e das LREE relativamente às MREE ($(La/Sm)_N = 2,02 - 2,78$ e às HREE ($(La/Yb)_N = 3,74 - 6,27$, mais pronunciado do que o observado nas rochas máficas (Fig. 7). O Eu apresenta anomalias negativas, evidenciando fracionamento de plagioclase e, num caso, anomalia positiva, podendo significar acumulação de plagioclase ou perturbação da fugacidade do oxigénio. As razões LREE/HREE são superiores às observadas nas rochas máficas.

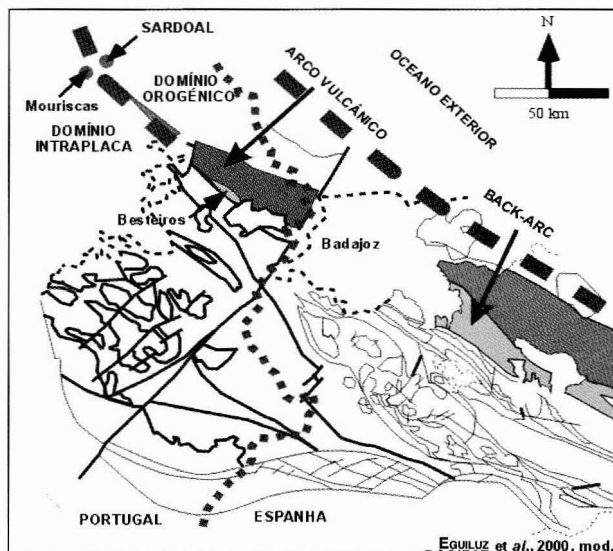


Fig. 8 – Localização da região do Sardoal (ambiente de arco vulcânico continental), relativamente a outros ambientes referidos para a ZOM.

- Location of the Sardoal region (continental arc setting), relatively to other ZOM tectonic settings.

ENQUADRAMENTO GEODINÂMICO

Os magmatitos do Sardoal, que se inserem na Unidade dos Ortognaisses de Mouriscas, apresentam litótipos distintos – os Gnaisses do Sardoal e as rochas intercaladas (onde se identificaram rochas mesocratas e máficas).

As assinaturas geoquímicas dos Gnaisses do Sardoal revelaram fortes afinidades com o magmatismo de ambiente de margem continental activa.

As rochas mesocratas intercaladas são anfíbolitos de composição intermédia correspondentes a termos de uma sequência sub-alcalina, embora as suas diferentes razões elementares sugiram fonte heterogénea. Apresentam estruturação idêntica à dos Gnaisses do Sardoal e possuem assinaturas geoquímicas que sugerem o mesmo ambiente geodinâmico. Relativamente às rochas máficas apresentam maior enriquecimento em LILE e mais baixos teores de HREE (> LREE/HREE), o que sugere fontes distintas destas.

As rochas máficas intercaladas correspondem a anfíbolitos. Em termos de composição química são rochas básicas, sub-alcalinas, relativamente diferenciadas. As assinaturas geoquímicas são próximas das do MORB-N, apresentando fraca contaminação crustal ($Th/Ta < 5$), embora revelem, também, algumas afinidades com as dos basaltos toleíticos de intraplaca continental (anomalias negativas em P e Ti). Apresentam uma estruturação diferente das anteriores. Esta mesma estruturação NNE-SSW encontra-se também no Complexo de Mouriscas, aflorante na região imediatamente a sul. Este complexo foi considerado anteriormente como gerado em ambiente de intraplaca continental (RIBEIRO *et al.*, 1995). Os dados actuais, estruturais e geoquímicos, sugerem que as intercalações máficas do Sardoal possam corresponder a uma escama do Complexo de Mouriscas, englobada nos Gnaisses do Sardoal.

O modelo geodinâmico da ZOM elaborado por EGUÍLUZ *et al.* (2000), para o período entre o Neoproterozóico (600 Ma) e o Câmbrico (480 Ma), será aqui o modelo tomado como referência, dada a idade atribuída aos magmatitos do Sardoal (Proterozóico superior). Este modelo foi também utilizado por RIBEIRO *et al.* (2003), para os anfíbolitos de Besteiros e para os anfíbolitos do Complexo Eruptivo de Mouriscas.

O referido modelo propõe a existência de três domínios: oceânico, orogénico (que inclui uma bacia marginal e um arco vulcânico) e intraplaca (Fig. 8). Em trabalhos anteriores, RIBEIRO *et al.* (2003), posiciona os anfíbolitos de Besteiros no domínio de arco oceânico e os anfíbolitos do Complexo Eruptivo de Mouriscas no domínio intra-

placa. No que se refere aos magmatitos do Sardoal, Gnaisses e intercalações mesocratas, as suas características geoquímicas permitem posicioná-los no domínio orogénico, de arco vulcânico continental, já referido anteriormente por HENRIQUES *et al.* (2006). Este domínio prolonga-se assim mais para NW, em relação ao originalmente definido por EGUÍLUZ *et al.* (2000). As intercalações máficas, com diferente geoquímica e estruturação, parecem representar material gerado em ambiente intraplaca e posteriormente englobado nos Gnaisses (Fig. 8).

AGRADECIMENTOS

As autoras agradecem ao Professor Doutor João Mata a revisão cuidada e as sugestões apresentadas que muito beneficiaram este artigo.

REFERÊNCIAS

- ABALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J. I. & EGUÍLUZ, L. (1991) – Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, Southwest Spain. *Tectonophysics*, **199**, (1), pp. 51-72.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, J. F.; SIMANCAS, F. & BEA, F. (1995) – Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena/Central Iberian contact (Variscan Belt, southwest Iberian Peninsula). *International Journal of Earth Sciences*, **84**, (2), pp. 375-383.
- BINGI, B.; DEMAÏFFE, D. & HERTOGEN, J. (1996) – Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in the orthogneisses from southwestern Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, (8), pp. 1341-1354.
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH; MATTE, PH. & RIBEIRO, A. (1981) – Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, **78**, pp. 161-177.
- EGUÍLUZ, L.; GIL IBARGUCHI, J. I.; ÁBALOS, B. & APRAIZ, A. (2000) – Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, (9), pp. 1398-1413.
- FLOYD, P. A.; WINCHESTER, J. A.; SESTON, R.; KRYZA, R. & CROWLEY, Q. G. (2000) – Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, **179**, London, pp. 155-174.
- HENRIQUES, S.; RIBEIRO, M. L. & MOREIRA, M. E. (2006) – Aspectos petrográficos e geoquímicos dos Ortognaisses de Mouriscas: contribuição para a definição de um modelo geodinâmico da ZOM. *VII Congresso Nacional de Geologia*, Livro de resumos, I, pp. 17-20.

- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986) – Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Maleo (Bol. Soc. Geol. Port)*, **2**, (13), pp. 28.
- MATTE, P. (1986) – Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, (2-4), pp. 329-74.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. (1995) – The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, pp. 223-253.
- ORDONEZ CASADO, B. (1998) – *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone*. PhD thesis ETH Zürich, 235 p.
- PEARCE, J. A. (1983) – Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths*. C.J. Hawkesworth & M.J. Norry, (eds.) Shiva Geology Series, pp. 230-249.
- PEREIRA, E.; ROMÃO, J. & CONDE, L. (1998a) – Geologia da Transversal de Tomar-Mação Sutura entre a Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa-Morena (ZOM). In: *Livro guia das excursões do V Congresso Nacional de Geologia*. Oliveira, J.T. & Pereira, R. (eds.), pp. 159-188.
- PEREIRA, E.; RIBEIRO, A.; SILVA, J. B. & ROMÃO, J. (1998b) – O Precâmbrio da região de Tomar em relação com os orógenos Cadomiano e Varisco. *V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa (Comunicações), **84**, (1), pp. D-11-D-14.
- QUESADA, C. (1991) – Geological constraint on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in Iberian Massif. *Tectonophysics*, **185**, pp. 225-245.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990) – Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. Dallmeyer and Martínez García (eds.), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 397-410.
- RIBEIRO, M. L.; PALÁCIOS, T. & MUNHÁ, J. (1995) – Aspectos petrológicos-geoquímicos do Complexo eruptivo de Mouriscas (Abrantes). *Resumo alarg., IVº Cong. Nac. Geol. Mem. N.º 4* Mus. Lab. Min. E Geol. Fac. Ciências, Univ. Porto, pp. 805-807.
- RIBEIRO, M. L.; PEREIRA, F. & SOLÁ, A. R. (2003) – O ciclo cadominano na ZOM: evidências geoquímicas. *Resumo: IV Congresso Ibérico de Geoquímica*, XIII Semana de Geoquímica, Coimbra, pp. 69-71.
- RIBEIRO, M. L. & RIBEIRO A. (2004) – Análise petrográfica e textural dos Gnaisses de Saldanha (Trás-os-Montes oriental): elementos para nova interpretação estratigráfica. *Comunicações Geológicas*, INETI, **91**, pp. 5-16.
- ROLLINSON, H. (1993) – *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, London, 352 p.
- ROMÃO, J. (2000) – *Estudo Tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica (ZCI) e as suas relações com a Zona de Ossa Morena (ZOM)*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Externa, 322 p.
- ROMÃO, J. & ESPERANCINHA, A. (2000) – Carta Geológica à escala 1/50 000, Folha 28A – Mação, IGM.
- SPRY, A. (1969) – *Metamorphic textures*. The Commonwealth and international library. Pergamon press. Londres, 350 p.
- SRIVASTAVA, R. K. & SINGH, R. K. (2004) – Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, pp. 373-389.
- THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; DICKIN, A. P. & HENDRY, G. L. (1983) – Continental flood basalts...arachnids rule OK? In: *Continental basalts and mantle xenoliths*. C. J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.). Nantwich: Shiva, pp. 158-85.
- THORPE, R. S.; FRANCIS, P. W. & O' CALLAGHAN, L. (1984) – *Relative roles of source composition, fractional crystallisation and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks*. Phil Trans R. Soc. Lond. A310, 675-92.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. (1984) – Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310**, pp. 557-575.
- WEDEPOHL, K. H. (1995) – The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, (7), pp. 1217-1232.
- WILSON, M. (1989) – *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466 p.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977) – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, pp. 325-343.

Artigo recebido em Setembro de 2006
Aceite em Outubro de 2006

ESTAMPAS

ESTAMPA I

Foto 1 – Aspecto das bancadas dos Gnaisses do Sardoal, fortemente foliadas, onde se observa uma alternância de fácies mais finas e grosseiras.

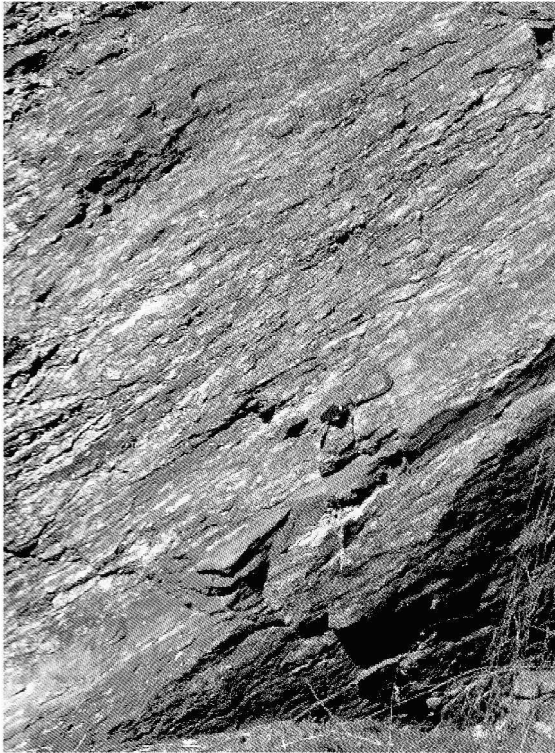
– Sardoal Gneisses layers, strongly foliated, with alternating beds, coarse and fine grained.

Foto 2 – Foliação dos Gnaisses do Sardoal, onde são visíveis porfiroclastos sigmoidais de feldspato.

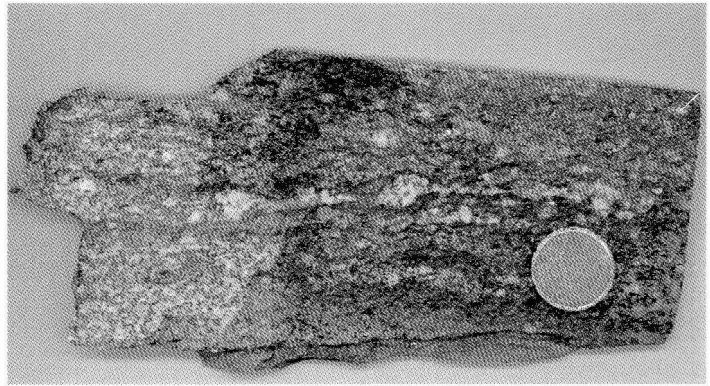
– Sardoal Gneisses foliation, where feldspar porphyroclasts exhibit sigmoidal forms.

Foto 3 – *Rods* de quartzo observados nos Gnaisses do Sardoal.

– Quartz rods observed in the Sardoal Gneisses.



1



2



3

ESTAMPA II

Foto 4 – Foliação milonítica nos Gnaisses do Sardoal: porfiroclastos de quartzo e feldspato com sombras de pressão, envolvidos por uma matriz foliada, quartzo-feldspática e micácea (nicóis +).

– Mylonitic foliation in the Sardoal Gneisses: feldspar and quartz porphyroclasts displaying pressure shadows in a foliated quartz-sericitic matrix (+ polars).

Foto 5 – Textura dos Gnaisses do Sardoal que, embora foliada, mostra contornos cristalinos regulares, praticamente euétricos (nicóis +).

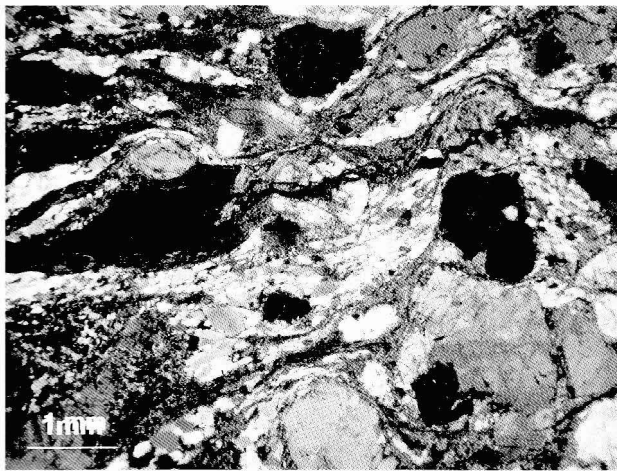
– Metagneous texture in the Sardoal Gneisses, foliated, with regular contours, almost euedric (+ polars).

Foto 6 – Gnaisses do Sardoal: fibrolite, associada a biotite e mica branca, em enclaves pelíticos (nicóis +).

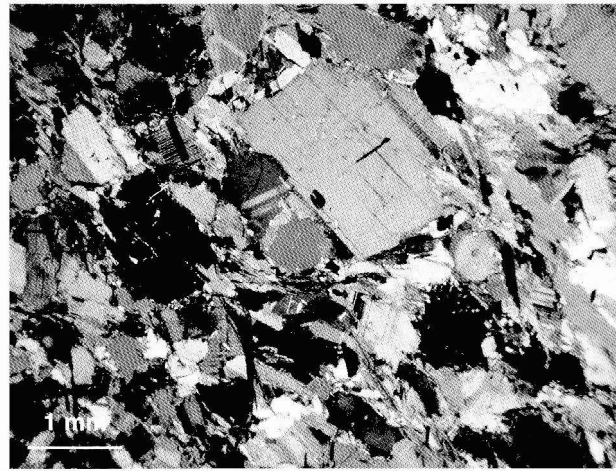
– Sardoal Gneisses: fibrolite, white mica and biotite association, in pelitic enclaves (+ polars).

Foto 7 – Gnaisses do Sardoal: micas dobradas em *kink-band* (nicóis +).

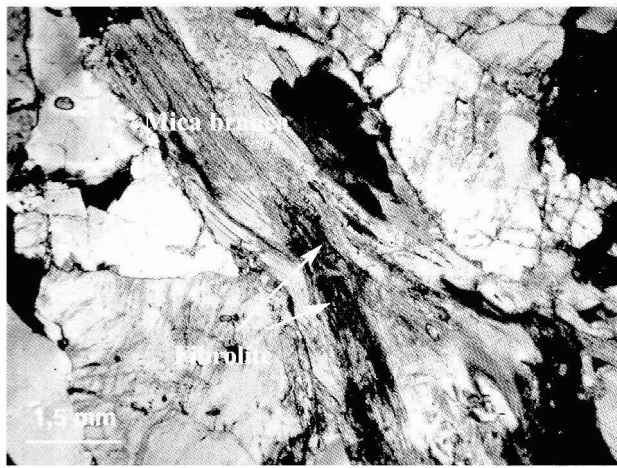
– Sardoal Gneisses: kink-band folding in micas (+ polars).



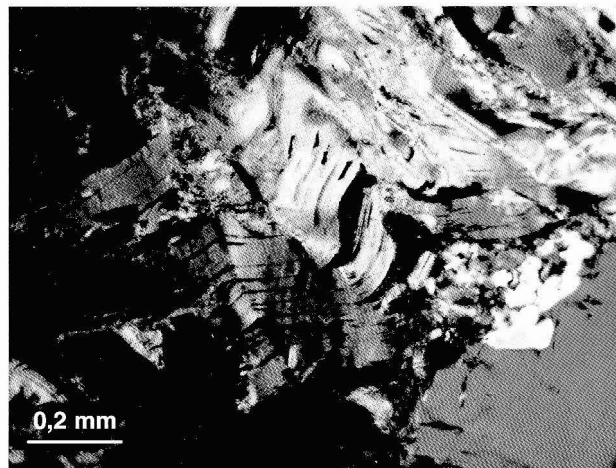
4



5



6



7

ESTAMPA III

Foto 8 – Alternância de níveis mais claros e escuros nas rochas máficas intercaladas.

– Dark and light alternating beds in the intercalated mafic rocks.

Foto 9 – Textura foliada num anfíbolito (rochas máficas) (nicóis //).

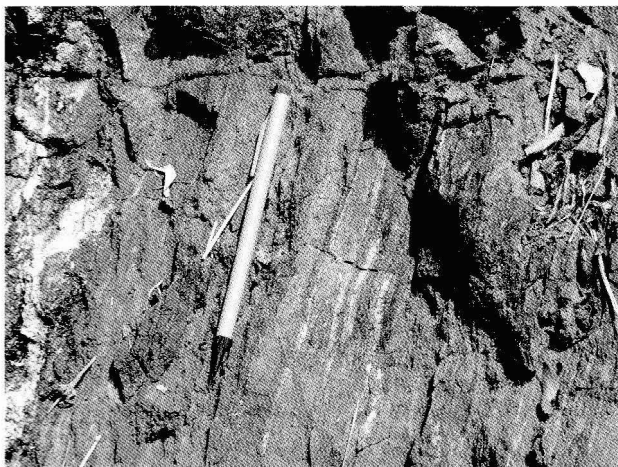
– Foliated texture in the amphibolite (mafic rocks) (// polars).

Foto 10 – Rochas intercaladas mesocratas, onde se observam variações locais de fácies mais escuras.

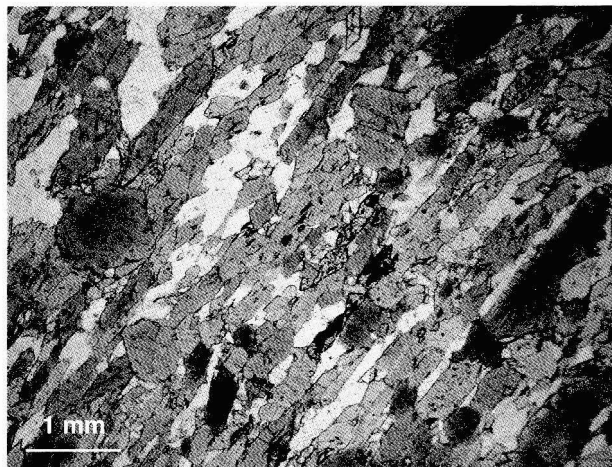
– Intercalated mesocratic rocks with local darker facies.

Foto 11 – Rochas intercaladas mesocratas: onde se destaca a textura foliada e a presença de biotite (nicóis //).

– Intercalated mesocratic rocks exhibiting foliated texture and biotite (// polars).



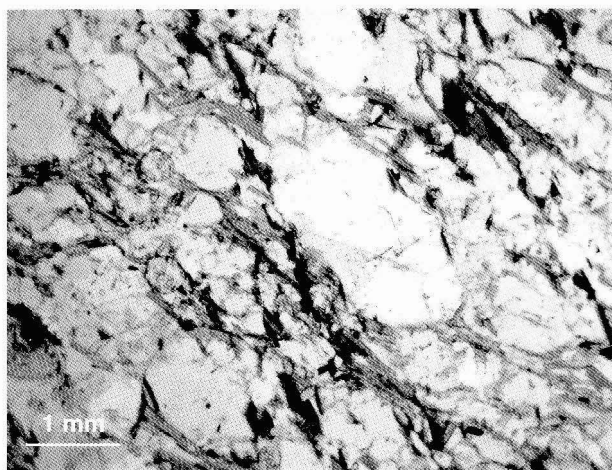
8



9



10



11