

**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE COIMBRA**

**RELAÇÕES PETROGEOQUÍMICAS DOS
MACIÇOS GRANÍTICOS DO NE ALENTEJANO**

ANA RITA ZEFERINO SOLÁ DA CRUZ

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

2007

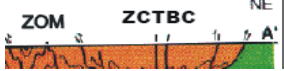




Dissertação apresentada para obtenção do grau de
Doutor em Geologia, especialidade Mineralogia,
Petrologia e Geoquímica, na Universidade de Coimbra.

Orientação: Prof. Doutora Ana M. R. Neiva (Dep. Ciências da Terra, Universidade de Coimbra)

Co-orientação: Doutora Maria Luisa Ribeiro (Dep. Geologia, INETInovação)

Ana Rita Zeferino Solá da Cruz beneficiou de uma bolsa de doutoramento mista **SFRH/BD/3142/2000**, da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), Lisboa, para financiamento dos trabalhos de investigação com início em Setembro de 2002.

ERRATA

Pág.	Linha	Onde se lê:	Substituir por:
2	8 e 10	tectónico	geodinâmico
7	10	...comuns aosutilizados nos ...
12	8	A ZSP, que ocupa a parte	A ZSP, que corresponde à parte
13	Fig. 2.3. (corte A)		
14	4	tectonometamórfica	geodinâmica
	15	...atribuído à Falha de Portalegre	...atribuído à Falha de Portalegre (Fig. 2.4)
15	29	; e pela Unidade de Campo Maior	, assentando sobre a Formação de Campo Maior
17	Legenda da Fig. 2.4	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Quartzito Armoricano e Xistos indiferenciados
		 Série Negra: Formação de Mosteiros xistos, grauvaques, quartzitos negros e vulcanitos; * Unidade de Campo Maior: gnaisses e migmatitos (faixa blastomilonítica s.s.)	 Série Negra: Formação de Mosteiros xistos, grauvaques, quartzitos negros e vulcanitos  Formação de Campo Maior: gnaisses e migmatitos (faixa blastomilonítica s.s.)
19	10	v) " Formação do Quartzito Armoricano "	v) Formação do Quartzito Armoricano e xistos indiferenciados
	19/20	com a "Formação do Quartzito Armoricano"	com as formações anteriores
45	30	...e o de Alagoa (GP1), tem	...e o de Alagoa (GP1) (Fig. 3.2), tem
65	30	(Fig. 4.2.9A)	(Fig. 4.2.10)
78	17	(...e Fig. 4.2.19A)	(... e Fig. 4.2.19C)
	30	e pronunciadas anomalias de Ba, Nb e Zr	com pronunciadas anomalias de Ba (relativamente efectivas), Nb e Zr
104	2	Fe→Mn	Mn→Fe
163	última	...enriquecidos em Ba.	...enriquecidos em Ba e mais pobres em Sr.
175	11	... (Fig. 5.2.20-c e Tabela 5.2.4)	... (Fig. 5.2.18-c e Tabela 5.2.4).
	penúltima	... (Fig. 5.2.18 i) nas LREE	... (Fig. 5.2.18 h) nas LREE
199	11	... das isopletras (Fig. 5.3.12)	... das isopletras (Fig. 5.3.13)
211	3	... (Fig. 5.1.7 d, 5.1.10a, 5.3.3.3)	... (Figs. 5.1.7 d, 5.1.10a, 5.3.20)
212	6	... (Fig. 5.2.21)	... (Fig. 5.3.21)
220	última	... zircões do bordo zircões do granito do núcleo ...
276	10	6.3.2b, respectivamente.	6.3.1b, respectivamente.
318	Tabela 6.5.5 (última linha)	0,7041-0,7051	0,7048-0,7051
346	11	... crustal melts.	... crustal melts. Journal of Petrology....

Agradecimentos.....	v
Nota prévia	vii
Resumo.....	ix
Abstract	xiii
Índice de Figuras	xvii
Índice de Tabelas.....	xxvii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Antecedentes	3
1.3. Enquadramento dos problemas e objectivo do trabalho.....	5
2. GEOLOGIA	11
2.1. Enquadramento geológico.....	11
2.1.1. Enquadramento no Maciço Ibérico.....	11
2.1.2. Enquadramento na transição ZCI/ZOM.....	14
2.2. Geologia da região	15
2.2.1. Formações encaixantes	15
2.2.2. Maciços graníticos	19
2.2.2.1. Maciço de Portalegre.....	19
2.2.2.2. Maciço do Carrascal.....	23
2.2.2.3. Maciço de Nisa.....	24
3. MÉTODOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS	31
3.1. Trabalho de campo e amostragem.....	31
3.2. Preparação das amostras	31
3.3. Análises químicas de rocha total.....	36
3.3.1. Maciços de Portalegre e Carrascal.....	36
3.3.2. Maciço de Nisa	36
3.4. Análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total	37
3.5. Análises isotópicas de oxigénio em rocha total	38
3.6. Análises químicas dos minerais (EPMA e SEM).....	38
3.7. Geocronologia do zircão	39
3.7.1. Metodologia de evaporação sequencial de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	40
3.7.2. Método LA-ICP-MS.....	40
3.7.3. Método SHRIMP II	41
4. MACIÇO DE PORTALEGRE.....	45
4.1. Petrografia.....	45
4.2. Geoquímica de Rocha Total.....	60
4.2.1. Classificações normativas e químicas.....	60
4.2.2. Classificações tectónicas.....	70
4.2.3. Diagramas de variação.....	74
4.2.4. Terras raras (REE)	77
4.2.5. Perfis multielementares.....	78
4.3. Mineralogia química	84
4.3.1. Felspatos	84
4.3.2. Biotite	95
4.3.3. Moscovite	99
4.3.4. Granada.....	101
4.3.5. Ilmenite.....	102
4.3.6. Rútilo	105
4.3.7. Apatite.....	106
4.4. Geocronologia do zircão	107

4.4.1. Resultados do método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (método de Kober).....	108
4.4.2. Resultados do método LA-ICP-MS.....	110
4.4.3. Resultados do método SHRIMP.....	112
4.4.4. Resumo das idades.....	120
4.5. Geoquímica Isotópica de Rocha Total.....	123
4.5.1. Isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd.....	123
4.5.2. Isótopos de Oxigénio.....	127
4.6. Petrogénese.....	129
4.6.1. Origem dos granitóides GP1, GP1a, GP2 e GP3.....	129
4.6.2. Natureza dos protólitos.....	132
4.6.3. Estimativa da temperatura dos magmas.....	134
4.6.4. Estimativa da pressão.....	134
4.6.5. O zonamento do Maciço de Portalegre.....	135
4.6.6. Ambiente geodinâmico.....	135
4.7. Conclusões gerais.....	136
5. MACIÇO DO CARRASCAL.....	143
5.1. Petrografia.....	143
5.2. Geoquímica de Rocha Total.....	158
5.2.1. Classificações normativas e químicas.....	158
5.2.2. Classificações tectónicas.....	168
5.2.3. Diagramas de variação.....	170
5.2.4. Terras raras (REE).....	175
5.2.5. Perfis multielementares.....	177
5.3. Mineralogia química.....	179
5.3.1. Felspatos.....	179
5.3.2. Clinopiroxena.....	190
5.3.3. Anfíbola.....	191
5.3.4. Biotite.....	200
5.3.5. Esfena.....	206
5.3.6. Minerais do grupo do epidoto.....	207
5.3.7. Ilmenite.....	209
5.3.8. Óxidos do grupo das espinelas.....	210
5.3.9. Rútilo.....	211
5.3.10. Apatite.....	212
5.4. Geocronologia do zircão.....	214
5.4.1. Resultados do método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (método de Kober).....	214
5.4.2. Resultados do método LA-ICP-MS.....	217
5.5. Geoquímica Isotópica de Rocha Total.....	222
5.5.1. Isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd.....	222
5.5.2. Isótopos de Oxigénio.....	225
5.6. Petrogénese.....	228
5.6.1. Natureza das fontes e processos de diferenciação.....	228
5.6.1.1. Granitóides do bordo e núcleo.....	229
5.6.1.2. Rochas máficas.....	230
5.6.2. Ambiente geodinâmico.....	231
5.6.3. Sequência de eventos.....	233
5.7. Conclusões gerais.....	235
6. MACIÇO DE NISA.....	243
6.1. Petrografia.....	243
6.1.1. Granito de Nisa.....	243
6.1.2. Granitóide de Aldeia da Mata.....	244
6.1.3. Granito de Quareleiros.....	246
6.1.4. Granito de Gáfete.....	248

6.1.5. Granito do Pinheiral (Alpalhão)	251	
6.2. Geoquímica de Rocha Total	254	
6.2.1. Classificações químicas	254	
6.2.2. Classificações tectónicas	262	
6.2.3. Diagramas de variação	264	
6.2.4. Terras raras (REE)	271	
6.3. Mineralogia química	276	
6.3.1. Felspatos	276	
6.3.2. Clinopiroxena	281	
6.3.3. Anfíbola	282	
6.3.4. Biotite	287	
6.3.5. Esfena	290	
6.3.6. Alanite	291	
6.3.7. Ilmenite	292	
6.3.8. Apatite	294	
6.4. Geocronologia do zircão	295	
6.4.1. Introdução	295	
6.4.2. Morfologia do zircão	296	
6.4.3. Resultados analíticos	301	
6.4.4. Discussão dos resultados	307	
6.4.5. Conclusões do estudo dos zircões	311	
6.5. Geoquímica Isotópica de Rocha Total	313	
6.5.1. Isótopos de Oxigénio	313	
6.5.1. Isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd	314	
6.6. Petrogénese	319	
6.6.1. Natureza das fontes e processos de diferenciação	319	
6.6.2. Estimação da temperatura e pressão dos magmas	331	
6.6.3. Fontes de calor	331	
6.6.4. Modelo de Instalação	332	
6.6.5. Ambiente geodinâmico	335	
6.7. Conclusões gerais	337	
7. MODELO GEODINÂMICO	343	
BIBLIOGRAFIA	345	
ANEXOS Maciço de Portalegre		
Anexo P1	Análises químicas dos elementos maiores (%), A(CNK), Fe# e elementos traço e terras raras (ppm) dos granitóides do Maciço de Portalegre	371
Anexo P2	Mesonormas de Barth dos granitóides do Maciço de Portalegre.	374
Anexo P3	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre.	375
Anexo P4	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre.	377
 ANEXOS Maciço do Carrascal		
Anexo C1	Análises químicas dos elementos maiores (%), A(CNK), Fe# e elementos traço e terras raras (ppm) dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	381
Anexo C2	Normas CIPW dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	384
Anexo C3	Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais da clinopiroxena do gabro hornoblândico do Maciço do Carrascal.	386

Anexo C4	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das biotites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	387
Anexo C5	Análises químicas (%) representativas e respectivas fórmulas estruturais das esfenas do granitóide do bordo e das rochas máficas do Maciço do Carrascal.	390
Anexo C6	Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais dos minerais do grupo do epídoto dos granitóides e dioritos do Maciço do Carrascal.	391
Anexo C7	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das ilmenites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	393
ANEXOS Maciço de Nisa		
Anexo N1	Análises químicas representativas seleccionadas dos elementos maiores (%), Fe#, A(CNK) e elementos menores (ppm) dos granitos do Maciço de Nisa (Granito de Nisa).	397
Anexo N2	Análises químicas dos elementos do grupo das terras raras (ppm) dos granitos do Maciço de Nisa (Granito de Nisa).	402
Anexo N3	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	404
Anexo N4	Composições de biotite e ilmenite do granodiorito de Pinheiral (Alpalhão) utilizadas nos cálculos do modelo de cristalização fraccionada	405

Agradecimentos

As minhas primeiras palavras de agradecimento vão, naturalmente, para as orientadoras científicas deste trabalho, Professora Doutora Ana Margarida Neiva e Doutora Maria Luisa Ribeiro.

À Professora Doutora Ana Margarida Neiva começo por lhe agradecer a forma como me acolheu no seu grupo de investigação do “Centro de Geociências” da Universidade de Coimbra, aceitando ser orientadora desta tese. Destaco a sua exigência, rigor e o seu empenho e incentivo na realização de estágios no estrangeiro, que muito valorizaram este trabalho, permitindo enriquecer-me profissional e pessoalmente. Não posso, também, deixar de salientar os ensinamentos que me transmitiu, a sua inteira disponibilidade em todas as fases do trabalho, e a enorme prontidão na revisão dos textos.

À Doutora Maria Luisa Ribeiro gostaria de agradecer pela proposta do tema da tese e por me ter orientado constantemente, desde o estágio, ainda no ex-IGM. Reconheço a sabedoria que me tem vindo a transmitir, no campo e no gabinete, o seu apoio e incentivo quotidiano, o interesse que sempre manifestou pelo meu desenvolvimento científico e profissional e a autonomia que me tem concedido. Saliento todas as suas qualidades pessoais e competências científicas, nomeadamente, a sua determinação e energia, a sua capacidade intelectual e o seu sentido crítico e de justiça. Tem sido muito gratificante e um grande prazer trabalhar consigo.

Ao Professor Doutor Miguel Ramalho, actual coordenador do Departamento de Geologia, do INETI, bem como aos seus antecessores Professores Doutores Pena dos Reis e Carlos Costa, reconheço todas as facilidades logísticas para a realização desta tese. Decerto que irei retribuir com empenho nos projectos em curso do Departamento de Geologia.

Ao Sr. Carrilho e ao Sr. Gouveia, do Laboratório de Preparação de Amostras, agradeço a realização de moagens de rochas e lâminas delgadas, que foram a base deste trabalho, e ao Esperancinha, à Rita Silva e ao Sr. Virgílio pela ajuda e companhia nos trabalhos de campo.

Ao Prof. Doutor Machado Leite reconheço todas as facilidades concedidas pelo laboratório do INETI. Um obrigado especial à Eng^a M^a Eugénia Moreira pelas determinações analíticas de FRX, ao Doutor Farinha Ramos pelas facilidades concedidas na utilização da microsonda e ao Dr. Armando Moreira pela cedência da cartografia dos granitos do alinhamento interno do Maciço de Nisa e toda a informação prestada nos primeiros trabalhos de campo.

Aos Professores Pilar Montero e Fernando Bea, estou grata por todas as facilidades na obtenção de dados geoquímicos, isotópicos e mineralógicos no “Centro de Instrumentacion Científica da Universidad de Granada”, o modo afectuoso como me acolheram, as frutuosas discussões na interpretação dos resultados e os agradáveis momentos de convívio e de amizade. Aos técnicos dos laboratórios, Isabel, Alicia, Miguel-Angel, um muito obrigado pela companhia e paciência nas longas horas de trabalho.

Ao Professor Andrés Cuesta do Departamento de Geologia da Universidade de Oviedo agradeço as facilidades na utilização da microsonda electrónica e o suporte logístico e os momentos de convívio. A Miguel-Angel um especial obrigado pela assistência.

I am also deeply grateful to Dr Ian Williams for having received me so nicely at Research School of Earth Sciences, Canberra. His constant support, guidance, and suggestions have enormously contributed to the success of this work. I am honored for the opportunity to use the SHRIMP. Thank you for your open mind and friendship.

I'm thankful to Doctor Tatiana Zinger for the zircon separation facilities and the nice time spent on the field work.

I am grateful to Prof. B. J. Wood and Dr. S. Kearns for the use of electron microprobe at University of Bristol, U.K. and the financial support of the European Community Access to Research Infrastructure, contract HPRI-CT-1999-00008 (EU Geochemical Facility).

Thanks are also due to Professor F. L. Longstaffe for the oxygen isotope analyses obtained at the Department of Earth Sciences, University of Western Ontario, Canada.

Ao Professor Francisco Pereira, agradeço toda a informação prestada no campo, as entusiastas discussões geológicas e sugestões. Igualmente, ao Professor António Ribeiro estou grata pelas sugestões e disponibilidade em todos os esclarecimentos.

Um obrigado muito especial aos meus colegas do INETI, pela amizade, boa disposição, incentivo e, acima de tudo, pela constante entreajuda diária (a ordem é alfabética): Andrea Porteiro, António Ferreira, Aurete Pereira, Catarina Moniz, Emílio Clavijo, José Romão, José Sampaio, Judite Matias, M^a João Amorim, Paulo Alves, Rita Caldeira, Susana Henriques, Susana Machado, Teresa Cunha e Tomás de Oliveira (espero não me esquecer de ninguém!). Agradecimentos especiais ao Ruben Dias, pelos "SOS" informáticos e ajuda nas figuras, ao André Remédio pelo paciente trabalho de formatação do texto e ao Daniel Oliveira pelas sugestões no "abstract". Aos restantes colegas da área geológica do INETI, agradeço todo o apoio.

Aos colegas e ex-colegas de doutoramento, Margarida Antunes, Patrícia Moita, Mário-Mil-Homens, Pedro Ferreira, Pedro Madureira, Nuno Lourenço, Rute Salgueiro, Martim Chichorro, Paulo Bravo e Rui Teixeira, pela solidariedade, trocas de informação e material de apoio.

Aos meus Pais, pela sólida formação e confiança que me proporcionaram, pelo constante apoio moral e logístico, em especial, aos netos; não há palavras que cheguem para lhes agradecer. Sem este conforto era impossível ter realizado este trabalho. Igualmente às minhas irmãs, Susana e Maria, pela amizade e boa disposição.

Por último, o agradecimento mais importante, ao Vítor, Vasco e Vera, reconheço a imensa paciência que tiveram nestes últimos anos e a minha falta de tempo. Obrigada por estarem sempre do meu lado e por me acompanharem até ao outro lado do mundo. Finalmente chegou ao fim!

Nota prévia

O projecto de doutoramento sob o tema “*Relações Petrogeoquímicas dos Maciços Graníticos do NE Alentejano*” foi financiado pela FCT e, sucessivamente, pelo Instituto Geológico e Mineiro (IGM), primeiramente e, posteriormente, pelo INETI (instituição que passou a integrar o IGM a partir de Março de 2003). A proposta de desenvolvimento deste tema resultou da necessidade de no Departamento de Geologia do IGM se dar início ao estudo dos granitóides da Zona de Ossa Morena, onde, ao contrário da Zona Centro Ibérica, os dados referentes àquelas rochas, escasseavam, prejudicando assim os programas de Geologia e Cartografia Geológica, primeira missão daquele Departamento.

O trabalho desenvolvido nesta tese de doutoramento inseriu-se, desde sempre, no projecto de investigação R.1.1.8 “*Investigação aplicada à caracterização dos processos geradores de recursos geológicos*”, do INETI, que tem procurado compreender as relações entre o magmatismo (natureza petrográfica e geoquímica dos diferentes maciços, modelos de instalação, geocronologia e aspectos petrológicos gerais), a estrutura e a ocorrência de substâncias úteis do ponto de vista da estratégia económica nacional.

Resumo

Na região do NE alentejano, mais precisamente na transição ZCI/ZOM, ocorrem três maciços graníticos, com características distintas, espacialmente associados: Portalegre, Carrascal e Nisa, que se instalaram em diferentes períodos, relativamente ao ciclo Varisco, numa crusta continental já afectada por orogêneses anteriores. Os Maciços de Portalegre e do Carrascal correspondem a intrusões pré-variscas, orientadas NW-SE, com idade de $492,7 \pm 3,5$ Ma e 486-471 Ma, respectivamente, enquanto que o Maciço de Nisa representa um plutonismo tardi-varisco, com idade de $306,2 \pm 3,0$ Ma a $309,0 \pm 4,6$ Ma.

No Maciço de Portalegre, os granitóides são biotítico-moscovíticos (sienogranito a granito com feldspato alcalino e raro granodiorito), extremamente evoluídos, com $FeO/(FeO+MgO)$ elevado, peraluminosos, de alto K e com assinaturas predominantemente crustais. Foram caracterizados, dos pontos de vista petrográfico, geoquímico, isotópico e geocronológico, os quatro tipos de granitóides: Alagoa (GP1 – porfiróide, de grão muito grosseiro), o dominante, que ocorre no centro do maciço; Cigano (GP1a – porfiróide, de grão médio); Carreiras (GP2 – de grão grosseiro a médio); e Belo Horizonte (GP3 – porfiróide, de grão fino). Os dados mineralógicos, geoquímicos e isotópicos indicam que GP1 e GP1a são granitos quimicamente equivalentes e foram considerados variações texturais do mesmo granito; a cristalização fraccionada do magma granítico GP1 ocorreu num período máximo de 4 Ma. GP2 terá derivado do magma GP1 por cristalização fraccionada de plagioclase, feldspato potássico, biotite, moscovite e ilmenite; e GP3 corresponde a uma pulsação magmática distinta.

A datação do zircão do granito GP1 de $492,7 \pm 3,5$ Ma (U/Pb, SHRIMP), Câmbrico-Superior/Ordovício inferior, foi interpretada como idade de cristalização magmática. Outras datações por métodos com menor precisão foram: 482 ± 4 Ma (evaporação sequencial $^{207}Pb/^{206}Pb$) nos zircões dos granitos GP1, GP1a e GP2 e de ca. 480 Ma (LA-ICP-MS) e zircões dos granitos GP1 e GP1a. A presença de zircões com núcleos herdados de várias idades, em GP1 e GP1a indicou uma proveniência policíclica: Neoproterozóico (uma importante população com 548 ± 7 Ma), Mesoproterozóico: ca. 1 Ga, Neoarcaico ca. 2,6 Ga. Foram também obtidas idades correspondentes ao Período Carbónico ca. 335 - 360 Ma, relacionadas com a deformação/metamorfismo Varisco que provocaram recrescimentos nos zircões. A presença de zircões herdados de ca. 1,0 Ga (Grenvillianos) testemunham a proveniência de uma área cratónica gerada num ciclo anterior ao Cadomiano e sugerem afinidades com a ZCI.

Os baixos valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{493} = 0,70501$ e $0,70653$ (obtidos para GP1 e GP1a) e ϵNd_{493} ligeiramente negativos ($-2,88$ a $-0,85$), e $\delta^{18}O \sim 10\%$ obtidos para GP1, GP1a, GP2 e GP3 são característicos de assinaturas primitivas, compatíveis com protólitos crustais reciclados, metaígneos e relativamente jovens na sua génese. Os granitos GP1 e GP3 derivaram da fusão parcial de fonte heterogénea com dois componentes - um crustal, dominante, e outro com assinatura mantélica enriquecida, participando em proporções diferentes.

O Maciço do Carrascal é uma intrusão compósita formada por uma bordadura de granito porfiróide, de grão grosseiro a médio, biotítico, intensamente deformado (GCB) com 486 ± 7 Ma, que envolve um núcleo de granito biotítico de grão médio a fino (GCN) com 479 ± 3 Ma. Manchas dispersas de rochas máficas de granularidade variável, muito finas a médias (RMC), com 471 ± 2 Ma intruíram no núcleo e, raramente, no bordo. As RMC apresentam geralmente contactos bruscos com o GCN, e por vezes ocorrem brechas de intrusão. Frequentemente o GCN aflora também no interior das manchas de RMC. GCB tem composições químicas de granodiorito a monzogranito e sienogranito e GCN varia de monzogranito a sienogranito. As RMC incluem horneblendito, gabro horneblêndico, gabros e dioritos. As composições mais básicas (horneblendito e gabro-horneblêndico) não apresentam minerais típicos de alta temperatura além de relíquias de piroxena (diópsido), sugerindo que foram substituídos (retrogradados) por um conjunto de minerais de baixa temperatura. GCB e GCN constituem uma associação peraluminosa, calco-alcalina, de alto K, e as RMC formam uma série metaluminosa, calco-alcalina, de médio K, com alguns dioritos de alto K. As tendências composicionais observadas nos granitóides enquadraram-nos nas do tipo-I, magnesianos.

Os diagramas de variação de GCB e GCN e das RMC definem duas tendências distintas sem composições intermédias, correspondendo GCB e GCN a duas pulsações magmáticas diferentes. A natureza dos minerais acessórios e a gama das assinaturas isotópicas primitivas de GCN e GCB ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70340-0,70655$; $\epsilon\text{Nd} = -0,25$ a $+2,59$; $\delta^{18}\text{O} = 7,91-8,55\text{‰}$ ($T_{\text{CHURH}} = 480-570\text{Ma}$) são compatíveis com protólitos híbridos, pelo envolvimento de magmas máficos, que interagiram com magmas crustais por processos MASH. GCN é isotopicamente mais evoluído do que o GCB.

As composições isotópicas de Sr, Nd e oxigénio das RMC, bastante primitivas, compatíveis com magmas derivados do manto relativamente empobrecido, e as heterogeneidades verificadas resultam de diferentes proporções de misturas com componentes crustais, como indica a presença de um núcleo herdado, com idade cadomiana, num gabro. A mineralogia das RMC indica que os magmas originais tinham composição “basáltica”, hidratada, ou que se tornaram hidratados, através da contaminação com a crosta. Os diagramas de variação mostram que os gabros e dioritos não estão relacionados por diferenciação magmática e que os dioritos não definem uma tendência evolutiva clara; o horneblendito e o gabro horneblêndico correspondem a cumulados da câmara magmática. A datação do zircão, pelo método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, permitiu datar os eventos cronológicos das três unidades: 486 ± 7 Ma para o GCB; 479 ± 3 Ma para o GCN; 471 ± 2 Ma para as RMC. No GCB foi também verificada uma idade de 468 ± 4 Ma, interpretada como recristalização do zircão devido à intrusão das RMC.

O Maciço de Nisa corta as estruturas da ZCI/ZOM, incluindo os maciços de Portalegre e do Carrascal; é uma intrusão tardi-Varisca. Apresenta uma estrutura concêntrica, onde o granito dominante de Nisa (monzogranito a sienogranito), de granularidade muito grosseira, porfiróide, biotítico-moscovítico, envolve os granitóides de granularidade fina do descontínuo alinhamento interno. Neste alinhamento, o tonalito a granodiorito, por vezes porfiróide, com anfíbola e biotite, de

Aldeia da Mata, envolve localmente o sienogranito de grão médio a fino moscovítico-biotítico de Gáfete, que por sua vez, envolve o granodiorito a monzogranito de Pinheiral (Alpalhão) e o monzogranito a sienogranito de Quareleiros

A deformação tardi-Varisca, especialmente a fracturação, ficou bem registada nos granitos. Foram obtidas idades de 309 ± 5 Ma (U/Pb, SHRIMP) para os núcleos mais precoces do zircão do granito de Nisa e de 306 ± 3 Ma (U/Pb, SHRIMP) para o zircão dos granitóides de Aldeia da Mata (tonalito).

Os granitóides do Maciço são calco-alcalinos de alto K, peraluminosos, mas os de Aldeia da Mata são metaluminosos a peraluminosos. O estudo petrográfico, geoquímico, isotópico, geocronológico e dos zircões sugerem envolvimento de protólitos contrastantes: um mais “evoluído” e heterogéneo, provavelmente metassedimentar, que terá originado, por fusão parcial, o granito de Nisa e o sienogranito de Quareleiros e Gáfete, com muitas características do tipo S, que correspondem a duas pulsações magmáticas independentes; outro “menos evoluído”, de composição intermédia, ígnea, com contribuição mantélica (baixas razões de Sr inicial e de $\delta^{18}\text{O}$), que terá originado o tonalito de Aldeia da Mata e o granodiorito de Pinheiral (Alpalhão), ambos do tipo I, tendo o granodiorito resultado de um menor grau de fusão parcial do que o tonalito.

O granodiorito e monzogranito de Aldeia da Mata terão derivado do magma tonalítico por cristalização fraccionada de plagioclase, anfíbola, biotite, quartzo e ilmenite. Contudo, os dados isotópicos de Sr e $\delta^{18}\text{O}$ indicam que houve também assimilação de material metassedimentar crustal. O monzogranito de Pinheiral (Alpalhão) derivou do magma granodiorítico de Pinheiral por cristalização fraccionada de plagioclase, biotite, quartzo e ilmenite. Contudo, $\delta^{18}\text{O}$ indica que terá havido, também, assimilação de algum material metassedimentar.

Modificações químicas e térmicas ocorridas durante a cristalização/intrusão do plutão provocaram dissoluções parciais nos zircões e justificam a presença de três gerações de idades sobrepostas no granito de Nisa: i) elevados U e baixo Th/U (nos sobrecrescimentos mais externos: $307,4 \pm 4,0$ Ma); ii) moderados teores em U e Th/U (em zonamento concêntrico que ocorre no interior de i), quer como grãos individuais: $305,4 \pm 6,2$ Ma); iii) núcleos texturalmente discordantes, de zircão precoce ($309,0 \pm 4,6$ Ma) ou herdado, de várias idades, Neoproterozóicas (506-661 Ma) e Paleoproterozóicas e mais antigas (1,85-2,55 Ga). Não foram detectadas idades dos eventos Mesoproterozóicos, o que pode sugerir um protólito de afinidade com o cratão W africano (ZOM?). A razão Th/U dos últimos sobrecrescimentos é quase sempre 10x superior à dos primeiros e indica aumento do teor de U nos estádios finais de cristalização, o que é compatível com a saturação da monazite nesses estádios finais. Este facto poderá ser responsável pela ocorrência das mineralizações existentes na região.

Abstract

Three distinct granitic massifs namely, Portalegre, Carrascal and Nisa massifs crop out at NE Alentejo in the transition zone between Central-Iberian (CIZ) and Ossa-Morena (OMZ) in the SW Iberian Massif. They intruded during different periods of the Variscan cycle in a continental crust previously affected by orogenic events. The NW-SE Portalegre and Carrascal massifs are pre-Variscan intrusions (492.7 ± 3.5 Ma and $486-471$ Ma, respectively), whereas the Nisa Massif represents a late - Variscan plutonism (306.2 ± 3.0 Ma to 309.0 ± 4.6 Ma).

There are biotite-muscovite granites (syenogranite to alkali feldspar granite and rare granodiorite) in the Portalegre Massif. They are extremely evolved, with high $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, peraluminous with high-K and predominant crustal signatures. Four granitoid types were characterized petrographically, geochemically, isotopically and geochronologically, as Alagoa (GP1 - very-coarse grained porphyritic granite), which predominates and occurs in the pluton's core; Cigano (GP1a - medium-grained porphyritic granite); Carreiras (GP2 - coarse-to medium-grained granite) and Belo Horizonte (GP3 - fine-grained porphyritic granite). The mineralogical, geochemical and isotopic data indicate that GP1 and GP1a are chemically the same granite and show textural variations; the fractional crystallization of granitic magma GP1 took place up to 4 Ma. GP2 was derived from the GP1 magma by fractional crystallization of plagioclase, potassium feldspar, biotite, muscovite and ilmenite and GP3 corresponds to a distinct pulse of magma.

The zircon geochronological data yield 492.7 ± 3.5 Ma (U/Pb, SHRIMP for granite GP1 (Upper Cambrian/Lower Ordovician) interpreted as a magmatic crystallization age. Other less precise methods yielded 482 ± 4 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ stepwise evaporation method) for granites GP1, GP1a and GP2 and ca. 480 Ma (LA-ICP-MS) for zircons from granites GP1 and GP1a. The inherited zircons GP1 and GP1a suggest recycled continental material with different Precambrian ages: Neoproterozoic (an important population of 548 ± 7 Ma), Mesoproterozoic (ca. 1Ga) and Neoproterozoic (ca. 2.6 Ga). Inherited zircons of ca. 1.0 Ga (Greenvillian) indicate that they are from a cratonic area formed in a previous Cadomian cycle and suggest affinities with the CIZ. Carboniferous zircon ages (ca. 335 - 360 Ma) were also obtained. They are related to the Variscan deformation/metamorphism.

The low ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₉₃ = 0.70501 and 0.70653 values (for GP1 and GP1a, respectively) and slightly negative ϵNd_{493} (- 2.,88 to - 0.85), and $\delta^{18}\text{O} \sim 10$ ‰ for GP1, GP1a, GP2 and GP3 are primitive signatures, compatible with recycled, metagneous and relatively young crustal protholiths. Granites GP1 and GP3 were derived by the partial melting of a heterogeneous source consisting of two components - a crustal one, dominant, and another of enriched mantle.

The Carrascal Massif is a composite intrusion consisting of coarse- to medium-grained a porphyritic biotite granite, intensely deformed forming the rim (GCB) dated 486 ± 7 Ma, and a core of a medium- to fine-grained biotite granite (GCN) dated 479 ± 3 Ma. Very fine- to medium-grain mafic rocks (RMC), dated 471 ± 2 Ma intruded GCN and sporadically CGB.

In general, RMC show sharp contacts with GCN and locally, breccias intruded. GCN crops out commonly inside RMC. GCB has chemical compositions of granodiorite, monzogranite and syenogranite. GCN ranges from monzogranite to syenogranite. RMC includes hornblendite, hornblende gabbro, gabbro and diorite. The most basic compositions (hornblendite and hornblende gabbro) do not present typical high temperature minerals, except pyroxene relics (diopside) suggesting that they were replaced by other minerals. Both GCB and GCN are peraluminous and have a high-K calc-alkaline association. Their compositional trends correspond to those of magnesium I-type granites. RMC are metaluminous and have a medium-K calc-alkaline association (some diorites have high K).

Variation diagrams for GCB and GCN and RMC define two distinct trends without intermediate compositions. GCB and GCN correspond to two different magmatic pulses. The accessory minerals and the range of primitive isotopic signatures of both GCN and GCB ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70340\text{-}0.70655$; $\epsilon\text{Nd} = -0.25$ to $+2.59$; $\delta^{18}\text{O} = 7.91\text{-}8.55$ ‰; TCHURH = 480-570Ma) are compatible with hybrid protholiths, where mafic magmas have interacted with crustal magmas through MASH processes. GCN is isotopically more evolved than GCB.

Sr, Nd and oxygen isotopic data of RMC are relatively primitive and suggest that they derived from relatively depleted mantle. The observed heterogeneities may correspond to several mixtures of this magma with some crustal components as indicated by the inherited Cadomian zircon core observed in a gabbro. The mineralogy of RMC indicates that parental magmas had a hydrous “basaltic” composition or they became hydrated by crust contamination. The variation diagrams show that gabbros and diorites are not related by magmatic differentiation and diorites do not define a clear trend. Hornblendite and hornblende gabbro correspond to cumulates of the magmatic chamber. The zircon data obtained by sequential evaporation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ method highlights three chronological events: $486 \pm 7\text{Ma}$ for GCB; 479 ± 3 Ma for GCN and $471 \pm 2\text{Ma}$ for RMC. An age of $468 \pm 4\text{Ma}$ was also found in GCB, which was interpreted as zircon recrystallization during the RMC intrusion.

The Nisa Massif is a Late-Variscan intrusion that crosscuts the structures of the CIZ/OMZ including the Portalegre and the Carrascal massifs. It has a concentric structure, where the very coarse-grained, porphyritic, biotite-muscovite monzogranite and syenogranite, from Nisa dominates and surrounds fine-grained granites of the discontinuous internal alignment. In this alignment, slightly porphyritic biotite-amphibole tonalite to granodiorite from Aldeia da Mata locally surrounds medium-grained muscovite-biotite syenogranite from Gáfete, which surrounds granodiorite and monzogranite from Pinheiral (Alpalhão) and Quareleiros monzogranite to syenogranite.

The Late-Variscan deformation, particularly fractures, is well preserved in the Massif. U/Pb zircon, SHRIMP ages of 309 ± 5 Ma were obtained in zircon cores from Nisa granite and 306 ± 3 Ma for zircons from Aldeia da Mata tonalite.

Granitic rocks are high-K calc-alkaline, peraluminous, except those from Aldeia da Mata that range from metaluminous to peraluminous. Petrography, geochemistry, isotopic signatures and zircon

characteristics suggest contrasting protholiths: i) a more “evolved”, heterogeneous, probably of metasedimentary origin, that originated by partial fusion two distinct magmatic pulses, one for mainly Nisa S-type granite and another for Quareleiros and Gáfete S- type syenogranites; ii) another “less evolved” protolith, of intermediate igneous composition with a mantle contribution (low initial Sr and $\delta^{18}\text{O}$), that originated the Aldeia da Mata tonalite and Pinheiral (Alpalhão) granodiorite, both of I-type. Granodiorite corresponds to a lower degree of partial melting than tonalite.

The Aldeia da Mata granodiorite and monzogranite could have been derived from the tonalitic magma by fractional crystallization of plagioclase, amphibole, biotite, quartz and ilmenite. However, isotopic Sr data and $\delta^{18}\text{O}$ suggest that there was also assimilation of metasedimentary material. The Pinheiral (Alpalhão) monzogranite derived from the granodioritic magma by fractional crystallization of plagioclase, biotite, quartz and ilmenite. However, $\delta^{18}\text{O}$ indicates that some assimilation of metasedimentary material took place.

Chemical and thermal changes occurred during the intrusion and crystallization of the massif and could be responsible for the partial dissolutions observed in zircons and the occurrence of three generations of overlapped ages: i) high-U, low Th/U outermost overgrowths (307.4 ± 4.0 Ma); ii) moderate U and Th/U zircon with concentric zoning occurring both as inner overgrowths and whole grains (305.4 ± 6.2 Ma); iii) texturally discordant cores of “younger” zircon (309.0 ± 4.6 Ma) or “older” inherited zircon: Neoproterozoic (506-661 Ma) zircon and Palaeoproterozoic and older (1.85-2.55 Ga) zircons. Mesoproterozoic events were not found, which could suggest affinities with the W African Craton, like OMZ protholiths. The Th/U ratios of the last overgrowth is 10x larger the earlier ones indicating a strong increase in U content in the final stages of crystallization that is compatible with the monazite saturation in these stages. This fact could be responsible for the occurrence of the mineralisation known in the region.

Índice de Figuras

	Pág.	
Fig. 1.1	Quadro esquemático da classificação dos granitóides com base nos ambiente tectónicos e correspondência com a ocorrência os granitos do tipo I, S, A e M. Adaptado de Winter, 2001, com dados de Pitcher, 1983, Pitcher 1993).	3
Fig. 1.2	A: Distribuição esquemática dos granitóides Pre-Mesozóicos na Península Ibérica adaptado de Schermerhorn, (1987), Ribeiro (1993) com a localização da área de estudo (B); B: extracto da carta geológica 1:500 000 dos SGP, (1992), modificada, mostrando a relação entre os três maciços granitóides.	6
Fig. 2.1	Localização esquemática da região de estudo no contexto do Maciço Ibérico (representado a tracejado). Adaptado de Chacón <i>et al.</i> , (1983).	11
Fig. 2.2	A-Esquema geral da Cadeia Varisca, mostrando os principais elementos estruturais durante o Carbónico inferior (segundo Franke, 1989; extraído de Ribeiro & Sanderson, 1996), com localização dos cortes A-A' e B-B' da Fig. 2.3. B-A Cadeia Varisca no contexto dos orógenos paleozóicos péri-atlânticos no Pérmico (extraída de Ribeiro, 2006, adaptada de Matte, 1971 e Ribeiro et al, 1996).	13
Fig. 2.3	Cortes simplificados, da estrutura da cadeia Varisca Ibérica: A-A'- perfil SW, adaptado de Ribeiro et al. (1995), ofiolito a preto; B-B'- perfil NW adaptado de Pérez-Estaún et al. (1991). Cortes extraídos de Ribeiro & Sanderson (1996).	13
Fig. 2.4	Mapa geológico de enquadramento dos Maciços de Portalegre, Carrascal e Nisa, adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000 e 1:500 000; Campos e Pereira (1991); Moreira (1994) e Pereira (1999), modificado e com localização dos cortes da Fig. 2.5.	16
Fig. 2.5	Cortes Geológicos da região estudada.	18
Fig. 2.6	Características macroscópicas dos granitóides do Maciço de Portalegre.	22
Fig. 2.7	Características macroscópicas dos granitóides do Maciço do Carrascal.	25
Fig. 2.8	Características macroscópicas dos granitóides do Maciço de Nisa.	27
Fig. 3.1	Localização dos 3 maciços estudados nas cartas geológicas (escala 1:50 000) topográficas e topográficas (escala 1:25 000).	32
Fig. 3.2	Mapa geológico do Maciço de Portalegre adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000, folhas: 28-D, 32-B e 33-A, com localização das amostras recolhidas.	33
Fig. 3.3	Mapa geológico do Maciço do Carrascal adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000, folhas: 28-D:Castelo de Vide e 32-B: Portalegre, com localização das amostras recolhidas.	34
Fig. 3.4	Mapa geológico do Maciço de Nisa adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000, folhas: 28-A, 28-B, 28-C, 28-D, 29-C e 32-B e de Moreira (1994), com localização das amostras recolhidas.	35
Fig. 4.1.1	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais dos granitos do Maciço de Portalegre.	50
Fig. 4.1.2	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais dos feldspatos dos granitos do Maciço de Portalegre.	52
Fig. 4.1.3	Microfotografias mostrando os aspectos texturais das biotites dos granitos do Maciço de Portalegre.	53
Fig. 4.1.4	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais das moscovites do Maciço de Portalegre.	54
Fig. 4.1.5	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais de alguns minerais acessórios do Maciço de Portalegre.	55
Fig. 4.1.6	Microfotografias obtidas por SEM dos granitóides do Maciço de Portalegre.	56
Fig. 4.1.7	Microfotografias obtidas por SEM dos granitóides do Maciço de Portalegre.	57
Fig. 4.1.8	Microfotografias obtidas por SEM dos granitóides do Maciço de Portalegre.	58
Fig. 4.1.9	Microfotografias obtidas por SEM dos granitóides do Maciço de Portalegre.	59

Fig. 4.2.1	A: Classificação dos granitóides do Maciço de Portalegre usando as composições normativas (mesonorma de Barth) no diagrama Q'-ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979). B: Classificação modal das rochas plutónicas sobressaturadas, triângulo superior do diagrama QAPF de Streckeisen (1976).	63
Fig. 4.2.2	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo de Barker (1979) para rochas granitóides (>10% volume de quartzo). Composição dos feldspatos (An-anortite, Ab-albite e Or –ortose) calculados segundo mesonorma de Barth (1958).	63
Fig. 4.2.3	Projectção das amostras do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo TAS (Total álcalis vs SiO ₂), para rochas plutónicas de Cox et al. (1979), adaptado por Wilson, (1989).	64
Fig. 4.2.4	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo R1-R2 de La Roche et. al. (1980).	64
Fig. 4.2.5	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama de minerais característicos A-B de Debon e Le Fort (1983) no domínio dos leucogranitos peraluminoso com biotite>moscovite (maioria das amostras).	66
Fig. 4.2.6	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama de El Bouseily & El Sokkary (1975).	66
Fig. 4.2.7	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001) discriminatório entre granitóides ferrosos/magnesianos, com a sobreposição dos campos dos granitóides tipo-A e de cordilheira.	67
Fig. 4.2.8	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001): A) MALI vs SiO ₂ ; B) ASI vs SiO ₂ .	67
Fig. 4.2.9	Diagrama K ₂ O vs SiO ₂ dos granitóides do Maciço de Portalegre, mostrando a sua inclusão nas séries calco-alcalinas de alto K. Campos de Pitcher, 1985 in Wilson, 1989).	69
Fig. 4.2.10	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), com sobreposição do espectro composicional dos granitóides peraluminosos. A) FeOt/(FeOt+MgO) vs SiO ₂ , B) MALI vs SiO ₂ .	69
Fig. 4.2.11	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), com sobreposição do espectro composicional dos granitóides de Lachlan Fold Belt, Australia A) FeO/(FeO+MgO) vs SiO ₂ , B) MALI vs SiO ₂ .	69
Fig. 4.2.12	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas Ce, Zr, Y, Zn e Nb versus 10000xGa/Al, segundo Whalen et al. (1987).	71
Fig. 4.2.13	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico com base em elementos maiores de Maniar and Piccoli (1989): A) FeOt/(FeOt +MgO) vs SiO ₂ ; B) Al ₂ O ₃ vs SiO ₂ .	72
Fig. 4.2.14	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas discriminantes de ambiente tectónico para granitóides de Pearce et al. (1984): a) Rb vs Yb+Ta; b) Ta vs Yb, c) Nb vs Y; d) Rb vs Y+Nb.	72
Fig. 4.2.15	Projectção dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas: a) Ta/Yb versus Th/Yb discriminante de séries magmáticas e ambientes genéticos segundo Pearce, (1983), modificado por Gorton & Schandl, (2000), para rochas félsicas a intermédias b) Yb versus Th/Ta de Gorton & Schandl, (2000).	73
Fig. 4.2.16	Projectção dos granitos do Maciço de Portalegre no diagrama A/(NK) versus A/(CNK).	74
Fig. 4.2.17	Diagrama de variação para os elementos maiores versus 1/TiO ₂ dos granitóides do Maciço de Portalegre.	75
Fig. 4.2.18	Diagramas de variação seleccionados dos elementos traço versus 1/TiO ₂ dos granitóides do Maciço de Portalegre.	76
Fig. 4.2.19	Padrões de REE normalizados relativamente aos condritos dos diferentes granitos do Maciço de Portalegre. Factores de normalização de McDonough & Sun (1995).	79
Fig. 4.2.20	Padrões de REE normalizados relativamente aos condritos das médias dos granitóides.	79

Fig. 4.2.21	Diagramas multi-elementares dos granitóides do Maciço de Portalegre, normalizados para o ORG de Pearce et al. (1984).	81
Fig. 4.2.22	Perfis multi-elementares normalizados para o MORB de Pearce (1983) dos granitóides do Maciço de Portalegre, com os padrões da média da crosta continental superior (CCS) e inferior (CCI) de Taylor & McLennan (1985).	82
Fig. 4.2.23	Perfis normalizados para o MORB de Pearce (1993) dos granitos considerados de subducção (a) e intraplaca (b) extraído de Winter (2001), com a sobreposição, a amarelo, dos granitóides do Maciço de Portalegre.	83
Fig. 4.3.1	Diagrama de composição dos feldspatos em termos de percentagem em moles de anortite (An) - albite (Ab) - ortoclase (Or), dos granitóides do Maciço de Portalegre.	84
Fig. 4.3.1.1	Perfis da plagioclase e do fenocristal de feldspato potássico pertítico do granito de Alagoa (GP1), mostrando a variação dos teores de P ₂ O ₅ e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase, respectivamente.	93
Fig. 4.3.1.2	Perfis da plagioclase (s/foto análise nº 1 e 4 bordo e núcleo respectivamente) e do fenocristal de feldspato potássico pertítico do granito do Cigano (GP1a), mostrando a variação dos teores de P ₂ O ₅ e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase.	93
Fig. 4.3.1.3	Perfis da plagioclase (cristais A e B) e do feldspato potássico pertítico (cristal C) do granito de Carreiras (GP2), mostrando a variação dos teores de P ₂ O ₅ e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase.	94
Fig. 4.3.1.4	Perfis da plagioclase (p e p1) com zonamento oscilatório e do feldspato potássico da matriz (K) e do fenocristal (K1) do granito de Belo-Horizonte (GP3) mostrando a variação dos teores de P ₂ O ₅ e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase dos feldspatos.	94
Fig. 4.3.2.1	Projecção das composições médias das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo de Deer et al. (1966).	96
Fig. 4.3.2.2	Projecção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama Al total versus Mg de Nachit et. al. (1985) adaptado à base de 11 (O).	96
Fig. 4.3.2.3	Projecção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas de Abdel-Rahman (1994) A: diagrama triangular MgO-FeO ₁ -Al ₂ O ₃ , B: FeO ₁ -Al ₂ O ₃ .	97
Fig. 4.3.2.4	Projecção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama triangular MgO-FeO ₁ -Al ₂ O ₃ . A: campos de Gokhale (1968); B campos de Nockolds (1947).	97
Fig. 4.3.2.5	Projecção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama triangular de Nachit (1994).	98
Fig. 4.3.2.6	Relação composicional entre a % de Mg e (Fe/Fe+Mg) na biotite e o índice de diferenciação (1/TiO ₂) dos granitóides do Maciço de Portalegre.	98
Fig. 4.3.3.1	Projecção das composições médias das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo de Deer et al. (1992).	100
Fig. 4.3.3.2	Projecção das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas triangulares A) Mg-Ti-Na de Miller (1981); B) Fe ₂ O ₃ -TiO ₂ -MgO de Monier et al. (1984).	100
Fig. 4.3.3.3	Relação composicional entre a % de Mg e (Fe/Fe+Mg) na moscovite e o índice de diferenciação (1/TiO ₂) dos granitóides do Maciço de Portalegre.	101
Fig. 4.3.4	Projecção das granadas do granito de Alagoa nos diagramas: a) domínios composicionais das granadas de micaxistos (segundo Nandi, 1967 in Brousse et al. 1972); b) domínios composicionais das granadas de metapelitos (Chen, 2000).	102
Fig. 4.3.5.1	Projecção da composição da ilmenite (análises pontuais) no diagrama MnTiO ₃ -ZnTiO ₃ -FeTiO ₃ dos granitóides do Maciço de Portalegre.	103
Fig. 4.3.5.2	Correlação entre o (Fe+Mn) e (Fe+Mn+Zn) versus Ti da ilmenite (análises pontuais), mostrando as substituições de Zn e de Mn na estrutura das ilmenites dos granitóides do Maciço de Portalegre.	104
Fig. 4.3.6	Correlação estequiométrica entre o Ti e o Fe ²⁺ (apf) das análises pontuais de rútilo dos granitóides do Maciço de Portalegre.	105

Fig. 4.4.1	Mapa geológico do Maciço de Portalegre com localização das amostras seleccionadas para a geocronologia do zircão.	107
Fig. 4.4.2	Projecção das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas para os granitos GP1, GP1a e GP2 do Maciço de Portalegre.	108
Fig. 4.4.3	Projecção das idades obtidas por LA-ICP-MS para os granitos do Maciço de Portalegre, mostrando que a grande maioria são discordantes. A: diagrama da concórdia-discórdia U-Pb; B: diagrama Tera-Wasserburg.	110
Fig. 4.4.4	Distribuição das idades (densidade kernel) obtidas por LA-ICP-MS para os granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) do Maciço de Portalegre.	112
Fig. 4.4.5	Aspecto dos zircões da amostra Port4 do granito de Alagoa (GP1), em luz reflectida e transmitida.	113
Fig. 4.4.6	Aspecto dos zircões da amostra Port4a do granito de Alagoa (GP1), em luz reflectida e transmitida.	113
Fig. 4.4.7	Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados da amostra Port4 do granito de Alagoa (GP1).	114
Fig. 4.4.8	Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados da amostra Port4a do granito de Alagoa (GP1).	115
Fig. 4.4.9	Diagramas da concórdia Tera-Wasserburg, para os zircões analisados por SHRIMP do Maciço de Portalegre. A: todos os dados; B: dados das idades mais recentes.	118
Fig. 4.4.10	Histogramas de distribuição da probabilidade das idades do zircão das amostras do Maciço de Portalegre: A: componentes de idades herdadas do granito de Alagoa (GP1); B: componentes de idades de zircão mais jovens, interpretadas como idades magmáticas do granito de Alagoa (GP1).	119
Fig. 4.4.11	Diagrama Th versus U das análises obtidas por SHRIMP mostrando a variação das composições dos zircões do granito de Alagoa (GP1).	119
Fig. 4.4.12	O mesmo diagrama da figura anterior (Th versus U) considerando as análises obtidas por LA-ICP-MS mostrando as variações composicionais dos zircões nos dois granitos.	120
Fig. 4.4.13	Extracto da coluna estratigráfica proposta pela IUGS, de Grandstein et al. (2004), em que se sobrepõem as idades magmáticas e herdadas encontradas nos granitos do Maciço de Portalegre.	122
Fig. 4.5.1	Projecção dos granitos do Maciço de Portalegre no diagrama ϵNd_{493} versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493}$. A: granitos de Carreiras (GP2) e de Belo Horizonte (GP3); B: granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a).	125
Fig. 4.5.2	Projecção dos granitos do Maciço de Portalegre (GP1-Alagoa e GP1a-Cigano) no diagrama ϵNd_t versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$; mostrando os campos das rochas meta-igneas e meta-sedimentares da crosta média-superior e xenólitos meta-igneos e meta-sedimentares do Maciço Central Francês (Turpin et al., 1990; Downes & Duthou, 1988 in Villaseca et al., 1998).	125
Fig. 4.5.3	Comparação das assinaturas isotópicas ϵNd_t versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ dos granitos do Maciço de Portalegre (GP1-Alagoa e GP1a-Cigano) com as de algumas unidades do Maciço Ibérico, segundo Beetsma (1995) e Azevedo & Valle-Aguado (2006).	126
Fig. 4.5.4	Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o Maciço de Portalegre nos intervalos de $\delta^{18}\text{O}$ conhecidos de granitóides derivados de vários tipos de fontes (Taylor, 1968, 1978 in Whalen et. al., 2006).	127
Fig. 5.1.1	Microfotografias, mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granitóide do bordo do Maciço do Carrascal (GCB).	146
Fig. 5.1.2	Microfotografias, mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito do núcleo do Maciço do Carrascal (GCN).	147
Fig. 5.1.3	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais e mineralogia do hornblendito.	148
Fig. 5.1.4	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais e mineralogia do gabro hornblendico.	149
Fig. 5.1.5	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais e mineralogia de alguns dioritos.	150

Fig. 5.1.6	Microfotografias, mostrando os aspectos texturais e mineralógicos dos dioritos e gabros do Maciço do Carrascal.	151
Fig. 5.1.7	Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios do granitóide do bordo (GCB) do Maciço do Carrascal.	152
Fig. 5.1.8	Microfotografias obtidas por SEM dos granitóides do bordo (GCB) e núcleo (GCN) do Maciço do Carrascal.	153
Fig. 5.1.9	Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios do granito do núcleo (GCN) do Maciço do Carrascal.	154
Fig. 5.1.10	Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios do gabro hornoblândico e do hornoblendito do Maciço do Carrascal.	155
Fig. 5.1.11	Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios dos dioritos do Maciço do Carrascal.	156
Fig. 5.1.12	Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios dos dioritos do Maciço do Carrascal.	157
Fig. 5.2.1	A: Classificação modal recomendada das rochas plutónicas sobressaturadas, triângulo superior do diagrama QAPF de Streckeisen (1976). B: Classificação dos granitóides do Maciço do Carrascal usando as composições normativas (norma CIPW) no diagrama Q'-ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979).	160
Fig. 5.2.2	Projectção das amostras dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo TAS (Total álcalis vs SiO ₂), para rochas plutónicas de Cox et al. (1979), adaptado por Wilson, (1989).	162
Fig. 5.2.3	Projectção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo R1-R2 de La Roche et. al. (1980).	162
Fig. 5.2.4	Projectção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama de minerais característicos A-B de Debon e Le Fort (1983).	163
Fig. 5.2.5	Projectção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal nos diagramas A/(NK) versus A/(CNK).	163
Fig. 5.2.6	Projectção dos granitóides do Maciço do Carrascal no diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975).	164
Fig. 5.2.6A	Diagrama K ₂ O vs SiO ₂ dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal, mostrando a sua inclusão nas séries calco-alcalinas de médio e alto K. Campos de Pitcher (1985) in Wilson, (1989).	164
Fig. 5.2.7	Projectção dos granitóides do Maciço do Carrascal no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), discriminatório entre granitóides ferrosos/magnesianos, com a sobreposição dos campos dos granitóides tipo-A e de cordilheira.	165
Fig. 5.2.8	Projectção dos granitóides do Maciço do Carrascal no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001): A) MALI vs SiO ₂ ; B) ASI modificado vs SiO ₂ .	166
Fig. 5.2.9	Projectção dos granitóides do Maciço do Carrascal no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), com sobreposição do espectro composicional dos granitóides de Lachlan Fold Belt, Austrália A) FeO/(FeO+MgO) vs SiO ₂ , B) MALI vs SiO ₂ .	166
Fig. 5.2.10	Projectção dos granitóides do Maciço do Carrascal e do espectro composicional dos granitos do Maciço de Portalegre nos diagramas Zr e Nb <i>versus</i> 10000xGa/Al, segundo Whalen et al. (1987).	167
Fig. 5.2.11	Digrama discriminante de ambiente tectónico com base em elementos maiores de Maniar and Piccoli (1989) aplicado aos granitóides do Maciço do Carrascal: A) FeO/(FeO +MgO) vs SiO ₂ ; B) Al ₂ O ₃ vs SiO ₂ .	168
Fig 5.2.12	Diagramas discriminantes de ambiente tectónico para granitóides de Pearce et al. (1984) aplicado aos granitóides do Maciço do Carrascal: a) Rb vs Yb+Ta; b) Ta vs Yb, c) Nb vs Y; d) Rb vs Y+Nb.	169

Fig. 5.2.13	Projectção dos granitóides do Maciço do Carrascal nos diagramas: a) Ta/Yb <i>versus</i> Th/Yb discriminante de séries magmáticas e ambientes genéticos segundo Pearce, (1983), modificado por Gorton & Schandl, (2000), para rochas félsicas a intermédias b) Yb <i>versus</i> Th/Ta de Gorton & Schandl, (2000).	170
Fig. 5.2.14	Diagramas de variação dos elementos maiores <i>versus</i> SiO ₂ dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	171
Fig. 5.2.15	Diagramas de variação seleccionados dos elementos menores <i>versus</i> SiO ₂ dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	172
Fig. 5.2.16	Diagramas de variação seleccionados <i>versus</i> SiO ₂ dos granitóides do bordo e núcleo do Maciço do Carrascal, mostrando as diferentes tendências evolutivas.	173
Fig. 5.2.17	Diagramas de variação seleccionados <i>versus</i> SiO ₂ das rochas máficas (s.l.) do Maciço do Carrascal.	174
Fig. 5.2.18	Perfis de REE normalizados relativamente aos condritos dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal. Factores de normalização de McDonough & Sun (1995).	176
Fig. 5.2.19	Diagramas multielementares dos granitóides do Maciço do Carrascal, normalizados para o ORG (granito de crista oceânica) de Pearce et al. (1984).	178
Fig. 5.2.20	Projectção das rochas máficas (s.l.) do Maciço do Carrascal, no diagrama Th/Ta <i>versus</i> Zr de Floyd et al. (2000).	178
Fig. 5.3.1	Diagrama de composição dos feldspatos em termos de % de anortite (An) -albite (Ab) -ortoclase (Or), dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	180
Fig. 5.3.2	Classificação das piroxenas do gabro hornobléndico no diagrama Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988).	180
Fig. 5.3.3	Imagem “backscattered” de um agregado de anfíbolos, de um gabro do Maciço do Carrascal.	180
Fig. 5.3.4	Imagem “backscattered” de um agregado de anfíbolos, de um diorito do Maciço do Carrascal.	181
Fig. 5.3.5	Pormenor da figura anterior mostrando as relações texturais entre magneshiorneblenda (zonas escuras) e cummingtonite (zonas claras).	192
Fig. 5.3.6	Projectção das anfíbolos (análises pontuais) do hornobléndito no diagrama classificativo de Leake et al. (1997).	195
Fig. 5.3.7	Projectção das anfíbolos (análises pontuais) do gabro hornobléndico no diagrama classificativo de Leake et al. (1997).	195
Fig. 5.3.8	Projectção dos principais componentes das análises pontuais das anfíbolos do gabro hornobléndico. Adaptado de Solá et al. (2003).	196
Fig. 5.3.9	Projectção das anfíbolos (análises pontuais) dos gabros do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo de Leake et al. (1997).	197
Fig. 5.3.10	Projectção das anfíbolos (análises pontuais) dos dioritos do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo de Leake et al. (1997).	197
Fig. 5.3.11	Imagem “backscattered” de um cristal de anfíbola, de um diorito com textura porfiróide (Carr 2), no diagrama de Leake et al. (1997).	198
Fig. 5.3.12	Aplicação do termobarómetro semi-quantitativo de Ernst & Liu (1998) das anfíbolos do hornobléndito.	199
Fig. 5.3.13	Aplicação do termobarómetro semi-quantitativo de Ernst & Liu (1998) das anfíbolos do gabro hornobléndico.	199
Fig. 5.3.14	Projectção da composição média das biotites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal nos diagramas classificativos A) classificação de Foster, (1960); B) classificação de Deer et al. (1992).	202
Fig. 5.3.15	A) Projectção da composição média das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal no diagrama Al total <i>vs</i> Mg de Nachit <i>et. al.</i> (1985); B) Projectção da composição média das biotites dos granitóides e rochas máficas no diagrama MgO-FeO _t -Al ₂ O ₃ , de Abdel-Rahman (1994).	203

Fig. 5.3.16	Projectção da composição média de cada amostra das biotites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal nos diagramas triangulares A: MgO-FeO-Al ₂ O ₃ , campos de Gokhale (1968); B: 10TiO ₂ - FeO+MnO-MgO, campos de Nachit (1994).	203
Fig. 5.3.17A	Variação composicional dos parâmetros da fórmula estrutural das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal em função do Fe/(Fe+Mg).	204
Fig. 5.3.17B	Variação composicional dos parâmetros da fórmula estrutural das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal em função do índice de diferenciação das rochas (%SiO ₂ rocha total).	205
Fig. 5.3.18	Associação de epidoto e alanite no GCN nos interstícios de cristais de plagioclase. Notar que o epidoto envolve a alanite, indincado uma origem magmática (Zen & Hammarstrom, 1988).	208
Fig. 5.3.19	Correlação analítica (Fe ²⁺ +Mn) versus Ti da ilmenite dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	210
Fig. 5.3.20	Microfotografia obtida por SEM da relação dos minerais titaníferos no gabro hornoblêndico do Maciço do Carrascal. O diagrama da direita adaptado de Liu et al., (1996) in Ernst, & Liu, (1998) mostra os campos sintéticos e relações de estabilidade inferidas das fases titaníferas para o sistema basalto MORB- H ₂ O.	212
Fig. 5.3.21	Relação composicional entre os parâmetros da fórmula estrutural da apatite (análises pontuais) dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	212
Fig. 5.4.1	Mapa geológico do Maciço do Carrascal com localização das amostras seleccionadas para a geocronologia do zircão.	214
Fig. 5.4.2	Projectção das idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas para os granitóides e gabro do Maciço do Carrascal, mostrando 3 interpretações no caso da idade dos granitóides do bordo e núcleo.	216
Fig. 5.4.3	Projectção das idades obtidas por LA-ICP-MS no diagrama da concórdia-discórdia U-Pb e concórdia Tera-Wasserburg para os granitóides e gabro do Maciço do Carrascal.	218
Fig. 5.4.4	Frequência das idades (densidade kernel) obtidas por LA-ICP-MS nos granitóides do Maciço do Carrascal.	218
Fig. 5.4.5	Diagrama Th versus U das análises obtidas por La-ICP-MS mostrando a variação das composições dos zircões dos granitóides do núcleo (GNC), do bordo (GCB) e do gabro do Maciço do Carrascal.	221
Fig. 5.5.1	Projectção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama εNd _i versus (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i . a que se sobrepôs no diagrama B os campos dos granitos do tipo I e tipo S da região de Lachlan Fold Belt, Austrália, segundo King et al. (1997) com dados de Chappell et al. (1990).	223
Fig. 5.5.2	Projectção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama. εNd _i versus (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i mostrando os campos das rochas metaígneas e metassedimentares da crosta média-superior e xenólitos metaígneos e metassedimentares do Maciço Central Francês (Turpin et al., 1990; Downes & Duthou, 1988 in Villaseca et al., 1998).	223
Fig. 5.5.3	Projectção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama εNd _i versus (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i . A: comparação com as assinaturas isotópicas de algumas unidades do Maciço Ibérico, segundo Beetsma (1995) e Azevedo & Valle-Aguado (2006). B: comparação com os magmatitos contemporâneos, espacialmente associados (Maciço de Portalegre e vulcanoclastitos da Formação de Urra).	224
Fig. 5.5.4	Variação do δ ¹⁸ O em função da SiO ₂ nos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	226
Fig. 5.5.5	Valores de δ ¹⁸ O para o Maciço do Carrascal nos intervalos de δ ¹⁸ O conhecidos de granitóides derivados de vários tipos de fontes (Taylor, 1968, 1978 in Whalen et. al., 2006).	226
Fig. 5.6.1	A) Situação do Maciço do Carrascal no contexto paleotectónico do Maciço Ibérico; B) Síntese da evolução magmática do Maciço do Carrascal.	234
Fig. 6.1.1	Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Nisa.	245
Fig. 6.1.2	Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Nisa.	246

Fig. 6.1.3	Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns dos granitóides de Aldeia da Mata (tonalitos a granodioritos) do Maciço de Nisa.	247
Fig. 6.1.4	Microfotografias obtidas por SEM de alguns minerais acessórios dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	248
Fig. 6.1.5	Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Quareleiros (Maciço de Nisa).	249
Fig. 6.1.6	Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Gáfete (Maciço de Nisa).	250
Fig. 6.1.7	Microfotografias obtidas por SEM de alguns minerais acessórios do granito de Gáfete do Maciço de Nisa.	251
Fig. 6.1.8	Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Pinheiral-Alpalhão (Maciço de Nisa).	252
Fig. 6.1.9	Microfotografias obtidas por SEM de alguns minerais acessórios dos granitos de Pinheiral (Alpalhão) do Maciço de Nisa.	253
Fig. 6.2.1	Mapas geoquímicos seleccionados do Maciço de Nisa. Dados estruturais de Campos & Pereira, (1991). (adapt. de Solá et al., 1998; Solá, 1999).	255
Fig. 6.2.2	Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama classificativo R1-R2 de La Roche et. al. (1980).	258
Fig. 6.2.3	Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama de minerais característicos A-B de Debon & Le Fort (1983).	260
Fig. 6.2.4	Diagrama K_2O vs SiO_2 dos granitóides do Maciço de Nisa, mostrando que as a maioria das rochas se inclui nas séries calco-alcalinas de alto-K. Campos de Pitcher (1985) in Wilson, (1989).	260
Fig. 6.2.5	Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975).	261
Fig. 6.2.6	Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama classificativo de Frost et. al., (2001), discriminatório entre granitóides ferrosos/magnesianos, com a sobreposição dos campos dos granitóides tipo-A e de cordilheira.	261
Fig. 6.2.7	Diagramas discriminantes de ambiente tectónico para granitóides de Pearce et al. (1984): a) Nb vs Y; b) Rb vs Y+Nb.	263
Fig. 6.2.8	Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa, no diagrama $Rb/100-Y/44-Nb/16$ discriminante de ambiente tectónico segundo Thieblemont & Cabanis (1990).	263
Fig. 6.2.9.	Digrama discriminante de ambiente tectónico com base em elementos maiores $FeOt/(FeOt+MgO)$ vs SiO_2 de Maniar and Piccoli (1989).	264
Fig. 6.2.10	Diagramas de variação dos elementos maiores versus Fe_2O_3 total dos granitóides do Maciço de Nisa.	266
Fig. 6.2.11	Diagramas de variação seleccionados dos elementos menores e razões elementares versus Fe_2O_3 total dos granitóides do Maciço de Nisa. Legenda como na Fig. 6.2.10.	267
Fig. 6.2.12	Diagramas de variação seleccionados de elementos maiores, menores e razões elementares versus Fe_2O_3 total dos granitos de Quareleiros, Gáfete e Pinheiral (Alpalhão) do Maciço de Nisa.	268
Fig. 6.2.13	Mapas geoquímicos obtidos por krigagem para o Fe_2O_3 , SiO_2 , Rb e Zr, no Maciço de Nisa. (extraído de Luís, et. al., 1998). As áreas a tracejado, correspondentes aos granitóides de Quareleiros, A. Mata e Alpalhão, não foram estimadas.	270
Fig. 6.2.14	Padrões de REE normalizados relativamente aos condritos dos granitóides do Maciço de Nisa. Factores de normalização de Nakamura (1974).	272
Fig. 6.2.15	Perfis multielementares normalizados para o ORG de Pearce et. al. (1984) dos granitóides do Maciço de Nisa.	274
Fig. 6.3.1	Diagrama de composição dos feldspatos em termos de percentagem de anortite (An) -albite (Ab) -ortoclase (Or), dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	276

Fig. 6.3.2	Projectção das clinopiroxenas do tonalito de Aldeia da Mata no diagrama classificativo Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988).	281
Fig. 6.3.3.1	Projectção das anfíbolas cálcicas (análises pontuais) dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) no diagrama classificativo de Leake et al. (1997).	282
Fig. 6.3.3.2	Diagramas de substituição das anfíbolas (análises pontuais) dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	285
Fig. 6.3.3.3	Projectção dos parâmetros da fórmula estrutural das anfíbolas (análises pontuais) dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	286
Fig. 6.3.3.4	Aplicação do termobarómetro semi-quantitativo de Ernst & Liu (1998) às anfíbolas dos tonalitos e granodioritos de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	286
Fig. 6.3.4.1	Projectção das composições das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) no diagrama classificativo de Deer et al. (1966).	287
Fig. 6.3.4.2	Projectção da composição média das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) no diagrama triangular MgO-FeO ₁ -Al ₂ O ₃ . Campos de Nockolds (1947).	289
Fig. 6.3.4.3	Projectção da composição média das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata no campo da biotite primária no diagrama triangular de Nachit (1994).	289
Fig. 6.3.4.4	Projectção da composição média das biotites dos granitóides de aldeia da Mata (Maciço de Nisa) nos diagramas A) MgO-FeO ₁ -Al ₂ O ₃ , de Abdel-Rahman (1994); B) diagrama Al total vs Mg de Nachit et. al. (1985) adaptado à base de 11 átomos de oxigénio.	289
Fig. 6.3.4.5	Diagramas de variação da biotite versus SiO ₂ dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	290
Fig. 6.3.7	Projectção das ilmenites (análises pontuais) dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa), no diagrama (Fe+Mn) versus Ti mostrando a correlação analítica.	293
Fig. 6.4.1	Mapa geológico esquemático do Maciço de Nisa, e das formações encaixantes com localização das duas amostras seleccionadas para a geocronologia do zircão (adaptado de Fernandes et al., 1973; Fernandes & Gonçalves 1973; Moreira, 1994).	296
Fig. 6.4.2	Aspecto dos zircões da amostra do granito de Nisa (N 346-10/ monzogranito) em luz reflectida e transmitida permitindo visualizar inclusões e zonas de fractura.	297
Fig. 6.4.3	Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados do granito de Nisa (monzogranito N346-10), mostrando texturas muito variadas, com indicação das idades aparentes obtidas por SHRIMP.	298
Fig. 6.4.4	Aspecto dos zircões do granitóide de Aldeia da Mata (tonalito AM 358-7) do Maciço de Nisa, em luz reflectida e transmitida.	300
Fig. 6.4.5	Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados do granitóide de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) Tonalito 358-7, com indicação das idades aparentes obtidas por SHRIMP.	300
Fig. 6.4.6	Histogramas de distribuição da probabilidade das idades do zircão da amostra do monzogranito de Nisa do Maciço de Nisa.	302
Fig. 6.4.7	Diagramas da concórdia Tera-Wasserburg, para os zircões analisados por SHRIMP do monzogranito de Nisa (Maciço de Nisa).	303
Fig. 6.4.8	Diagrama da concórdia Tera-Wasserburg, para os zircões analisados por SHRIMP do granitóide de Aldeia da Mata (tonalito) do Maciço de Nisa.	305
Fig. 6.4.9	Diagrama Th versus U das análises obtidas por SHRIMP, mostrando a variação das composições dos zircões dos granitóides de Aldeia da Mata (tonalito) e de Nisa (monzogranito).	308
Fig. 6.4.10	Comparação dos histogramas de distribuição da probabilidade das idades do zircão herdados no Maciço de Nisa com os magmatitos de idade ordovícica vulcanoclastitos da Formação de Urra e granitos do Maciço de Portalegre.	310
Fig. 6.4.11	Padrões de idades dos metassedimentos de alto grau metamórfico associados aos complexos anatóticos (Bea et al., 2003) versus metassedimentos de baixo grau metamórfico (Fernández-Suárez et al., 2000) da ZCI.	310

Fig. 6.5.1	a) Variação do $\delta^{18}\text{O}$ em função da SiO_2 nos granitóides do Maciço de Nisa; b) Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o Maciço de Nisa nos intervalos de $\delta^{18}\text{O}$ conhecidos de granitóides derivados de vários tipos de fontes (Taylor, 1968, 1978 in Whalen et al., 2006).	314
Fig. 6.5.2	a) Projecção dos granitos do Maciço de Nisa no diagrama ϵNd_i versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, mostrando o espectro composicional bastante distinto do granitóide do Pinheiral (Alpalhão) relativamente aos granitóides de Nisa e Gáfete; b) comparação das assinaturas isotópicas dos granitóides do Maciço de Nisa com as dos granitóides do tipo I e tipo S da região de Lachlan Fold Belt, Austrália, segundo King et al. (1997) com dados de Chappell et al. (1990); c) comparação das assinaturas isotópicas dos granitóides do Maciço de Nisa com os campos das rochas meta-ígneas e meta-sedimentares da crosta média-superior e xenólitos meta-ígneos e meta-sedimentares do Maciço Central Francês (Turpin et al., 1990; Downes & Duthou, 1988 in Villaseca et al., 1998).	316
Fig. 6.5.3	Projecção dos granitos do Maciço de Nisa no diagrama ϵNd_i versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ a) comparação com as assinaturas isotópicas de algumas unidades do Maciço Ibérico, segundo Beetsma (1995) e Azevedo & Nolan (1998) e referências inclusas; b) comparação com os magmatitos contemporâneos, espacialmente associados (Maciços de Portalegre e Carrascal e vulcanoclastitos da Formação de Urra).	317
Fig. 6.6.1	Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama K_2O versus Na_2O para granitos discriminando os campos de predominância dos granitos tipo I, S, e A-I, da região de Lachlan Fold Belt, Austrália (White & Chappell 1983).	320
Fig. 6.6.2	Diagrama Zr (ppm) versus SiO_2 (%) dos granitóides tipo-I australianos derivados de fontes ígneas máficas (diagrama superior) e fontes ígneas quartzo-feldspáticas (diagrama inferior) adaptado de King. et al. (2001), a que se sobrepôs os granitóides do Maciço de Nisa para comparação.	321
Fig. 6.6.3	A - Esboço tectono - estrutural da região encaixante do Maciço de Nisa. B - Modelo tectónico de implantação do Maciço de Nisa segundo um mecanismo de “pull - apart”. Adaptado de Pereira et. al. (1998).	333
Fig. 6.6.4	Orientação da foliação magnética do Maciço de Nisa. Adaptado de Solá (1999).	334
Fig. 6.6.5	Afloramento do granito de Nisa localmente deformado, nas imediações do contacto com os granitóides de Aldeia da Mata a W do Maciço de Nisa.	334
Fig. 6.6.6	Bloco diagrama esquemático interpretativo da volumetria do Maciço de Nisa e relação dos granitóides do alinhamento interno com base nos dados gravimétricos (Campos & Plata, 1990) da região de Albuquerque (Espanha). Extraído de Solá (1999).	335
Fig. 6.6.7	Corte superior: Estrutura simplificada da cadeia Varisca Ibérica a SW da Ibéria, extraído de Ribeiro & Sanderson (1996). Corte inferior: esboço da relação do Maciço de Nisa com as formações encaixantes, com base na geotransversal anterior.	336

Índice de Tabelas

	Pág.
Tabela 1.1	Classificação dos granitóides segundo a nomenclatura alfabética. 2
Tabela 4.2.1	Média e desvio padrão das composições químicas de elementos maiores (%), A(CNK), Fe#, elementos traço e REE (ppm), dos granitóides do Maciço de Portalegre. 61
Tabela 4.2.2	Média e desvio padrão das mesonormas de Barth dos granitóides do Maciço de Portalegre. 60
Tabela 4.2.3	Parâmetros caracterizadores dos perfis das REE obtidos para os granitóides do Maciço de Portalegre. 77
Tabela 4.3.1a	Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases dos granitóides do Maciço de Portalegre. 85
Tabela 4.3.1b	Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas dos feldspatos potássicos dos granitóides do Maciço de Portalegre. 88
Tabela 4.3.1c	Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides do Maciço de Portalegre. 92
Tabela 4.3.2	Análises químicas médias (%) das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre. 95
Tabela 4.3.3	Análises químicas médias (%) das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre. 99
Tabela 4.3.4	Composição química (%) e fórmula estrutural da granada do granito de Alagoa (GP1) do Maciço de Portalegre. 102
Tabela 4.3.5	Composições químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais das ilmenites dos granitóides do Maciço de Portalegre. 103
Tabela 4.3.6	Composições químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais dos rútilos dos granitóides do Maciço de Portalegre. 105
Tabela 4.3.7	Composições químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais das apatites dos granitóides do Maciço de Portalegre. 106
Tabela 4.4.1	Resultados do método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das amostras do maciço de Portalegre. 109
Tabela 4.4.2	Dados isotópicos obtidos por LA-ICP-MS dos zircões dos granitos do Maciço de Portalegre. 111
Tabela 4.4.3	Dados isotópicos obtidos por SHRIMP dos zircões do granito de Alagoa do Maciço de Portalegre. 117
Tabela 4.5.1	Dados isotópicos Rb-Sr obtidos para os granitos do Maciço de Portalegre. 123
Tabela 4.5.2	Dados isotópicos Sm-Nd obtidos para os granitos do Maciço de Portalegre. 123
Tabela 4.5.3	Resultados dos isótopos de oxigénio para os granitos seleccionados do Maciço de Portalegre. 127
Tabela 4.5.4	Resumo das assinaturas isotópicas de O, Nd e Sr para os granitos do Maciço de Portalegre. 128
Tabela 4.6.1	Resultados da modelização da cristalização fraccionada para testar a cristalização fraccionada do granito de Alagoa (GP1) para o granito de Carreiras (GP2). 131
Tabela 4.6.2	Estimativa das temperaturas dos magmas através do cálculo da temperatura de saturação do zircão. 134
Tabela 5.1.1	Características petrográficas dos granitóides do bordo (GCB) e do núcleo (GCN) do Maciço do Carrascal. 144
Tabela 5.1.2	Características petrográficas das rochas máficas do Maciço do Carrascal (RMC). 145

Tabela 5.2.1	Média e desvio padrão das composições químicas de elementos maiores (%), A/(CNK), Fe#, elementos traço e REE (ppm), dos granitóides do Maciço do Carrascal.	159
Tabela 5.2.2	Média e desvio padrão das normas CIPW do Maciço do Carrascal.	160
Tabela 5.2.3	Varição do índice molecular A/(CNK) dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	161
Tabela 5.2.4	Parâmetros caracterizadores dos perfis das REE obtidos para os granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal (valores médios).	175
Tabela 5.3.1a	Análises químicas e respectivas fórmulas estruturais, representativas da plagioclase do granitóide do bordo do Maciço do Carrascal.	181
Tabela 5.3.1b	Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas do feldspato potássico dos granitóides do bordo do Maciço do Carrascal.	187
Tabela 5.3.1c	Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides do Maciço do Carrascal	179
Tabela 5.3.2	Composição química média e respectiva fórmula estrutural da clinopiroxena do gabro hornebléndico do Maciço do Carrascal.	190
Tabela 5.3.3	Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das anfíbolos das rochas máficas do Maciço do Carrascal..	193
Tabela 5.3.4	Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, das biotites do Maciço do Carrascal.	201
Tabela 5.3.5	Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das esfenas do Maciço do Carrascal.	206
Tabela 5.3.6	Composições químicas médias (%), e respectivas fórmulas estruturais dos minerais do grupo do epidoto dos granitóides e dioritos do Maciço do Carrascal.	207
Tabela 5.3.7	Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das ilmenites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	209
Tabela 5.3.8	Análises químicas representativas dos óxidos do grupo da espinela das rochas máficas do Maciço do Carrascal.	210
Tabela 5.3.9	Análises químicas representativas do rútilo e respectivas fórmulas estruturais dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	211
Tabela 5.3.10	Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das apatites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	213
Tabela 5.4.1	Resultados do método de evaporação sequencial de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das dos zircões dos granitóides e gabro do Maciço do Carrascal	215
Tabela 5.4.2	Dados isotópicos obtidos por LA-ICP-MS dos zircões dos granitóides e gabro do Maciço do Carrascal.	219
Tabela 5.5.1	Dados isotópicos Rb-Sr obtidos para os granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	222
Tabela 5.5.2	Dados isotópicos Sm-Nd obtidos para os granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.	222
Tabela 5.5.3	Resultados dos isótopos de oxigénio para os granitóides seleccionados do Maciço do Carrascal.	225
Tabela 5.5.4	Resumo das assinaturas isotópicas de O, Nd e Sr para os granitóides do Maciço do Carrascal.	227
Tabela 6.2.1	Composições químicas médias de elementos maiores (%), A/(CNK), Fe#, e elementos traço (ppm) dos granitóides do Maciço de Nisa.	257
Tabela 6.2.2	Varição do índice molecular A/(CNK) dos granitóides do Maciço de Nisa	259
Tabela 6.2.3	Parâmetros caracterizadores dos perfis das Terras Raras obtidos.	271
Tabela 6.3.1a	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	277

Tabela 6.3.1b	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas dos feldspatos potássicos dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	280
Tabela 6.3.1c	Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	276
Tabela 6.3.2	Análise química média (%) e respectiva fórmula estrutural da clinopiroxena do tonalito de Aldeia da Mata.	281
Tabela 6.3.3	Composições químicas representativas das anfíbulas cálcicas dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	283
Tabela 6.3.4	Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	288
Tabela 6.3.5	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais representativas das esfenas dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	291
Tabela 6.3.6	Análises químicas pontuais (%) das alanites dos tonalitos dos Granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	292
Tabela 6.3.7	Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais representativas das ilmenites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	293
Tabela 6.3.8	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais representativas da fluorapatite dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	294
Tabela 6.4.1	Dados isotópicos obtidos por SHRIMP do granito de Nisa.	304
Tabela 6.4.2	Dados isotópicos obtidos por SHRIMP dos granitóides de Aldeia da Mata.	306
Tabela 6.5.1	Resultados dos isótopos de oxigénio para os granitóides seleccionados do Maciço de Nisa.	313
Tabela 6.5.2	Dados isotópicos Rb-Sr obtidos por Menéndez (1998) para os granitóides do Maciço de Nisa, e novos cálculos das razões iniciais e ϵ_{Sr_t} , com base nas idades obtidas por SHRIMP para o zircão.	315
Tabela 6.5.3	Dados isotópicos Sm-Nd obtidos por Menendez, (1998) para os granitóides do Maciço de Nisa e novos cálculos das razões iniciais e ϵ_{Nd_t} , com base nas idades obtidas por SHRIMP para o zircão e idades modelo T_{CHUR} e T_{DM} .	315
Tabela 6.5.4	Dados isotópicos Rb-Sr para os granitóides de Aldeia da Mata.	315
Tabela 6.5.5	Resumo das assinaturas isotópicas de O, Nd e Sr para os granitóides do Maciço de Nisa.	318
Tabela 6.6.1	Resultados da modelização da cristalização fraccionada para testar a cristalização fraccionada nos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).	327
Tabela 6.6.2	Resultados da modelização para testar a cristalização fraccionada nos granitos do Pinheiral (Alpalhão, Maciço de Nisa).	330

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades

1.2. Antecedentes

1.3. Enquadramento dos problemas e objectivo do trabalho

1. INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades

Os granitóides são as rochas plutónicas mais abundantes da crosta continental superior. As suas origens são diversas e muito controversas. Contudo, a sua caracterização petrológica, geoquímica (rochas e minerais) e geocronológica, fornece uma contribuição importante na compreensão dos processos de geração e diferenciação crustal ao longo do tempo geológico e na interpretação geodinâmica das cadeias orogénicas.

Vários autores são de opinião que a maior parte dos granitos derivam da fusão crustal, podendo o manto estar envolvido neste processo. A contribuição mantélica varia desde a fonte de calor para gerar a fusão crustal (anatexia) ou pode também contribuir para a fonte das rochas graníticas. Diferenças na fonte resultam em granitos (s.l) com diferentes composições químicas e isotópicas, diferentes composições mineralógicas e padrões de evolução química distintos.

Partindo deste pressuposto, embora admitindo apenas fontes crustais, Chappell & White (1974) introduziram o conceito de granito tipo-I (derivado de protólitos ígneos) e tipo-S (derivado de protólitos sedimentares, supracrustais) com base nas observações dos granitos da região Lachlan Fold Belt, Austrália. As diferenças químicas nestes dois tipos são, segundo estes autores, herdadas da fonte (através do resíduo refractário da fonte - componente restítico). Esta classificação, puramente genética, teve bastante sucesso e é uma das mais usadas na literatura, porque é de fácil aplicação a qualquer corpo granítico, integrando uma série de parâmetros mineralógicos, químicos e isotópicos.

Outros subtipos de granitos tipo-I com composições particulares foram também propostos: White (1979) definiu um terceiro tipo de granitóide, tipo-M, derivado directamente de fontes mantélicas, através da fusão parcial da crosta oceânica subductada ou através da diferenciação extrema de basaltos (Pitcher, 1982 in Clarke, 1992). Contudo, os trabalhos de petrologia experimental indicam que esta origem é improvável (Hall, 1987).

Loiselle & Wones, (1979) acrescentaram o quarto tipo, o granito tipo-A “anorogénico e/ou anidro”, actualmente de origem controversa. Este tipo de granito tem mais Zr, Nb, Y, La, Ce, Sc, Zn e Ga e menos Al, Mg, Ca, e Sr do que os granitos tipo I e S e apresenta uma razão Ga/Al elevada, diagnóstica (e.g., Loiselle & Wones, 1979; Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987).

Contudo, nos granitos félsicos (> 74% SiO₂), o componente restítico é mínimo e as diferenças químicas e mineralógicas dos diferentes tipos de granitos convergem, dificultando a sua classificação neste esquema (e.g., Whalen et al., 1987).

Posteriormente surgiu também a designação de granito híbrido (e.g., Barbarin, 1990; Castro et. al., 1991) para contemplar granitos com composições transicionais, interpretados como resultado da mistura de dois magmas, um máfico e outro félsico, tendo as rochas híbridas composições intermédias entre as composições dos termos máficos e félsicos originais (e.g., Barbarin & Didier, 1992 in Neiva & Gomes, 2001).

Os granitos podem classificar-se de outros pontos de vista (e.g., Forst et al., 2001 e bibliog. inclusa), mas as classificações, sempre “artificiais”, por vezes com complexas subdivisões, são difíceis de aplicar na natureza. Geralmente, usa-se os tipos acima descritos, apenas em termos genéricos (Neiva & Gomes, 2001). A Tabela 1.1 tenta resumir as principais características dos granitos do tipo I, S, M e A.

Tabela 1.1. Classificação dos granitóides segundo a nomenclatura alfabética.

Tipo	SiO ₂	K ₂ O / Na ₂ O	Ca, Sr	A/(CNK)*	δ ¹⁸ O	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	geoquímica	observações	ambiente tectónico	petrogénese
I	grande intervalo (53-76%)	baixo	alto nas rochas máficas	baixo: meta-aluminoso a peraluminoso (0,695-1,20)	<10‰	0,704 - 0,712	alto LILE/HFSE medio Rb, Th, U e Fe ²⁺ /Fe ³⁺ ε _{Nd} = +3,5 a -8,9	Biotite e esfena; termos mais máficos, metaluminosos c/homeblenda e clinopiroxena; peraluminosos podem ter biotite+ moscovite± granada rica em Mn ± andaluzite; magnetite e/ou ilmenite enclaves microgranulares c/homeblenda diagramas de variação regulares, geralmente lineares; não associado a migmatito	zonas de subdução/colisão continental	fontes ígneas máficas a intermédias infracrustais
S	alto (65-74%)	alto	baixo	alto (1,01-1,99)	>10‰	0,708-0,720	variável LILE/HFSE alto Rb, Th, U baixo Fe ²⁺ /Fe ³⁺ ε _{Nd} = -5,6 a -9,2	Biotite, moscovite, alguma cordierite, andaluzite, sillimanite, granada rica em almandina, monazite e ilmenite enclaves sedimentares pelíticos diagramas de variação irregulares associado a migmatito	zonas de subdução/colisão continental	fontes sedimentares supracrustais
M	grande intervalo (46-70%)	baixo	alto	baixo	< 9 ‰	< 0,705	baixo LILE e HFSE baixo Rb, Th, U e Fe ²⁺ /Fe ³⁺	composições químicas e isotópicas semelhantes às das rochas vulcânicas de arco-ilha	zonas de subdução ou intraplaca oceânica	derivados do manto
A	alto ≤ 77%	alto	baixo	variável peralcalino	variável	0,703 - 0,720	baixo LILE/HFSE alto Fe/Mg, Ga/Al, Zr, Nb, Y, Ce, F, Cl baixo CaO e Sr variável Fe ²⁺ /Fe ³⁺	feldspatos predominante alcalinos, c/ frequentes soluções sólidas ou intercrescimentos com albite; intercrescimentos micrográficos de quartzo e feldspato alcalino muito frequentes; biotite rica em anite, tardia na sequência de cristalização, geralmente associada c/ fluorite	anorogénicos zonas de rift cratões estáveis	fusão parcial do granulito félsico resíduo de um evento anterior tardi-orogénico a anorogénico

* mol. Al₂O₃ / (CaO+Na₂O+K₂O)

Adaptado de 1) Winter (2001) c/ dados de White & Chapell (1983); Clarke (1992) e Whalen (1985); 2) Neiva & Gomes (2001) c/ dados de Chapell & White (1992); 3) White (1979); Loiselle & Wones (1979); Collins et al. (1982).

A maioria dos autores que estuda granitos à escala global aceita que as suas fontes (crustais, com ou sem componentes metassedimentares, ou mantélicas ou mistas) estão relacionadas com o ambiente tectónico onde se estes se geraram e instalaram, podendo este, constituir também, um outro critério para a classificação dos granitóides (e.g., Pitcher, 1979; 1983). A Fig. 1.1 ilustra de forma esquemática os ambientes tectónicos onde ocorrem granitóides e a sua correspondência com a classificação alfabética.

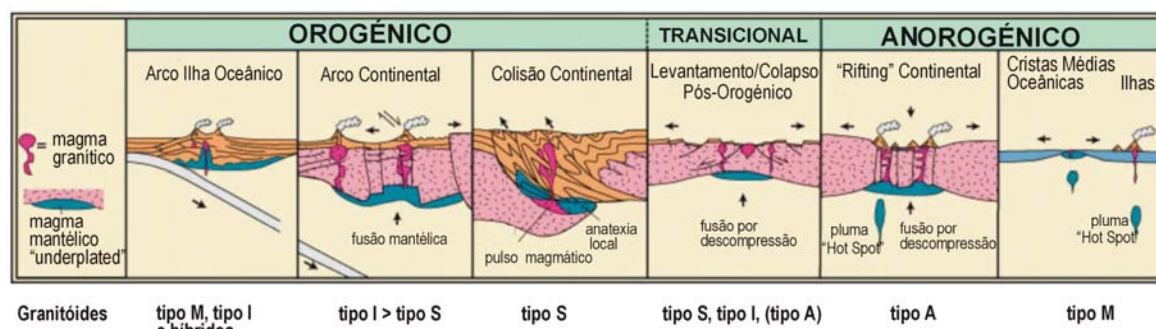


Fig. 1.1. Quadro esquemático da classificação dos granitóides com base nos ambiente tectónicos e correspondência com a ocorrência os granitos do tipo I, S, A e M. Adaptado de Winter, 2001, com dados de Pitcher, 1983, Pitcher 1993).

De referir, que os processos de fusão parcial pelos quais as diferentes fontes geraram os magmas graníticos são também variáveis e dependentes do ambiente geodinâmico (e.g., Pearce 1996). Além disso é unânime que as fontes crustais são extremamente heterogéneas. Esta variabilidade de factores - fontes homogéneas/heterogéneas combinadas com diferentes processos (e.g diferentes percentagens de fusão parcial; fraccionação de materiais restíticos; cristalização fraccionada; fraccionação gravítica, por densidades durante a ascensão e, ou “in situ”; misturas de líquidos; contaminação com diferenciados em zonas de tensão; contaminação/assimilação com o encaixante nas paredes e cúpulas; correntes de convexão, modificações pós-magmáticas, etc) dificulta bastante a modelização petrogenética das rochas granitóides, sendo necessário integrar as assinaturas geoquímicas com outros parâmetros geológicos para obter uma interpretação fundamentada para o corpo granítico em questão. Consequentemente, o estudo dos granitóides devem combinar, sempre que possível, várias metodologias de modo a aumentar o grau de confiança dos modelos propostos. Esta tese exemplifica o estudo de três maciços graníticos calco-alcalinos, independentes, que ocorrem espacialmente associados. Possuem características distintas e instalaram-se em vários períodos relativamente a um ciclo geológico – o ciclo Varisco, numa crosta continental já actuada por eventos orogénicos anteriores. Pretende-se assim, caracterizá-los do ponto de vista petro-geoquímico na tentativa de relacioná-los com o ambiente tectónico em que ocorreram.

1.2. Antecedentes

Diversos trabalhos foram publicados sobre os Maciços graníticos e nas áreas envolventes, do NE Alentejano, pelo que se opta por referir apenas os mais relevantes. No que respeita à cartografia geológica de base, a região abrange as seguintes cartas geológicas 1:50 000: 28A-Mação, (Romão, 2000); 28B-Nisa, (Ribeiro et al., 1964); 28C-Gavião, (Zbyszewski, 1983); 28D-Castelo de Vide, (Fernandes et al., 1973); 29C-Marvão, (Fernandes et al., 1976); 32B-Portalegre, (Fernandes & Gonçalves, 1973) e 33A-Assumar, (Perdigão & Gonçalves, 1977). A Geologia do NE Alentejano mereceu também especial atenção dos seguintes trabalhos:

-Fernandes (1961) sobre a geologia da região do Vale do Peso (Portalegre) fez uma descrição das rochas graníticas e das formações encaixantes;

-Fernandes (1971) apresentou uma síntese sobre a Geologia da Província Uranífera do Alto Alentejo que abrange a área de estudo;

-Gonçalves (1971) realizou um extenso trabalho de cartografia geológica do NE Alentejano, e estudou as formações geológicas dando especial ênfase às formações Pre-câmblicas, Câmblicas e às rochas graníticas;

-Wilkinson et al. (1984) interpretam as variações geoquímicas de granitóides “antigos” *versus* granitóides “tardios”(pós-tectónicos) na região de Portalegre-Campo Maior, como resultado de diferentes origens de magmas e referem que a geoquímica das REE dos granitóides tardios (Sta. Eulália, Nisa-Castelo de Vide, Ervedal, Fronteira e Elvas) é semelhante, sugerindo a formação, em grande escala, de um magma relativamente homogéneo. Segundo os dados dos autores, não há evidências geoquímicas que permitam sugerir origens composicionais litosféricas contrastantes entre ambos os lados da Zona de Cisalhamento de Coimbra-Córdoba;

-Pereira (1999) efectuou um estudo estrutural detalhado da região, abrangendo os domínios setentoriais da Zona de Ossa-Morena e o seu limite com a Zona Centro-Ibérica, pondo em evidência vários domínios estruturais (tectonometamórficos).

No que respeita ao **Maciço de Portalegre**, Romariz (1957) descreve a petrografia do “granito tectonizado de Portalegre”, distinguindo a fácies de bordadura, da fácies porfiróide, dominante. Burg et al. (1981) estudou fabrics de eixos de quartzo em fácies deformadas do granito de Portalegre;

Este Maciço granítico tem sido considerado como uma intrusão pré-orogénica, segundo a classificação de Ferreira et al. (1987), tendo-lhe sido atribuídas idades de 466 ± 10 Ma (Priem et al., 1970) e 440 ± 6 Ma (Abranches et al., 1979), pelo método Rb/Sr em rocha total. Contudo, neste último trabalho os autores consideraram algumas amostras do Maciço do Carrascal na obtenção desta isócrona. Recentemente, a datação em zircão (U-Pb, SHRIMP) deu 497 ± 10 Ma (Cordani et al., 2006). Gonçalves, (1971) refere ainda que os “ortognaisses ocelados” (designados neste trabalho por granito de Alagoa-GP1), parecem posteriores aos “ortognaisses que derivam de granitos não porfiróides”, de bordadura (designados neste trabalho por granito de Carreiras-GP2).

O **Maciço do Carrascal** tem sido classificado como sintectónico. Mendes (1967-1968) obteve uma idade de 358 ± 44 Ma (Rb/Sr em biotite) no granito do bordo do Maciço. De referir que nesse trabalho a amostra foi designada por “granito de Portalegre”. Burg et al. (1981) referem também uma idade interrogada de 350 Ma. Fernandes & Gonçalves (1971) interpretaram o Maciço do Carrascal como uma provável estrutura subvulcânica relacionada com as últimas manifestações da orogenia Varisca. Recentemente, Ribeiro & Santos (2005) apontam uma idade Varisca precoce (ca. 350Ma) e sugerem uma relação genética entre os granitos e as rochas máficas, através de processos de

cristalização fraccionada e de mistura de magmas. De referir que nesse trabalho, os autores obtiveram uma errócrona, com base nas várias litologias, de 449 ± 24 Ma; MSWD=401, que consideraram demasiado antiga.

O **Maciço de Nisa** tem sido referenciado por inúmeros autores, em várias publicações, nomeadamente no que respeita à cartografia geológica de base, geoquímica, geofísica e geocronologia e, sobretudo, pelo seu interesse nos recursos minerais.

A cartografia deste corpo granítico foi detalhada, procurando-se uma interpretação, por um lado, para a sua fracturação e modelo tectónico de implantação (Campos & Pereira, 1991; Pereira et al., 1998), e por outro, num maior detalhe na cartografia dos granitos do alinhamento interno, com vista à caracterização da sua aptidão industrial (Moreira, 1994).

Estudos geoquímicos e de susceptibilidade magnética dos vários granitóides, indicaram padrões geoquímicos distintos, não compatíveis com a expressão de estádios de diferenciação magmática de um único líquido (Ribeiro et al., 1995, Solá et al., 1997, Solá et al., 1998a; Ferreira et al., 1999). De referir que em Ribeiro et al. (1995) e nos trabalhos subsequentes, o Maciço de Nisa foi designado por Complexo Eruptivo de Nisa (CEN), designação essa que foi abandonada neste trabalho, apenas por comodidade de escrita. A cartografia geoquímica mostrou também um progressivo aumento da diferenciação do Maciço para E (Solá et al., 1998a; Luís et al., 1998; Menéndez, 1998).

Existem várias referências no que respeita à geocronologia. As datações Rb/Sr e K-Ar disponíveis para o granito dominante, granito de Nisa, deram idades em torno dos 286-312 Ma (Mendes, 1967-68; Penha & Arribas, 1974; Roberts et al., 1991; Menéndez, 1998; Eguíluz et al., 2000).

No que respeita aos recursos minerais, destacam-se os seguintes trabalhos:

-Faria & Mesquita (1962); Pilar (1966); Neiva (2003) acerca da génese dos jazigos de Urânio de Nisa;
-Schneider (1951) e Coteló Neiva et al., 1952 sobre os jazigos de apatite da região de Castelo de Vide – Beirã.

1.3. Enquadramento dos problemas e objectivo do trabalho

Em Portugal, as rochas graníticas ocupam um volume considerável, ocorrendo nas duas zonas centrais do Maciço Ibérico: a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e Zona de Ossa Morena (ZOM) (Fig. 1.2A), onde constituem importante fonte de recursos económicos. Porém, os corpos graníticos ocorrentes na ZCI, sobretudo na zona N e centro, encontram-se bastante melhor estudados que os restantes (devido à melhor exposição) e têm sido classificados em função da sua idade e relação com as fases de deformação Varisca (e.g., Ferreira et al., 1987; Valle Aguado et al., 2005; Dias et al., 2006). Segundo o trabalho de síntese de Neiva & Gomes (2001) a maioria dos granitóides Variscos da ZCI corresponde ao tipo S, havendo contudo, raras ocorrências de granitos do tipo I e híbridos.

Relativamente aos granitóides do bordo S da ZCI e da ZOM, os trabalhos são muito escassos, o

que tem dificultado a total compreensão da evolução do orógeno Varisco no território português. Contudo, é sabido que na ZOM as rochas máficas intrusivas (por vezes associadas com os granitos) são mais abundantes do que na ZCI (e.g. Bard & Fabries, 1970; Silva & Pinto, 2003; Moita et al., 2005a, 2005b; Silva & Pinto, 2006), podendo ser indicativo do envolvimento de diferentes fontes na génese do plutonismo destas duas zonas do Maciço Ibérico.

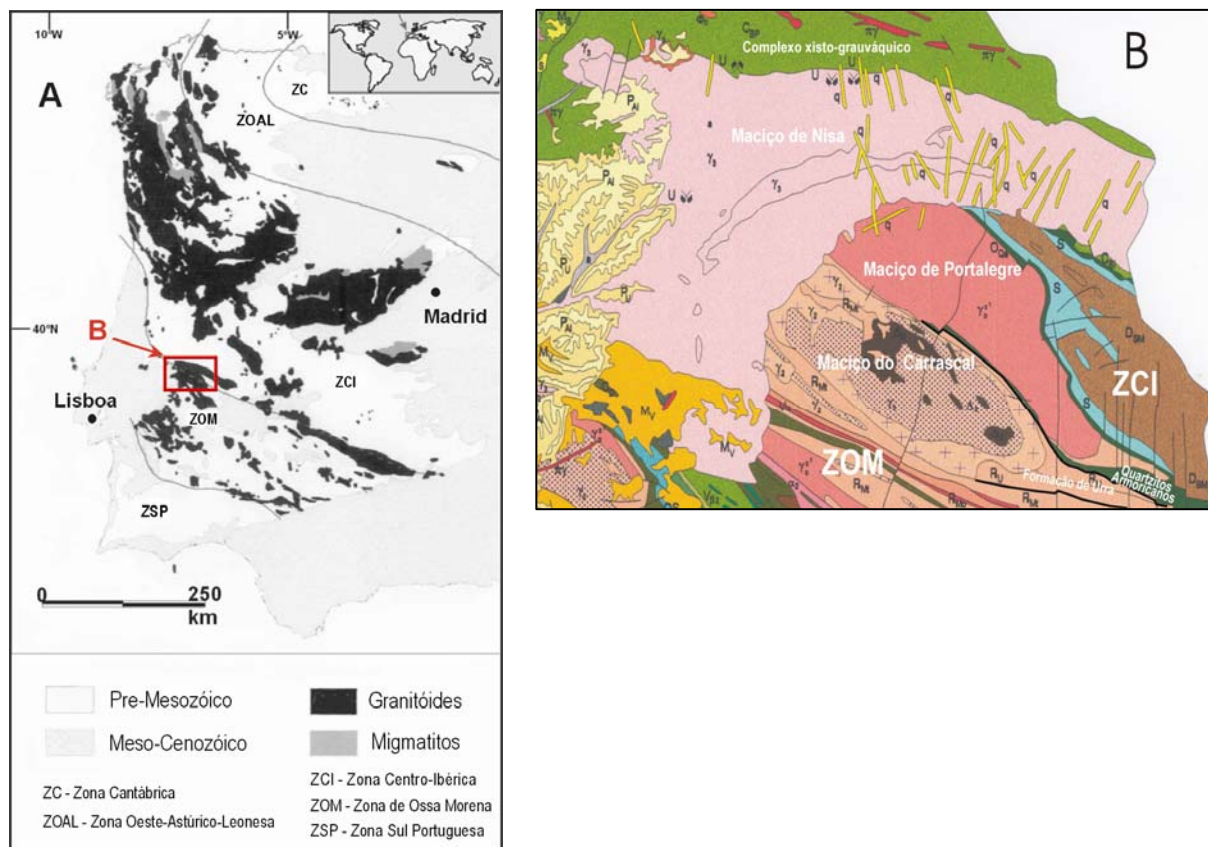


Fig. 1.2. A: Distribuição esquemática dos granitóides Pre-Mesozóicos na Península Ibérica adaptado de Schermerhorn, (1987), Ribeiro (1993) com a localização da área de estudo (B); B: extracto da carta geológica 1:500 000 dos SGP, (1992), modificada, mostrando a relação entre os três maciços granitóides.

A região do NE alentejano, mais precisamente na transição ZCI/ZOM, é uma região muito diversificada e complexa do ponto de vista geológico e estrutural onde as unidades estratigráficas foram fortemente afectadas pela deformação Varisca. Aqui, ocorrem três maciços graníticos, independentes mas espacialmente associados: Portalegre, Carrascal e Nisa (Fig. 1.2B), que constituem objectos da presente dissertação, tendo os seguintes objectivos:

- Caracterizar do ponto de vista, geológico, petrográfico e geoquímico (rochas e minerais) os diferentes tipos de rochas que ocorrem em cada maciço, sobretudo colmatar a ausência de informação dos maciços pré-variscos;
- Obter idades dos três maciços através da geocronologia do zircão;

- Caracterização isotópica (Rb -Sr, Sm-Nd) dos maciços de Portalegre e Carrascal;
- Caracterizar as assinaturas isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ dos principais tipos de rochas dos três maciços;
- Avaliar os diferentes tipos de protólitos e processos petrogenéticos envolvidos na geração dos três maciços;
- Caracterizar a geoquímica dos granitóides gerados em ambiente geotectónico anterior à orogénese Varisca, com os gerados no mesmo local durante esta orogénese;
- Comparar os resultados obtidos, procurando tirar ilações relativamente aos sucessivos ambientes geotectónicos ocorridos nesta região e, assim, contribuir na interpretação da evolução do orógeno Varisco na região do NE alentejano.

Após a descrição geológica e dos métodos analíticos comuns aos três maciços (Capítulos 2 e 3, respectivamente), seguidamente, cada um, irá ser tratado individualmente, seguindo as idades de instalação do mais antigo para o mais jovem para uma melhor clareza de exposição. Assim o Maciço de Portalegre, o mais antigo, será apresentado no Capítulo 4, o Maciço do Carrascal no Capítulo 5 e o de Nisa no Capítulo 6. No Capítulo 7 far-se-à uma síntese dos três episódios magmáticos, na tentativa de compreender a evolução do complexo segmento crustal onde intruíram (transição ZCI/ZOM).

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA

2.1. Enquadramento geológico

2.2. Geologia dos maciços graníticos

2.GEOLOGIA

Neste capítulo far-se-á uma descrição da geologia dos três Maciços graníticos: Portalegre, Carrascal e Nisa, e das formações encaixantes, precedida por um breve enquadramento da área no Maciço Ibérico e da zona de transição ZCI/ZOM.

2.1. Enquadramento geológico

2.1.1 Enquadramento no Maciço Ibérico

Os três Maciços graníticos estão situados no limite de contacto entre as duas zonas centrais do Maciço Ibérico, a Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa-Morena (ZOM) (Fig. 2.1 e 1.2 A). O Maciço Ibérico (Fig. 2.2A) representa o ramo SW da cadeia Varisca da Europa ocidental e corresponde a um fragmento do substracto pré-Mesozóico bem preservado (e.g. Ribeiro et al., 1990; Ribeiro & Sanderson, 1996). O termo Varisco é geralmente utilizado para designar processos orogénicos ocorridos entre o Devónico superior e o Carbónico superior, e que levaram à formação do supercontinente Pangea, como consequência da colisão da Laurasia e Gondwana (Fig. 2.2B). No Maciço Ibérico, o ciclo Varisco foi responsável pela génese de estruturas regionais, de orientação geral NW-SE, que resultaram de várias fases de deformação (geralmente são referidas três fases principais). Além da orogenia Varisca, outras ficaram registadas no Maciço Ibérico, a orogenia Cadomiana (Neoproterozóico) e a orogenia Alpina (Meso-Cenozóico), esta última de forma mais atenuada.



Fig. 2.1. Localização esquemática da região de estudo no contexto do Maciço Ibérico (representado a tracejado). Adaptado de Chacón *et al.*, (1983).

O registo geológico do Maciço Ibérico apresenta contrastes significativos ao nível da estratigrafia, tectónica, magmatismo e metamorfismo, reflectindo a estruturação do orógeno Varisco, o que permitiu a sua subdivisão em várias zonas (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974). Actualmente, de acordo com Julivert et al. (1974), considera-se a existência de cinco zonas, orientadas NW-SE, que foram designadas por: Zona Cantábrica (ZC), Zona Oeste-Astúrico-Leonesa (ZOAL), Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Fig. 2.1 e 2.2A). Serão descritas abreviadamente as zonas que ocorrem no território português de S para N (Fig. 2.1 e 2.2A):

A **ZSP**, que ocupa a parte mais meridional do Maciço Ibérico, é formada por rochas do Devónico a Carbónico. A vergência das dobras é, nesta zona, para SW. O seu limite com a ZOM é marcado por uma unidade ofiolítica, o que faz com que seja reconhecido como uma importante sutura do orógeno Varisco (e.g. Ribeiro & Sanderson, 1996 e bibliog. inclusa) (Fig. 2.3-corte A-A').

A **ZOM** é caracterizada por rochas com idades que vão do Neoproterozóico (?) ao Carbónico. A sua estrutura é complexa, compreendendo sectores com deformação e metamorfismo variáveis. As vergências nesta zona são igualmente para SW, com excepção do sector mais a N, na região de contacto com a ZCI, na área de estudo, onde a vergência é oposta, para NE (e.g., Ribeiro & Sanderson, 1996) (Fig. 2.3 corte A-A'). Esta variação de vergências produziu uma estruturação que é geralmente designada por “flower structure” (estrutura em flor). Uma das particularidades desta zona é o registo de uma sucessão de eventos geológicos ocorridos durante o Neoproterozóico (ciclo Cadomiano), reactivados posteriormente durante o ciclo Varisco, paleozóico (e.g., Eguiluz et al., 2000). O contacto da ZOM com a ZCI corresponde a uma zona de cisalhamento transpressiva intracontinental (ZCTBC, Fig. 2.3 corte A-A') de indiscutível movimentação Varisca, que sublinha uma provável sutura Cadomiana (e.g., Ribeiro & Sanderson, 1996).

Na ZOM, o plutonismo granítico ocorre sobretudo na parte central e é menos expressivo do que na ZCI, (Fig. 1.2A).

A **ZCI** é igualmente caracterizada por sequências que vão desde o Neoproterozóico superior até ao Carbónico. Por outro lado, e ao contrário do que se passa nas zonas anteriormente referidas, as estruturas, síncronas com o metamorfismo regional, são vergentes para NE, mudando gradualmente para E, a N (Fig. 2.3 corte A-A' e B-B'). É uma zona heterogénea, constituída por terrenos autóctones, parautóctones e alóctones, com plutonismo granítico abundante (Fig. 1.2 A) compreendendo intrusões pré-orogénicas, sin-orogénicas e tardi a pós orogénicas, com referência à 3ª fase de deformação Varisca (Ferreira et al., 1987). Na ZCI as rochas básicas associadas aos granitóides têm uma representatividade limitada, ao contrário do que acontece com as intrusões graníticas da ZOM que ocorrem em frequente associação, temporal e espacial.

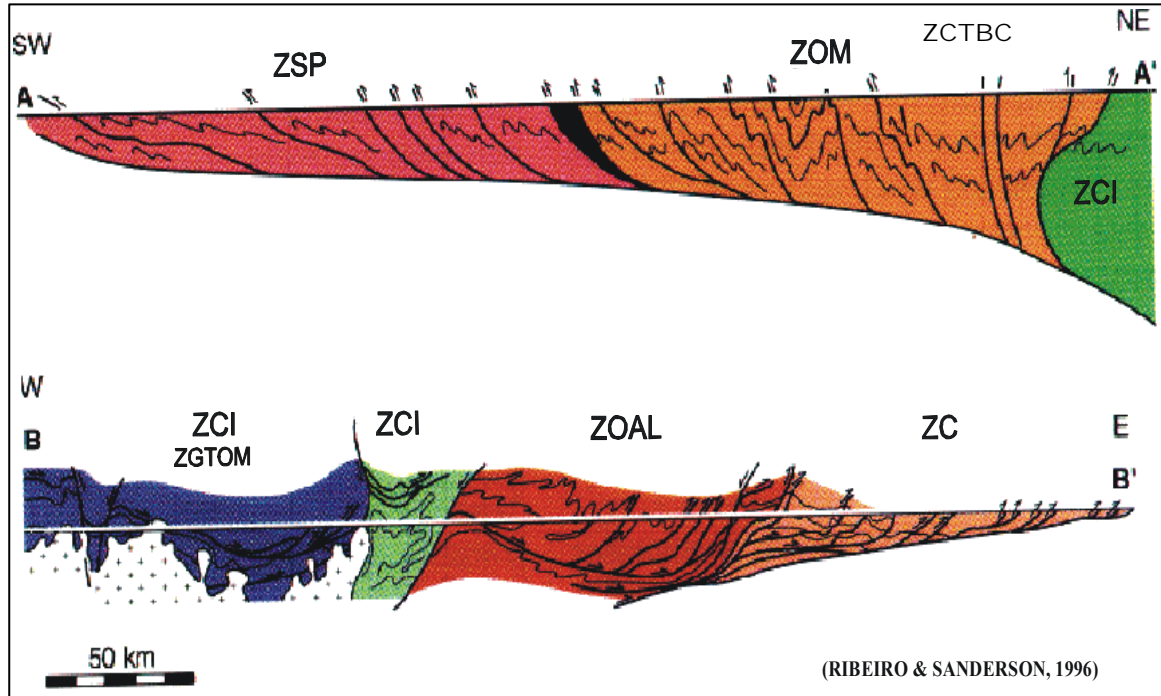
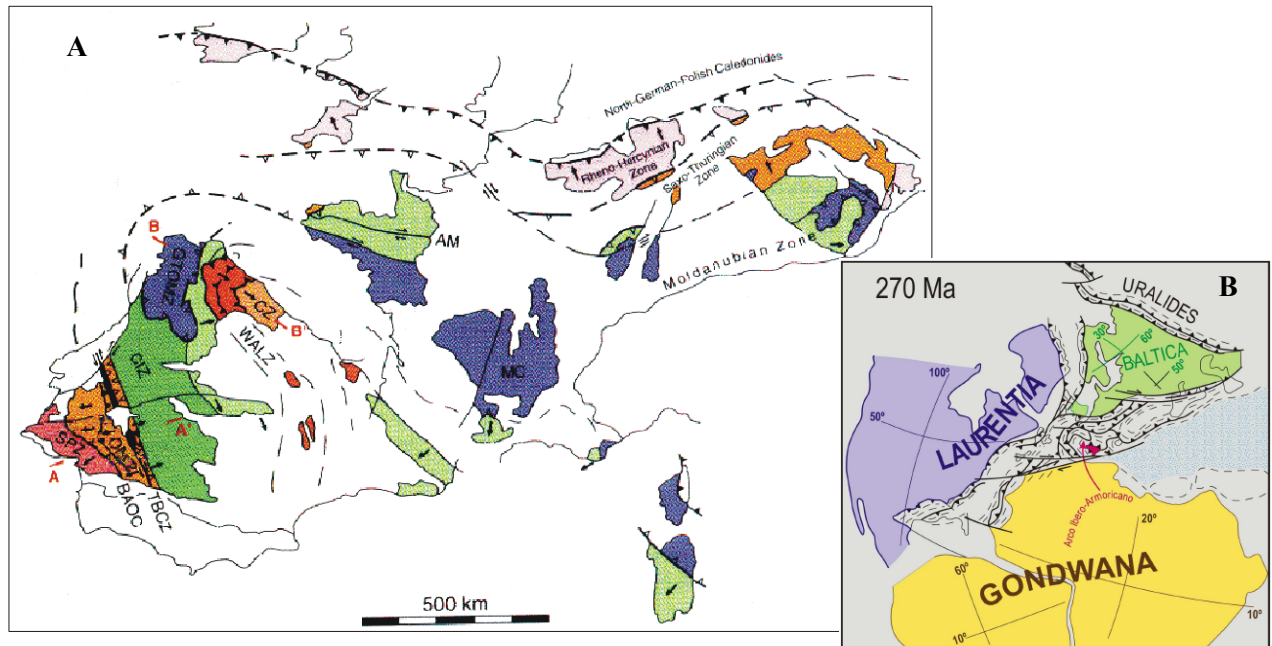


Fig. 2.3. Cortes simplificados, da estrutura da cadeia Varisca Ibérica: A-A'- perfil SW, adaptado de Ribeiro et al. (1995), ofiolito a preto; B-B'- perfil NW adaptado de Pérez-Estaún et al. (1991). Cortes extraídos de Ribeiro & Sanderson (1996).

2.1.2. Enquadramento na transição ZCI/ZOM

A área em estudo situa-se no domínio de contacto entre a ZCI e a ZOM, a N da ZCTBC (Fig. 2.3 corte A-A'), considerada uma zona chave para a compreensão da complexa evolução tectonometamórfica do Maciço Ibérico. A presença de eclogitos no interior da ZCTBC (faixa blastomilonítica s.s.) leva a que seja interpretada como uma sutura do Maciço Ibérico. Contudo, subsistem dúvidas sobre a idade deste evento metamórfico de alta pressão e o seu significado geodinâmico. Para alguns autores, a ZCTBC representa uma sutura antiga Cadomiana, reactivada posteriormente na orogenia Varisca, (e.g., Ribeiro et al. 1990; Quesada, 1992; Silva et al., 1993, Pereira, 1995; Ribeiro & Silva 1997, Murphy et al. 2002), enquanto que para outros resulta de uma importante sutura Varisca, acreccionada no final do Paleozóico (e.g., Burg et al., 1981, Matte, 1986, 2001 Azor, 1994; Ordoñez-Casado, 1998).

A localização do limite ZCI/ZOM tem sido amplamente discutida e objecto de diferentes interpretações entre vários autores, consoante o carácter geodinâmico que se lhe pretende atribuir (Pereira & Silva, 1997). Segundo a Carta Geológica de Portugal 1:500000, edição 1992 dos Serviços Geológicos de Portugal, o limite entre estas duas zonas é atribuído à Falha de Portalegre. Segundo outros, este limite situa-se mais a Sul, no interior da ZCTBC, actualmente também referida por Unidade Central (e.g., Azor et al., 1994). Porém, segundo Pereira & Silva, (1997, 2001), o limite entre a ZCI e a ZOM tem uma história complexa que depende do período geológico e não deve ser simplificado por um único cavalgamento. Como exemplo, na região do NE Alentejano, na área de estudo, o registo do Neoproterozóico é importante para a discussão da Orogenia Cadomiana, enquanto que a discordância do Ordovícico tem um significado maior para interpretar a paleogeografia do início do ciclo Varisco (Pereira & Silva, 2001). Nesta região, a transição entre a ZCI/ZOM foi designada por Zona de Cisalhamento Portalegre-Esperança (ZCPE) (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2001). A ZCPE foi interpretada pelos autores como uma zona transpressiva esquerda, Varisca, desenvolvida em condições de baixo grau metamórfico que reactivou os limites estratigráficos e os acidentes maiores já existentes. Do ponto de vista estratigráfico, esta zona representa uma bacia do Paleozóico inferior desenvolvida sob o soco Neoproterozóico da ZOM (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2001). A ZCPE é limitada a N pela Falha de Alegrete e a Sul pela Falha de Mosteiros (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2001; Fig. 2.4 e Fig. 2.5 corte A). Neste trabalho, a designação de “transição ZCI/ZOM”, coincide com a ZCPE proposta por Pereira (1999); Pereira & Silva (2001), contudo optou-se pela primeira designação, zona de transição ZCI/ZOM, abreviadamente designada por ZCI/ZOM.

2.2. Geologia da região

A cartografia dos Maciços de Portalegre, Carrascal e Nisa, e das formações encaixantes, encontra-se representada no mapa da Fig. 2.4. As estruturas regionais mais relevantes são o sinclinal da Serra de S. Mamede e os vários acidentes NW-SE relacionados com a ZCTBC incluindo a faixa blastomilonítica (s.s).

O sinclinal da Serra de S. Mamede pertencente à ZCI (Fig. 2.4), é uma importante estrutura Varisca de direcção NW-SE que afectou as litologias de idades Ordovícica a Devónica e que se prolonga para Espanha com a direcção WNW-ESE. Na região é cortado a N pelo Maciço de Nisa (tardi-pós Varisco) e a S é limitado pela falha de Alegrete (Pereira, 1999).

A estrutura das formações da ZOM e da zona de transição ZCI/ZOM é complexa, por incluir rochas com uma evolução policíclica caracterizada por intensa deformação cisalhante, heterogeneamente distribuída, e metamorfismo, Variscos, sobrepostos a eventos Cadomianos (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2002).

2.2.1. Formações encaixantes

O registo lito-estratigráfico ante-Mesozóico das formações encaixantes dos três Maciços inclui as seguintes unidades: (Fig. 2.4):

i) **Grupo das Beiras** (designação actual da parte S do **Complexo Xisto-Grauváquico**, ZCI) atribuído ao Neoproterozóico-Câmbrico (e.g., Palácios & Vidal, 1992). Compreende sequências do tipo “flysch” (xistos e grauvaques) de espessura quilométrica com grande expressão na ZCI, que têm sido interpretadas como resultado da erosão da cadeia Cadomiana. Na região do Alentejo, o Grupo das Beiras compreende uma sequência de filitos e metassiltitos negros, grafitosos e fosfatados. Para o topo esta sucessão apresenta intercalações de metagrauvaques cinzentos a negros (Romão, 2000). Aflora a N da intrusão do Maciço de Nisa, que provocou uma orla de metamorfismo de contacto de 1 a 1,5 km de largura, constituída por corneanas pelíticas, quartzo-pelíticas, por vezes calco-silicatadas (Fernandes, 1971).

ii) “**Série Negra**”(Soco Neoproterozóico da ZOM) representada na região pela **Formação de Mosteiros** que constitui uma espessa sequência sedimentar, de xistos negros, grauvaques, com intercalações de metachertes negros, calcários, e metavulcanitos básicos e ácidos com estruturação Cadomiana (Carvalhosa, 1965, Oliveira et al., 1991); e pela **Unidade de Campo Maior** (e.g., Oliveira et al. 1991), caracterizada pela presença de rochas metamórficas de alto grau metamórfico, representada por gnaisses e migmatitos e anfíbolitos retrogradados na fácies eclogítica. Esta unidade ocorre a S do Maciço do Carrascal e está limitada por dois acidentes com vergências opostas, formando uma estrutura geralmente designada por “flower structure”.

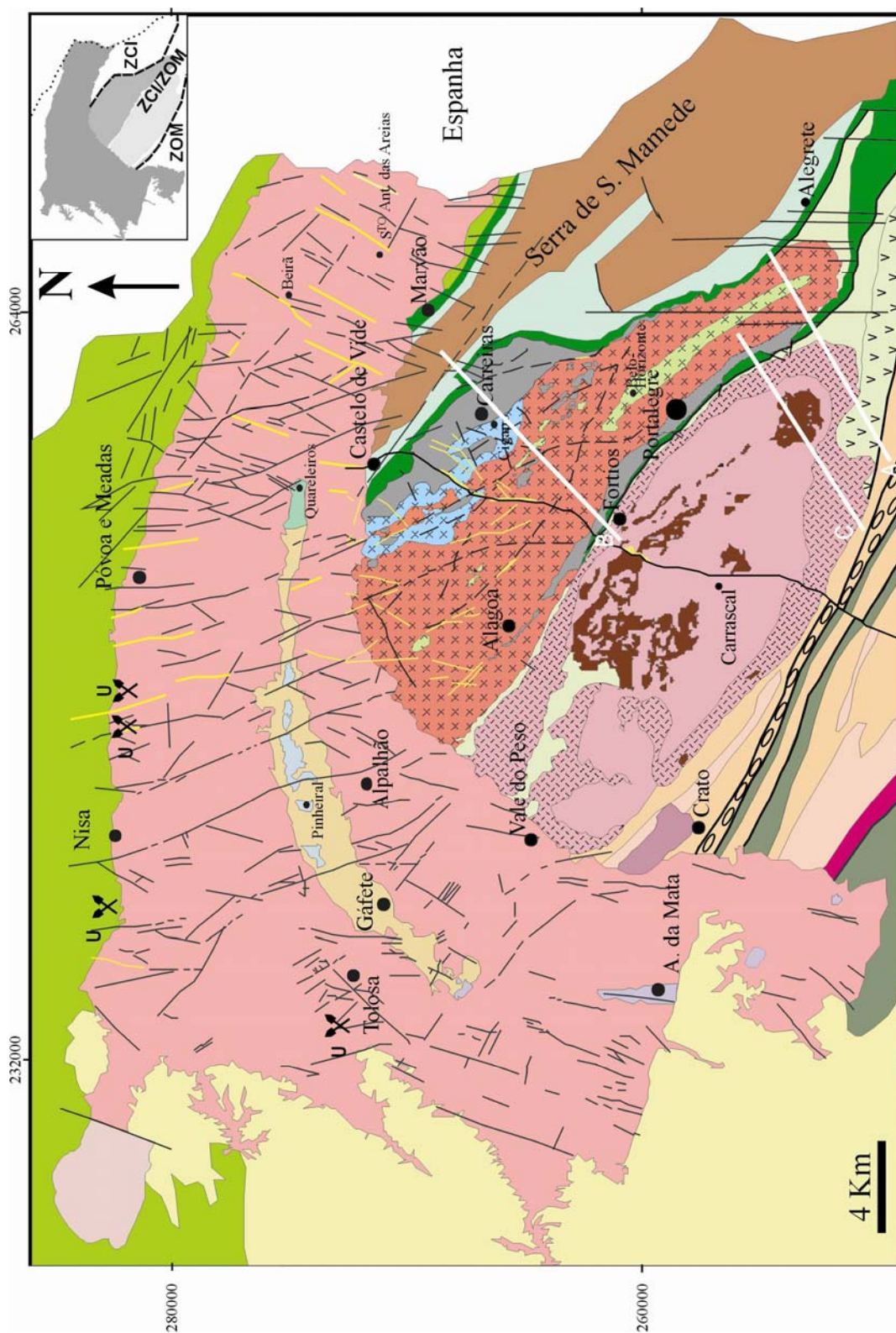
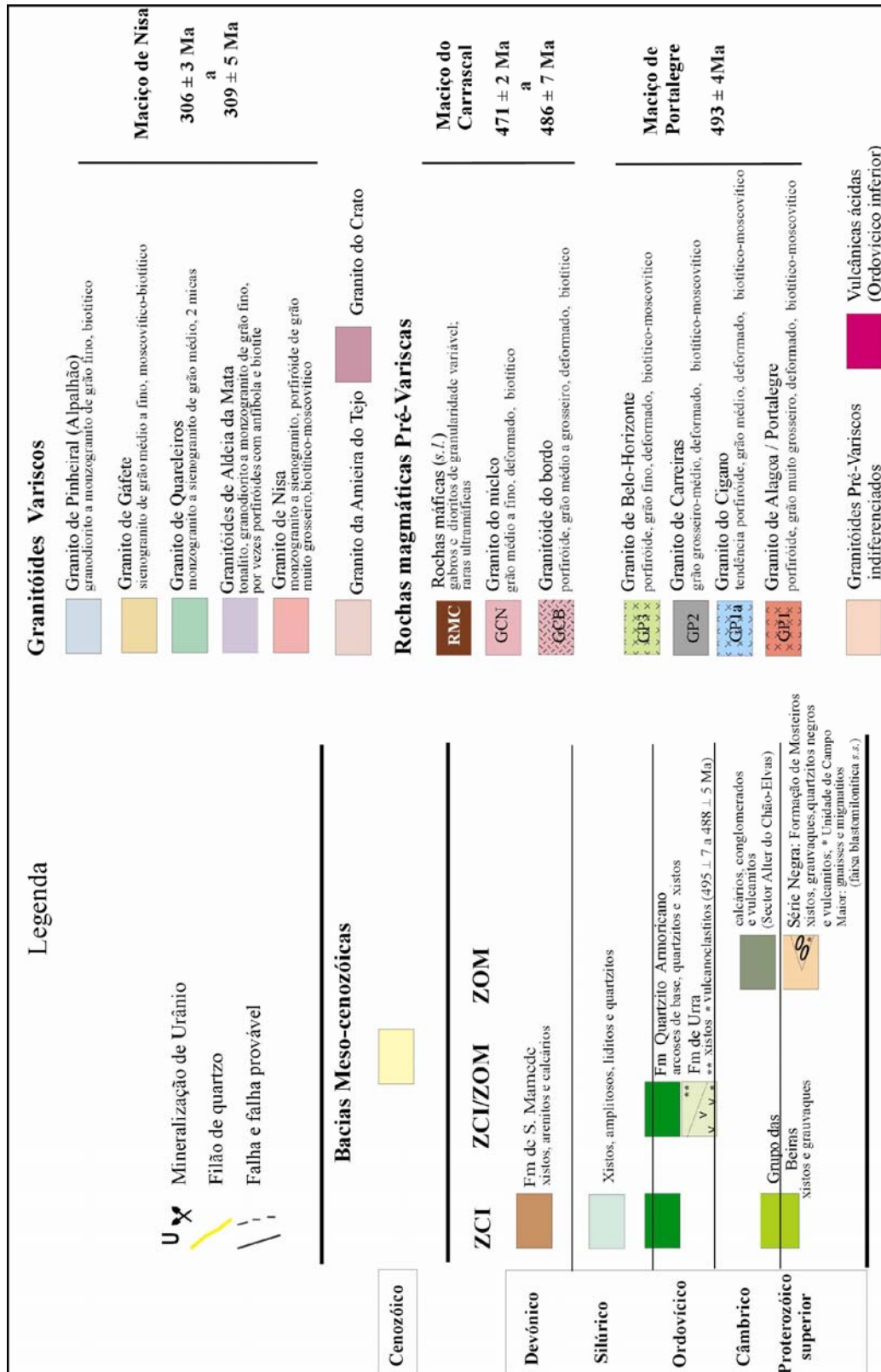


Fig. 2.4. Mapa geológico de enquadramento dos Maciços de Portalegre, Carrascal e Nisa, adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000 e 1:500 000; Campos e Pereira (1991); Moreira (1994) e Pereira (1999), modificado e com localização dos cortes da Fig. 2.5.



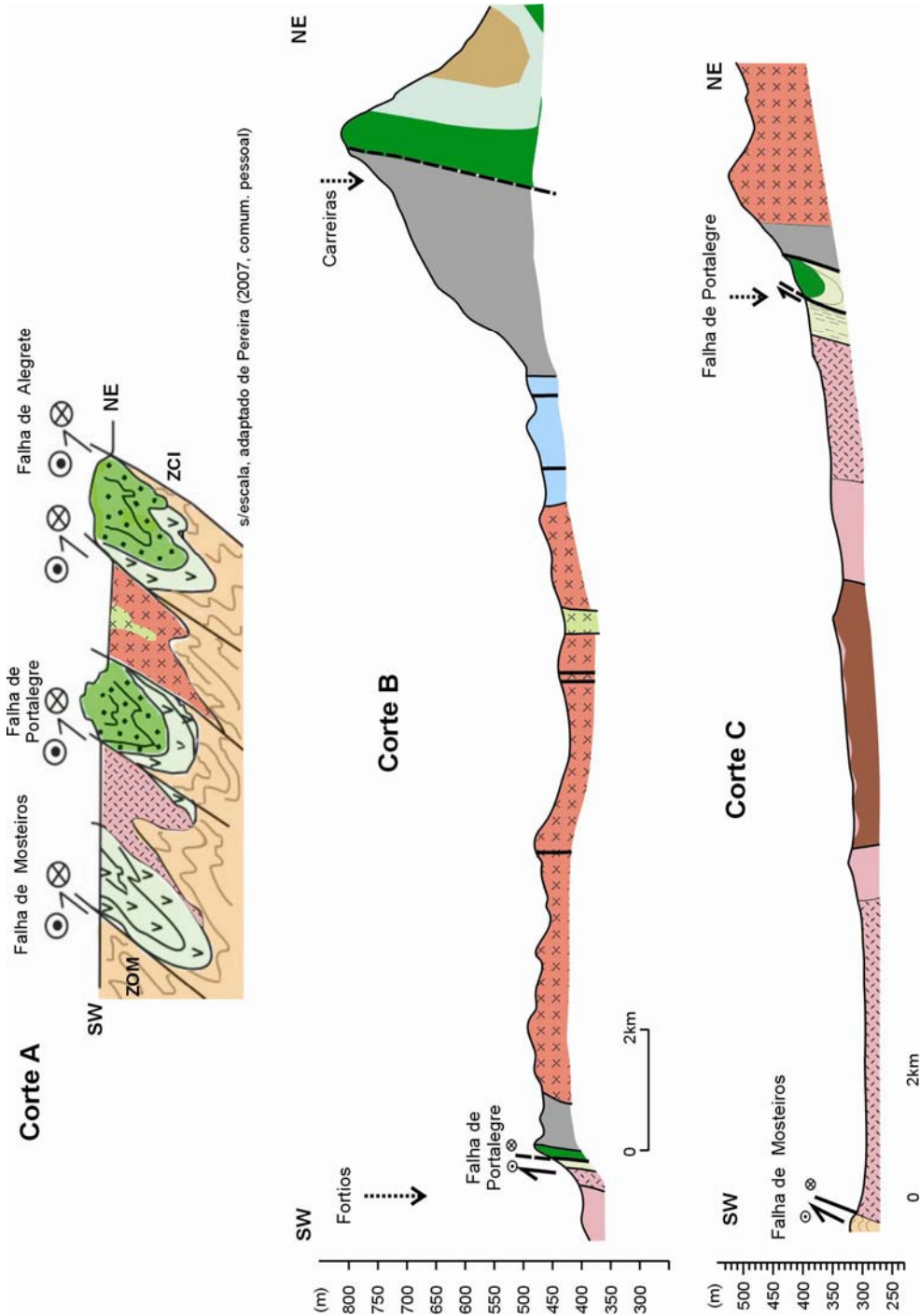


Fig. 2.5. Cortes Geológicos da região estudada (ver localização e legenda no mapa da Fig. 2.4) **Corte A** – Corte interpretativo, baseado em Pereira (2007, comum. pessoal) da estrutura da Zona de Transição ZCI/ZOM (zona transpressiva esquerda). De referir que, segundo este autor, as formações do Paleozóico inferior (Formação de Urra e do Quartzito Armoricano) ocorrem sob o soco Neoproterozóico da ZOM. **Corte B** – Corte geológico da zonidade do Maciço de Portalegre e contactos com o encaixante, com base na cartografia geológica. **Corte C** - Corte geológico da zonidade do Maciço do Carrascal e contactos com o encaixante, com base na cartografia geológica.

iii) **Sequências Câmbricas indiferenciadas** (Sector Alter do Chão Elvas, ZOM) ocorrem em discordância com a Série Negra. Compreendem complexos de rochas vulcano-sedimentares e siliciclásticas-carbonatadas.

iv) **Formação de Urra** (Gonçalves, 1971), que compreende um Membro Inferior, constituída por rochas porfíroides (vulcanoclastitos com algumas intercalações sedimentares) de granularidade grosseira a fina de idade 495 ± 7 a 488 ± 5 Ma (Solá et al., 2006) que contacta discordantemente com a Formação de Mosteiros através da Falha de Mosteiros a S; e um Membro Superior, representado por metassedimentos de natureza detrítica (xistos e grauvaques cloritizados). A N esta formação, geralmente cavalga as formações do Arenigiano (Quartzito Armoricano).

v) “**Formação do Quartzito Armoricano**” que compreende duas sequências: Sequência Inferior, atribuída ao Arenigiano (e.g., Delgado 1905; Teixeira, 1955), constituída por arcoses de base, a que se seguem, bancadas de quartzitos com intercalações xistentas. Tem sido descrita como correspondendo a uma sequência típica de plataforma com uma grande expressão em toda a ZCI; Sequência superior, atribuída ao Llanvirniano-Landeiliano-Caradociano-Ashgiliano, essencialmente siliciclástica, compreendendo da base para o topo -xistos negros com *monograptus*, arenitos muito finos e lenticulares, por vezes bioturbados, e siltitos (Perdigão, 1964-1965, Piçarra, et al. 1999). A Formação do Quartzito Armoricano constitui a base da estrutura sinclinal da Serra de S. Mamede, e contacta com a Formação de Urra, geralmente por acidente tectónico (Gonçalves et al., 1978).

vi) sucessões do **Silúrico – Devónico**, essencialmente xistentas, em continuidade estratigráfica com a “Formação do Quartzito Armoricano”. A sequência do Silúrico é representada por xistos grafitosos e liditos, com bancadas de quartzitos negros na base. A ela sobrepõem-se os Grés Superiores (Delgado, 1908) que fazem a passagem para o Devónico inferior (Oliveira et al., 1992). O Devónico inferior e médio, que aflora no núcleo do sinclinal, é representado pela Formação de São Mamede (arenitos e xistos argilosos e calcários dolomíticos).

2.2.2. Maciços graníticos

2.2.2.1 Maciço de Portalegre

O Maciço de Portalegre é o mais antigo da região ($492,7 \pm 3,5$ Ma, U/Pb zircão, SHRIMP, este trabalho, Cap. 4.4). Corresponde a uma intrusão granítica fortemente tectonizada, com cerca de 200 km², orientada NW-SE, de forma elíptica, grosseiramente sigmóidal. A NE contacta com as formações Ordovícicas, designadas por “arcoses de base” e “Quartzitos Armoricanos”, atribuídas ao Arenigiano (e.g., Delgado, 1905; Teixeira, 1955), já incluídas no sinclinal da Serra de S.Mamede. Tal como observado por Gonçalves et al. (1978) as relações dos granitos que ocorrem na periferia do Maciço

com as formações encaixantes do Ordovícico não são claras, os contactos parecem ser mecânicos, no entanto alguns autores admitem que a camada superficial do granito, remexida, constitua os depósitos arcósicos da base do Ordovícico.

O contacto SW, com o Maciço do Carrascal, é sublinhado por uma estreita faixa, inferior a 1 km, paralela à direcção dos maciços, de rochas intensamente deformadas – “Quartzitos Armoricanos”, xistos do Llanvirniano-Ashgill, (Piçarra et al. 1999) e vulcanoclastitos da Formação de Urra (Ordovícico inferior), formando uma estrutura em sinclinal. No interior desta faixa, na base do “Quartzito Armoricano”, ocorre uma importante falha NW-SE designada por cavalgamento de Portalegre (Fig. 2.5.- Corte A). Evidências de metamorfismo de contacto nas rochas encaixantes, os “Quartzitos Armoricanos” e Formação de Urra, não foram observadas no terreno nem em lâmina delgada.

Gonçalves (1971) considerou este corpo como constituído por “ortognaisses graníticos blastomiloníticos, que compreendem gnaisses derivados de granitos porfiróides ou não, de idade provavelmente diferente, pertencendo, no entanto, ao mesmo ciclo de granitização”. Neste trabalho, optou-se pela designação de granitos deformados, por ser mais abrangente, e porque nem todos os tipos texturais representam ortognaisses típicos (s.s.).

Uma análise da cartografia do Maciço de Portalegre (Fig.2.4) e do corte geológico B (Fig. 2.5) mostra que é constituído pelos seguintes tipos texturais:

O **granito de Alagoa (GP1)** da mancha central é o predominante (Fig. 2.6A e B). É de grão muito grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico. Apresenta-se muito deformado, por vezes ocelado. As biotites constituem agregados de microcristais, concentrados nos planos de foliação resultantes do esmagamento dos cristais primários. Os contactos com os granitos envolventes, granito do Cigano (GP1a) e de Carreiras (GP2) não são visíveis, contudo aparentam ser graduais, pois há diminuição da granularidade e do carácter porfiróide.

O **granito do Cigano (GP1a)** é bastante mais fino que o envolvente (GP1), apesar de manter o carácter porfiróide, sendo a deformação mais atenuada (Fig. 2.6C). É de grão médio, biotítico-moscovítico. Ocorre a NE do Maciço na transição com o granito de Carreiras (GP2).

As manchas graníticas de bordadura do Maciço designadas por **granito de Carreiras (GP2)** contactam e acompanham as cristas quartzíticas de Castelo de Vide, a N e Fortios, a S. O granito de Carreiras é de granularidade grosseira a média, biotítico-moscovítico (Fig. 2.6 D), e apresenta como característica distintiva uma cor cinzenta, por vezes bastante escura, sobretudo na mancha N, devido à presença de quartzo fumado. O afloramento deste tipo que ocorre a Sul, a N da povoação de Fortios, apresenta-se ainda mais deformado e bastante mais alterado que a mancha N, sendo mais moscovítico, devido provavelmente à proximidade do cavalgamento de Portalegre. Granitos muito semelhantes ao de Carreiras (GP2), mas de granularidade mais fina, ocorrem também alinhados em pequenas manchas no interior da mancha do granito de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a); contudo estes afloramentos apresentam-se quase sempre muito alterados.

O **granito de Belo-Horizonte (GP3)** ocorre na parte mais interna do Maciço em afloramentos alinhados.

Tem composição e características semelhantes com o granito envolvente, de Alagoa (GP1) (biotítico - moscovítico, tendência porfiróide), mas contrasta com este por ter granularidade bastante mais fina (Fig.2.6B). As relações de campo entre os vários granitos são difíceis de interpretar, pois são escassos os afloramentos nas zonas de contacto entre os vários tipos. No entanto é possível observar em alguns afloramentos a relação entre o granito de Alagoa (GP1) e o granito de Belo Horizonte (GP3) que sugerem ser contemporâneos. No interior do Maciço existem vários acidentes tectónicos cartografados, sendo o de maior expressão a falha da Senhora da Penha (Castelo de Vide), que atravessa todo o Maciço, provocando um ligeiro rejeito, nos seus contactos.

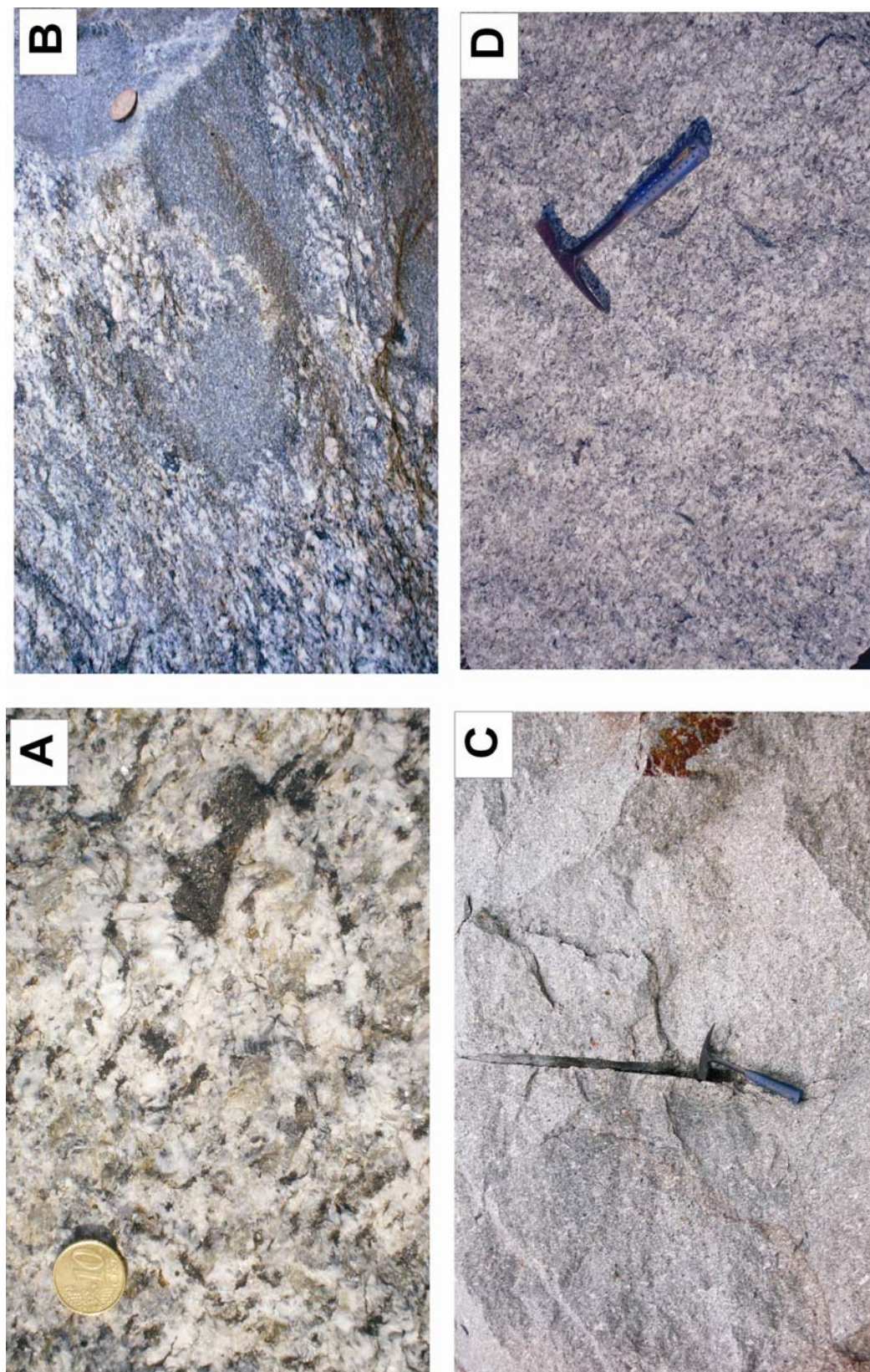


Fig. 2.6. Maciço de Portalegre; **A**) Aspecto macroscópico do granito de Alagoa (GP1), mostrando a textura grosseira e o carácter porfiróide, e a predominância de biotite; **B**) Contacto entre o granito de Alagoa (GP1) e o granito de Belo-Horizonte (GP3) sugerindo contemporaneidade dos dois; **C**) Aspecto textural do granito do Cigano (GP1a), grão médio, de tendência porfiróide, onde a deformação é menos visível macroscopicamente; **D**) Aspecto textural do granito de Carreiras (GP2), de granularidade média a grosseira.

2.2.2.2. Maciço do Carrascal

O Maciço do Carrascal, com uma área de afloramento aproximada de 180 Km², possui uma forma alongada, aproximadamente elíptica, com direcção paralela à do Maciço de Portalegre, próxima de N60W. Contacta a SW e SE, respectivamente, com a formação de Mosteiros (Série Negra), de idade Precâmbrica, Fig.2.7 A) e com a Formação de Urra (Ordovícica) e não foram observadas evidências de metamorfismo de contacto no encaixante. Tal como o Maciço de Portalegre, está também fortemente tectonizado, sobretudo na zona de contacto com o cavalgamento de Portalegre, onde surge intensamente tectonizado, com planos de foliação muito penetrativos. Na parte Norte do Maciço aflora no interior uma faixa de rochas xistentas (s.l.) atribuídas à Formação da Urra. Não estão cartografados acidentes tectónicos importantes, com excepção da falha da Senhora da Penha (Castelo de Vide), que provoca alguns rejeitos nos contactos.

É um Maciço compósito, com rochas de diferentes idades, 471 ±2 Ma a 486 ±7 Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em zircão individual, este trabalho), progressivamente mais recentes para o núcleo do Maciço (corte C, Fig. 2.5). O **granitóide do bordo (GCB)**, ocorre na periferia e envolve o **granito do núcleo (GCN)**. No interior do granito do núcleo ocorrem manchas dispersas de **rochas máficas (s.l.) (RMC)** de granularidade e composição variável, que no seu conjunto definem uma geometria em forma de arco.

O **granitóide do bordo (GCB)** é de grão grosseiro a médio, porfiróide, biotítico, intensamente deformado, sobretudo na zona de contacto com o cavalgamento de Portalegre. Esporadicamente contém pequenos afloramentos de rochas máficas (RMC), em pequenas massas ou filões, sem expressão cartográfica no bordo SW da mancha. A orientação dos planos de foliação, na maioria dos locais medidos, é aproximadamente N50°-60°W, subvertical. No entanto no bordo SE foi medida uma foliação E-W, o que poderá indicar que a sua direcção contorna os limites do maciço. É constituído por quartzo, fracturado e subgranulado, feldspato potássico e plagioclase. A forma destes minerais é geralmente sigmoídal. As biotites e outros filossilicatos ocorrem sobretudo nos planos de foliação. Ao microscópio observa-se nas zonas mais deformadas texturas protomiloníticas bem evidentes, com bandas de quartzo finamente recristalizado e porfiroclastos de feldspatos fracturados e rodados, alternando com bandas de granularidade fina de quartzo e filossilicatos. O contacto com o granito do núcleo (GCN) é gradual e marcado pelo desaparecimento de fenocristais de feldspato, e granularidade progressivamente mais fina.

O **granito do Núcleo (GCN)** é de grão médio a fino, biotítico, que se apresenta na maioria dos locais tectonizado (Fig.2.7 C), por vezes, apenas visível ao microscópio. No terreno a relação geométrica deste granito com as manchas de rochas máficas (RMC) que ocorrem no seu interior não é sempre evidente. Duma maneira geral os contactos são bruscos, sendo possível visualizar aspectos brechóides (Fig.2.7 B, D). Contudo em vários locais observam-se zonas transicionais com composições intermédias que podem corresponder a zonas de mistura entre as duas composições. Contudo estas composições não foram amostradas neste trabalho. Frequentemente este granito (GCN)

aflora também no interior das manchas de rochas máficas (RMC). De referir, que nestes afloramentos não se observa deformação (macroscópica) e o granito apresenta granularidade mais fina.

As **rochas máficas (s.l.) (RMC)**, intruíram o granito do núcleo (GCN), ocorrendo em manchas dispersas, e intruíram também o granitóide do bordo (GPB) a SW do Maciço, em duas pequenas manchas. São rochas escuras de granularidade muito variável, desde muito fina a média. A sua composição é também variável, compreendendo rochas ultrabásicas (esporádicas), gabros e dioritos. A delimitação cartográfica dos diferentes tipos de composição não é possível de efectuar no terreno, pois geralmente estas manchas ocorrem em terrenos bastante alterados. As rochas de granularidade mais fina apresentam por vezes microfenocristais de plagioclase e anfíbola. Algumas amostras apresentam foliação observável macroscopicamente com uma direcção N60°-70°W, subvertical, sendo nalguns casos bem visível ao microscópio. Aspectos brechóides entre estas rochas os granitos podem ser observados em alguns locais (Fig.2.7 B, D).

2.2.2.3. Maciço de Nisa

O Maciço de Nisa é um Maciço granitóide de grandes dimensões (área superior a 700 Km² no território Português), em forma de arco, que se prolonga para Espanha, por várias dezenas de quilómetros até à povoação de Albuquerque. Corta terrenos e estruturas da ZCI e da ZOM, incluindo a zona de sutura. Esta característica aliada ao facto de não se observar deformação no Maciço à excepção da fracturação tardi-Varisca, levou a enquadrá-lo no grupo dos granitos tardi-pós orogénicos (Ferreira et al., 1987). Neste trabalho foram obtidas idades de 306 ± 3 e 309 ± 5 Ma (U/Pb zircão, SHRIMP, Cap. 6.4).

A N contacta com os metassedimentos do Grupo das Beiras, pertencentes à ZCI, provocando uma auréola de metamorfismo de contacto de 1 a 1,5 km de largura, constituída por corneanas pelíticas, quartzo-pelíticas, por vezes calco-silicatadas (Fernandes, 1971). No extremo NE contacta através de falha com o granito da Amieira do Tejo, e a E é coberto por depósitos Cenozóicos. A S corta transversalmente os Maciços de Portalegre e do Carrascal, bem como o sinclinal da Serra de S.Mamede e as formações Neoproterozóicas e Câmbrias da ZOM.

Encontra-se associado a várias ocorrências minerais, principalmente de urânio, fósforo e tungsténio, e rochas ornamentais e industriais que têm sido exploradas e objecto de prospecção. A ocorrência de urânio mais importante ocorre na auréola de metamorfismo de contacto, a E da povoação de Nisa.

O Maciço apresenta um zonamento interno, marcado pela presença de uma faixa estreita no seu interior onde ocorrem quatro granitóides texturalmente distintos do granito envolvente, que definem um alinhamento interno descontínuo, acompanhando a forma geral do Maciço (Fig. 2.4).

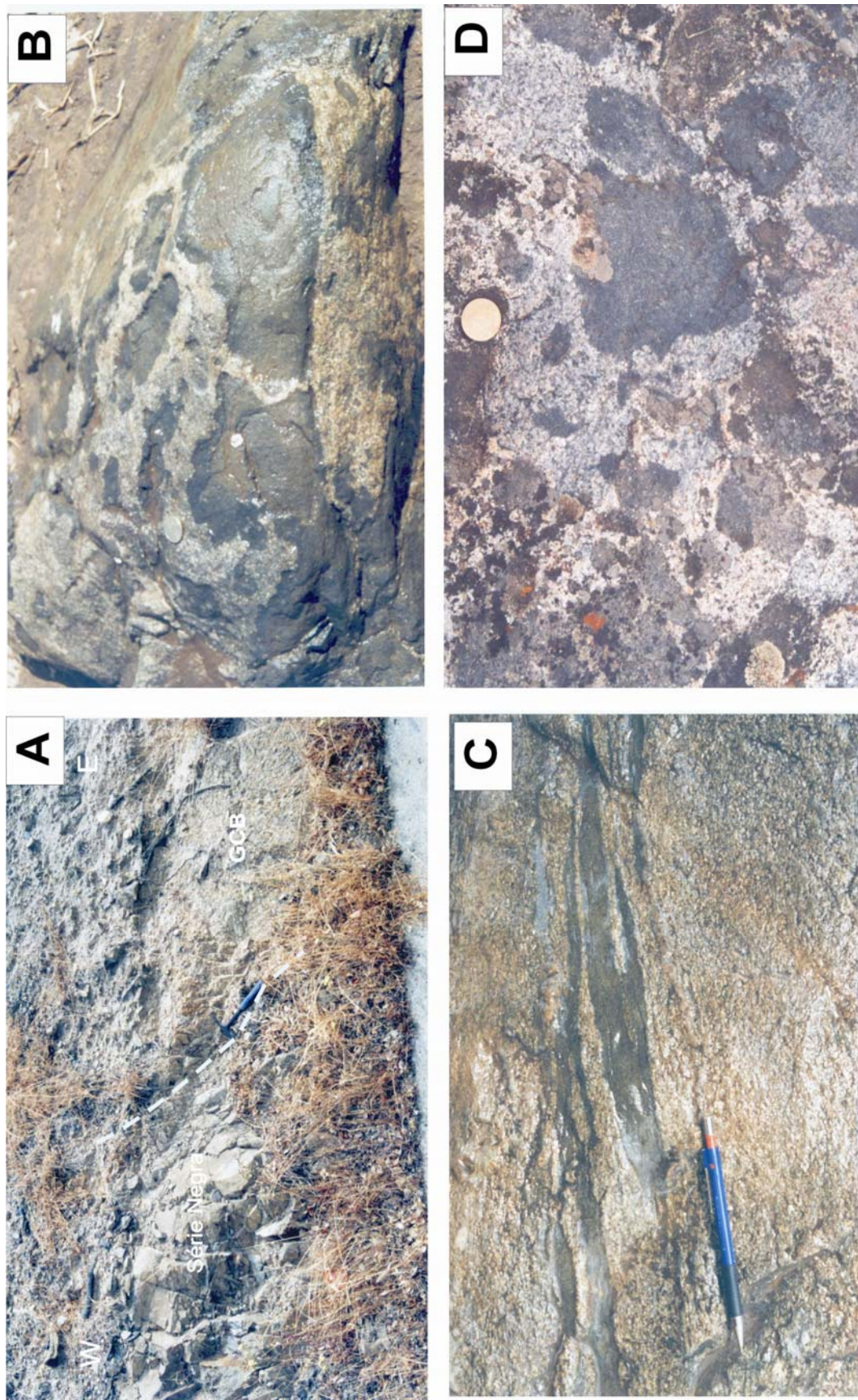


Fig. 2.7. Maciço do Carrascal. **A)** Contacto do granito do bordo do Maciço do Carrascal (GCB) com os metassedimentos atribuídos à Formação de Mosteiros pertencentes à Série Negra. **B)** e **D)** Aspectos brechóides entre o granito do núcleo (GCN) e os afloramentos de rochas máficas (RMC) incluídos, sugerindo que correspondam a brechas de intrusão. **C)** Pormenor da deformação no granito do núcleo (GCN), próximo do contacto com as rochas máficas (RMC).

O **granito de Nisa** é o granito dominante, muito grosseiro, porfiróide (com megacristais de feldspato potássico e plagioclase), biotítico-moscovítico (Fig. 2.8A). A leste de Quareleiros, a granulometria da matriz é mais fina e o carácter porfiróide menos acentuado e apresenta mais moscovite e feldspato potássico e menos biotite e plagioclase, sendo frequente a presença de turmalina.

O **granitóide de Aldeia da Mata** ocorre a W do Maciço, em pequenas manchas descontínuas no interior do granito de Nisa e na transição deste com o granito de Gáfete. É de cor escura, granularidade fina a média, por vezes com tendência porfiróide (megacristais de plagioclase) com anfíbola e biotite (Fig. 2.8B).

O **granito de Quareleiros** aflora na extremidade E do alinhamento interno. Corresponde a um granito de granularidade média a fina de duas micas.

O **granito de Gáfete** (Fig. 2.8C) contrasta fortemente com o granito de Nisa, envolvente. É de granularidade média a fina, essencialmente moscovítico, de cor amarelada, apresentando por vezes alguns megacristais de feldspato potássico nas imediações do contacto com o granito de Nisa. Ocorre fracturado e moderadamente alterado, com biotite de aspecto ferruginoso.

O **granito do Pinheiral** (também designado por granito de Alpalhão; e.g., Moreira, 1994) aflora sempre no interior do granito de Gáfete em pequenas manchas descontínuas. É de cor cinzenta, de granularidade fina muito homogénea e predominantemente biotítico (Fig. 2.8D).



Fig. 2.8. Maciço de Nisa **A)** Aspecto macroscópico do granito de Nisa, mostrando a textura grosseira e o carácter fortemente porfiroide, contrastante com os granitóides que ocorrem no alinhamento interno (B, C, e D). **B)** Aspecto macroscópico do granitóide de Aldeia da Mata (tonalito com anfíbola e biotite) de granularidade fina com escassos megacristais de plagioclase. **C)** Aspecto textural do granito de Gáfete na zona de contacto com o granito de Nisa, onde ocorre com esporádicos megacristais de feldspato potássico. É de granularidade média, predominantemente moscovítico. **D)** Aspecto textural do granito de Pinheiral (Alpalhão), de granularidade média a fina muito homogéneo, predominantemente biotítico.

CAPÍTULO 3

MÉTODOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

3.1. Trabalho de campo e amostragem

3.2. Preparação das amostras

3.3. Análises químicas de rocha total

3.4. Análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

3.5. Análises isotópicas de oxigénio em rocha total

3.6. Análises químicas dos minerais

3.7. Geocronologia do zircão

3. MÉTODOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

3.1. Trabalho de campo e amostragem

Os trabalhos de reconhecimento geológico e de amostragem dos 3 maciços granitóides foram realizados com base na cartografia geológica publicada à escala 1:50 000 pelos SGP e pelo IGM. Os maciços em estudo afloram no Nordeste Alentejano, numa área que se estende desde Nisa a Norte até próximo de Alter do Chão a Sul. Esta região abrange as seguintes folhas geológicas: 28A-Mação, 28B-Nisa, 28C-Gavião, 28D-Castelo de Vide, 29C-Marvão, 32B-Portalegre e 33A-Assumar. Para a correcta localização da amostragem de campo utilizou-se como base topográfica as cartas militares à escala 1:25 000 do Instituto Geográfico Exército folhas Nº 323, 324, 325, 333, 334, 335, 336, 345, 346, 347, 348, 358, 359, 360, 370 e 371 (Fig.3.1).

Nos Maciços de Portalegre (175 km² de área de afloramento) e Carrascal (180 km² de área de afloramento), procurou-se recolher amostras representativas das várias fácies reconhecidas no terreno e nas melhores condições de conservação, tendo-se recolhido num total 34 amostras no Maciço de Portalegre e 47 no do Carrascal, localizadas respectivamente nas Figs. 3.2 e 3.3.

No Maciço de Nisa (área superior a 670 Km²) a amostragem foi anteriormente obtida no âmbito do projecto do Ex-IGM “*Petrogeoquímica do Complexo Eruptivo de Nisa*” segundo o critério de malha uniforme (quadrícula com 2 km de lado onde se recolheu uma amostra, preferencialmente no seu centro) para o granito de Nisa que ocupa a maioria da área (Fig. 3.3). Nos granitóides do alinhamento interno, a malha foi ajustada de modo a cobrir as várias manchas cartográficas existentes. Não foi possível a recolha em 12 dos locais originalmente previstos, nomeadamente a S do Maciço devido ao grau de alteração dos afloramentos. Foram recolhidas no total, 250 amostras. A referência dada às amostras deste maciço foi o n.º da Folha 1/25 000 seguida do n.º da amostra recolhida nessa carta.

Nos 3 maciços as quantidades de rocha amostrada dependeram da textura e granulometria das rochas, sendo cerca de 10 kg nas mais grosseiras e de cerca de 3 kg nas mais finas.

3.2. Preparação das amostras

A preparação das amostras foi efectuada no laboratório de preparação de amostras do IGM, Alfragide. As amostras foram limpas exteriormente e cortadas numa serra diamantada, em esquirolas de forma aproximadamente cúbica, com cerca de 2-3 cm de aresta.

A preparação dos pós para análise química de rocha total foi feita do seguinte modo: foram moídas as esquirolas de rocha previamente limpas e secas num triturador de maxilas (carboneto de tungsténio) para redução do calibre até se obter uma granulometria aproximada de 2-3 mm. Depois da amostra bem homogeneizada foi retirada uma toma com cerca de 400 g, através de quartagens sucessivas. Esta nova amostra foi posteriormente moída num vibro-esmagador de ágata (moinho de argolas) até se obter uma fracção com aproximadamente 200 Mesh, com cerca de 50 g.

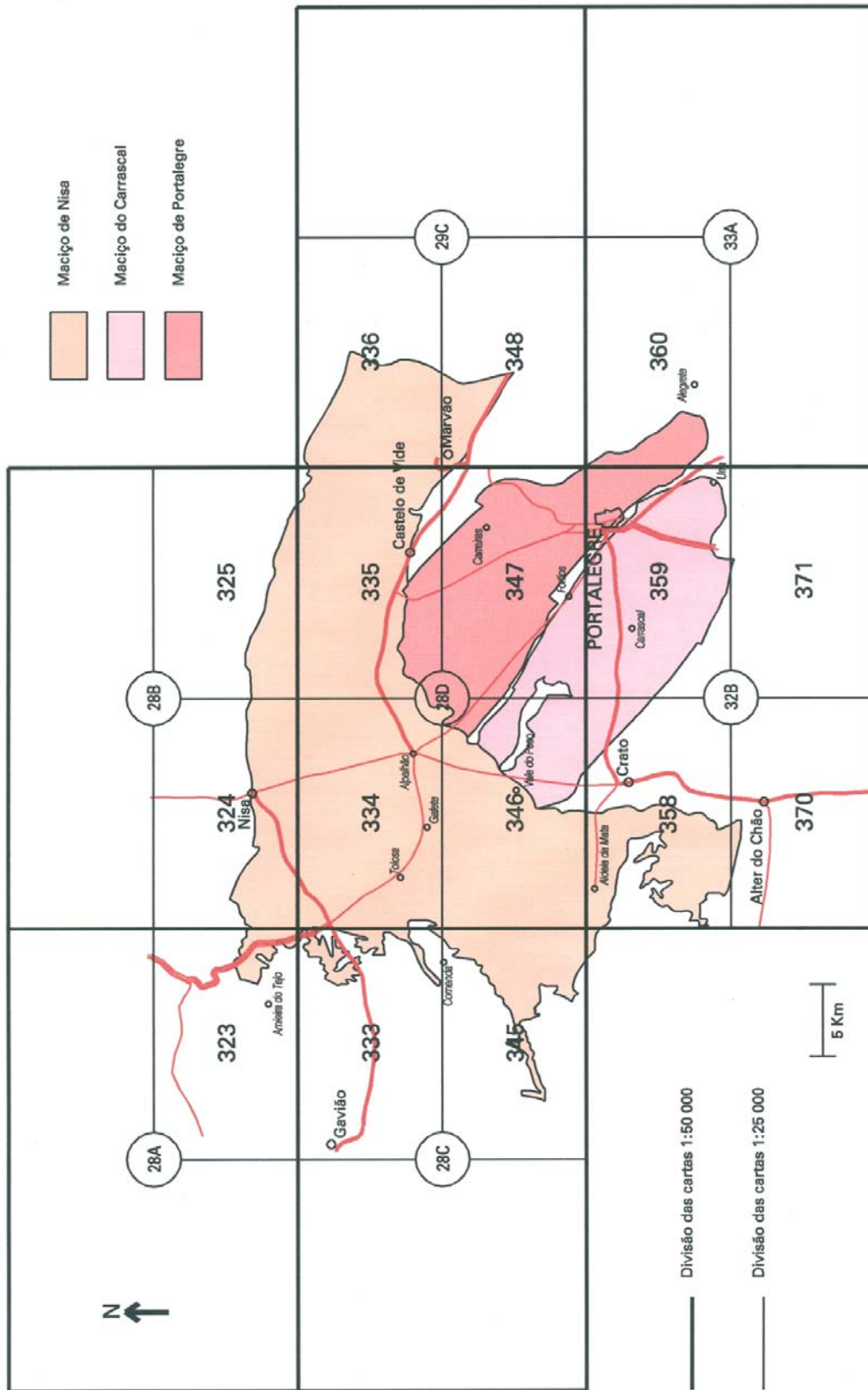


Fig. 3.1. Localização dos 3 maciços estudados nas cartas geológicas (escala 1:50 000) topográficas e topográficas (escala 1:25 000).

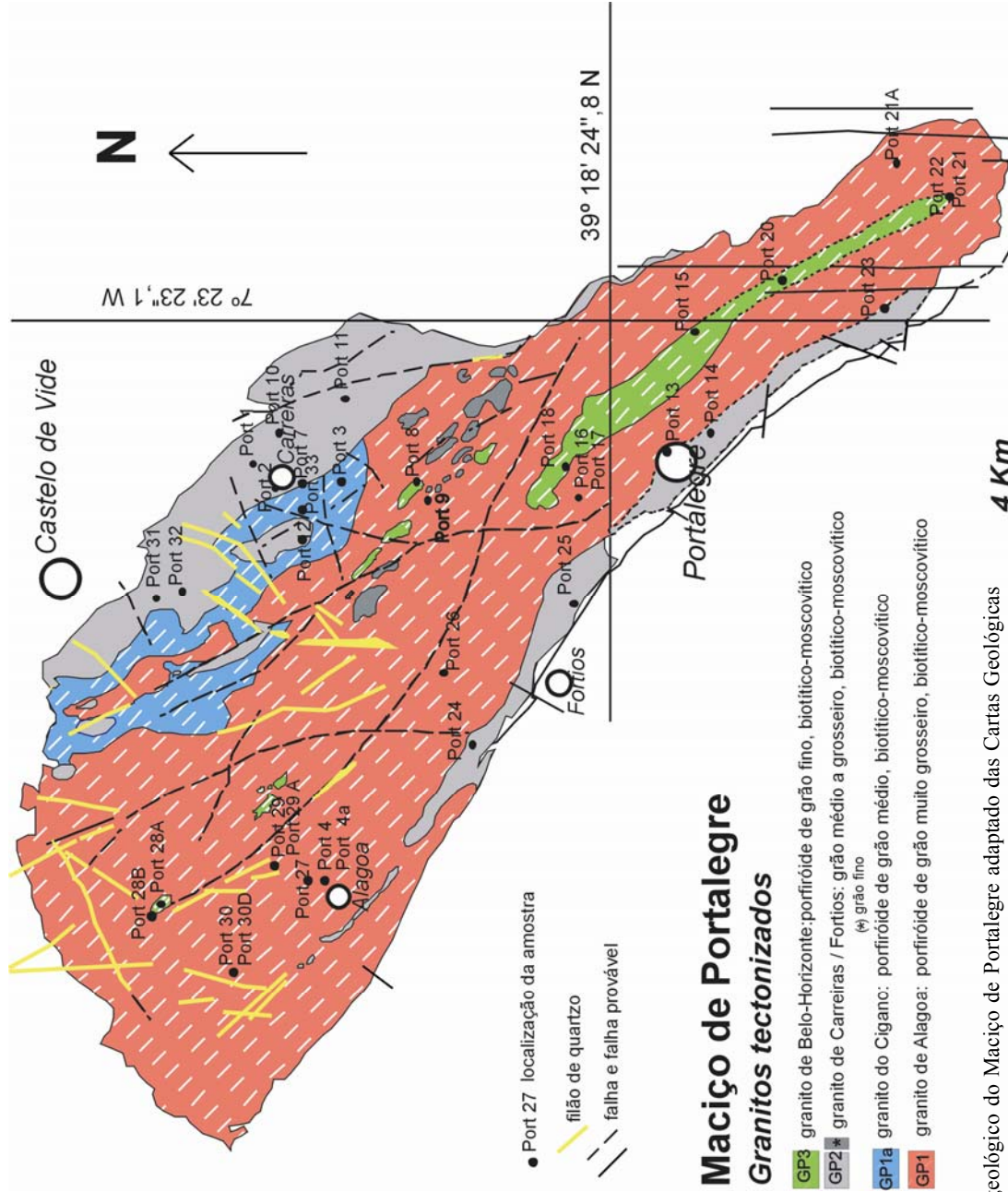


Fig. 3.2. Mapa geológico do Maciço de Portalegre adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000, folhas: 28-D, 32-B e 33-A, com localização das amostras recolhidas. Os limites sul do Granito de Belo-Horizonte e de Fortios (a tracejado) foram prolongados, com base em inferências petrográficas e geoquímicas.

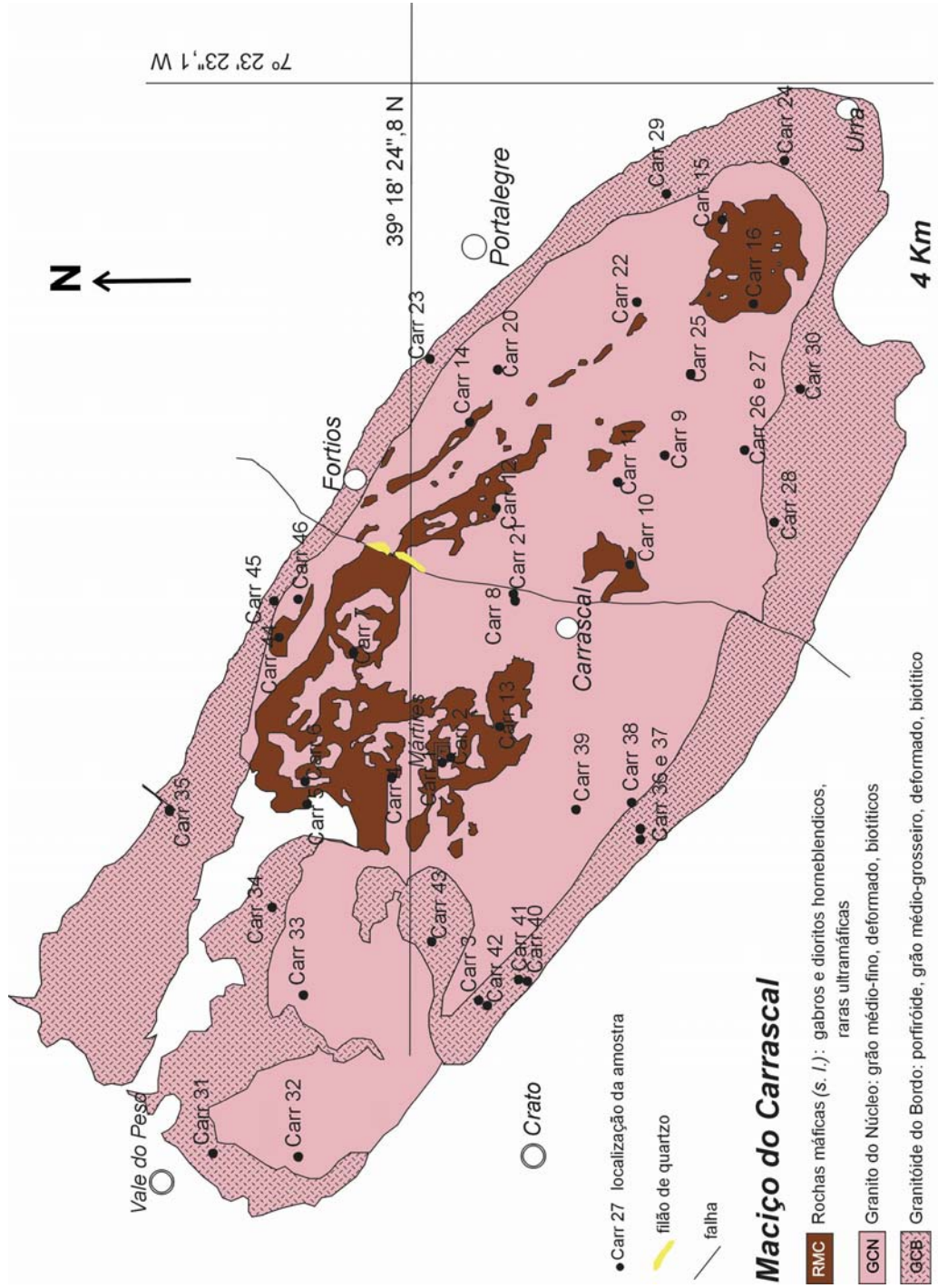


Fig. 3.3. Mapa geológico do Maciço do Carrascal adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000, folhas: 28-D:Castelo de Vide e 32-B: Portalegre, com localização das amostras recolhidas.

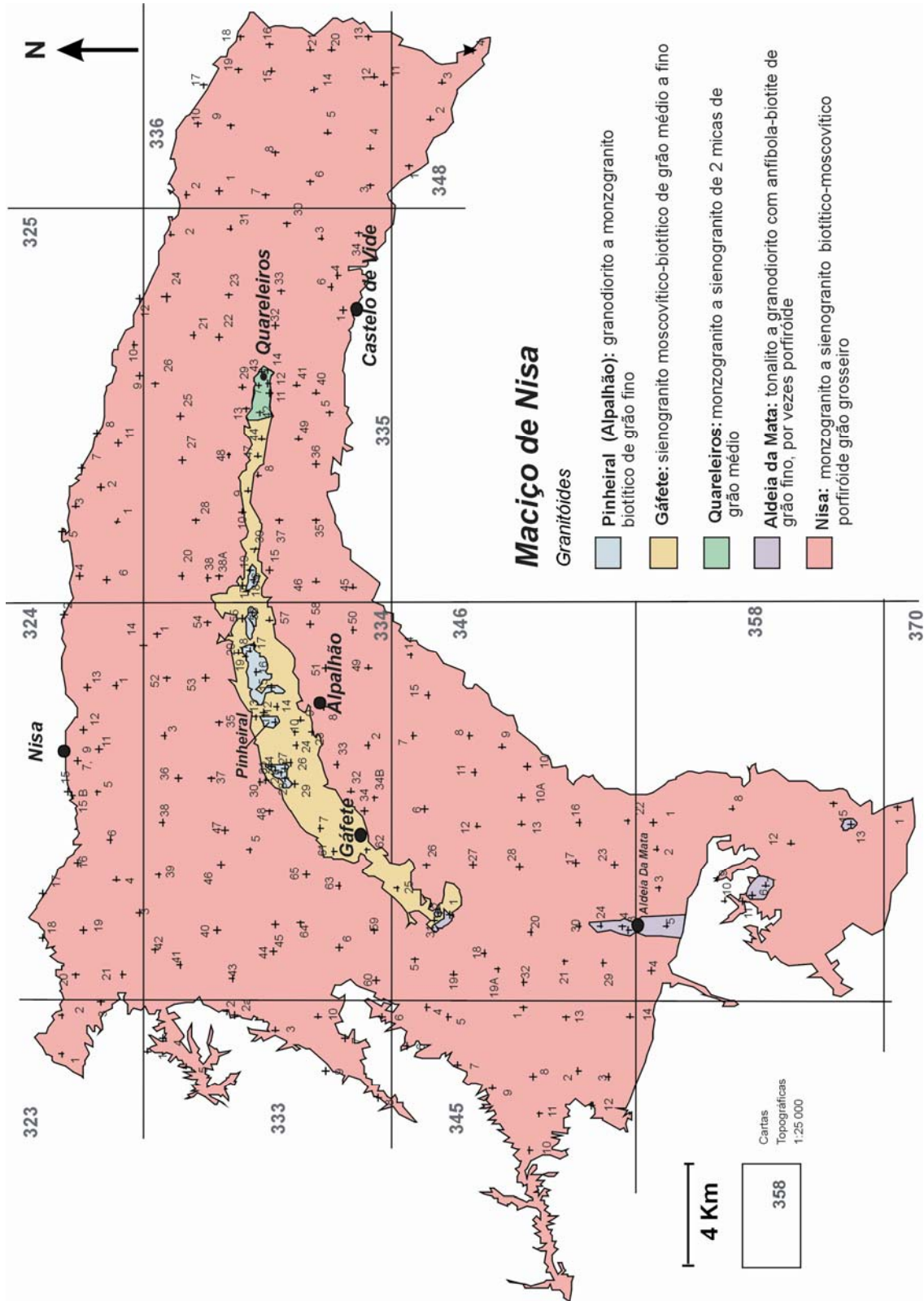


Fig. 3.4. Mapa geológico do Maciço de Nisa adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000, folhas: 28-A, 28-B, 28-C, 28-D, 29-C e 32-B e de Moreira (1994), com localização das amostras recolhidas.

A execução das lâminas delgadas e polidas com vista à observação petrográfica e análises de microsonda electrónica foi realizada no laboratório de preparação de lâminas delgadas, do IGM, Alfragide. De todas as amostras dos Maciços do Carrascal e Portalegre foram executadas lâminas delgadas e/ou polidas de acordo com o fabric mais favorável à observação. No maciço de Nisa seleccionaram-se 65 amostras para preparação de lâminas. O critério de selecção teve em conta a distribuição espacial das amostras e alguns aspectos mineralógicos significativos.

Foram guardados testemunhos de todas as amostras.

3.3. Análises químicas de rocha total

3.3.1. Maciços de Portalegre e Carrascal

As análises dos elementos maiores, Y e Zr, foram obtidas no Laboratório do INETInovação (ex-IGM) de S. Mamede de Infesta por Fluorescência de Raios-X.

Para a análise de elementos maiores, as amostras foram calcinadas a 1050° e fundidas a 1150° (pérola); para a análise de elementos traço, as amostras foram prensadas em pastilha.

As determinações foram executadas utilizando um espectrómetro sequencial de dispersão de comprimentos de onda, PW2404. As condições instrumentais para os vários elementos foram as seguintes: Na e Mg: cristal PX1, colimador 700, detector FI; Al e Si: cristal PE, colimador 700, detector FI; P: cristal Ge, colimador 700, detector FI; K, Ca, Ti, Mn, Fe: cristal LiF200, colimador 300, detector FS; Y, Zr: cristal LiF 200, colimador 150, detector S/W.

Os padrões utilizados foram na sua quase totalidade Mrcs e alguns padrões preparados no laboratório e testados com Mrcs.

A precisão dos dados analíticos foi cerca de 1% para todos os elementos. A exactidão é melhor que 5% para os maiores e melhor que 10% para os elementos traço e foi controlada através de ensaios internacionais de eficiência e intercomparação.

FeO foi determinado no mesmo Laboratório por titulação com permanganato de potássio, com uma precisão melhor que 5%.

Os restantes elementos traço, num total de 39 elementos, incluindo as terras raras foram obtidos no “Centro de Instrumentación Científica, Universidad de Granada”, Espanha. As determinações efectuaram-se por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) num espectrómetro Perkin Elmer Sciex Elan 5000, usando Rh e Re como padrões internos. A precisão foi de $\pm 2\%$ e 5% relativa a uma concentração analítica de 50 e 5 ppm respectivamente.

A preparação de amostras para esta metodologia, foi realizada pelo método descrito por Montero & Bea (1997).

3.3.2. Maciço de Nisa

No maciço de Nisa as determinações analíticas foram efectuadas anteriormente no âmbito do projecto do Ex-IGM “*Petrogeoquímica do Complexo Eruptivo de Nisa*”. As análises dos elementos

maiores e alguns traços (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Ta, Sn e W) foram obtidas no Laboratório do IGM, S.Mamede de Infesta por Fluorescência de Raios-X. As determinações foram executadas utilizando um espectrómetro sequencial de dispersão de comprimentos de onda, PW1404/10. A preparação das amostras e as condições instrumentais para os elementos maiores foram as descritas em 3.3.1. Para os elementos menores as condições instrumentais foram as seguintes: Ba, Nb, Zr, Y, Rb, Ta: cristal LiF 220, colimador 150, detector SC; Sr, Sn: cristal LiF 200, colimador 150, detector SC; W: cristal LiF 200, colimador 300, detector FS. Este método possui algumas limitações, nomeadamente baixos limites de detecção para alguns elementos, por exemplo: MnO < 0,04%; Ta < 15 ppm; W < 10 ppm. Durante o período de análise (que se estendeu por largo período de tempo, devido ao grande número de determinações analíticas) houve necessidade de se efectuarem modificações no processo analítico que vieram a “afectar” as determinações de Na₂O e K₂O em cerca de metade da amostragem.

As análises dos elementos pertencentes ao grupo das terras raras foram efectuadas em 42 amostras representativas do Maciço de Nisa. O critério de selecção teve em conta a distribuição espacial das amostras bem como a variabilidade dos teores de Zr e Y anteriormente obtidas por FRX. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Química do Departamento de Geologia do ex-IGM, segundo a metodologia desenvolvida por Watkins & Nolan (1992). As determinações analíticas foram efectuadas no Departamento de Geologia do Imperial College (Londres), através de um espectrómetro simultâneo de emissão por plasma (ICP-AES) ARL 3580B. Este método permitiu ainda determinar os elementos Y, Sc, Hf e Zr. O controlo analítico foi efectuado através da preparação e análise de materiais geológicos de referência (NIM-G, WS-E, JG-2 e JG-1a), e de alguns duplicados das amostras. No que respeita à exactidão, os erros relativos obtidos para os valores referenciados são inferiores a 7%, enquanto a precisão global estimada, considerando os diagramas de Thompson & Howarth (1978) apresenta valores entre 2 e 5%.

3.4. Análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

Maciços de Portalegre e Carrascal e granitóide de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa)

As amostras para as análises isotópicas (0,1 g) foram digeridas com HNO₃ + HF em recipientes de teflon, separadas com resinas de troca iónica e analisadas por TIMS (thermal ionisation mass spectrometry) num espectrómetro Finnigan Mat 262 na Universidade de Granada. Todos os reagentes utilizados foram ultra-limpos. Os valores de normalização foram $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Os brancos foram 0,6 e 0,09 nanogramas para o Sr e o Nd. A solução padrão NBS 987 foi utilizada com uma reprodutibilidade de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025 \pm 0,0000046$ ($2\sigma = 0,0065\%$). O padrão La Jolla deu uma boa reprodutibilidade $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511845 \pm 0,0000072$ ($2\sigma = 0,0014\%$).

A precisão externa (2σ), estimada pela análise de 10 replicados do padrão WS-E (GOVINDARAJU *et al.*, 1994), foi melhor do que $\pm 0,003\%$ para o $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\pm 0,0015\%$ para o $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram determinados directamente por ICP-MS na Universidade de Granada segundo o

método desenvolvido por MONTERO & BEA (1998), com uma precisão melhor que $\pm 1,2\%$ e $\pm 0,9\%$ (2σ) respectivamente.

3.5. Análises isotópicas de oxigénio em rocha total

As determinações de isótopos de oxigénio foram obtidas no “Department of Earth Sciences, The University of Western Ontário”, Canadá. As análises são reportadas com a notação usual - delta minúsculo, relativas ao padrão internacional VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). - $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$.

O oxigénio foi extraído dos silicatos segundo o método descrito por Clayton & Mayeda (1963), modificado para usar o reagente ClF_3 . O Oxigénio foi convertido quantitativamente em CO_2 por reacção com uma haste de grafite ao rubro. As amostras secas foram aquecidas e bombeadas sob vácuo a 300°C durante 3 horas antes da reacção com ClF_5 .

As razões isotópicas foram medidas num espectrómetro de massa Fisons Optima, usando um colector triplo de “duel-inlet”. A precisão analítica foi de cerca de $\pm 0,2\%$. Os padrões utilizados foram o quartzo, o CO_2 de laboratório e biotite (NBS-30). Também foram efectuadas análises de duplicados das amostras (replicados).

3.6. Análises químicas dos minerais (EPMA e SEM)

As análises químicas dos minerais foram efectuadas em quatro microsondas electrónicas, nas condições analíticas abaixo descritas. Contudo, foi verificado que resultados semelhantes se obtiveram para os minerais do mesmo granitóide nos quatro aparelhos.

1) Microsonda electrónica, Jeol JXA 8600 superprobe, Universidade de Bristol, Reino Unido; tensão de aceleração 20 Kv, intensidade do feixe 20 nA, tempo de contagem 10 s de pico e 5 s de fundo. Os padrões utilizados foram os seguintes: albite (Na $K\alpha$); wollastonite (Ca $K\alpha$, Si $K\alpha$); diópsido (Si $K\alpha$), espinela (Al $K\alpha$), MnO (Mn $K\alpha$) olivina (Mg $K\alpha$) adularia e ortoclase (K $K\alpha$), Fe_2O_3 (Fe $K\alpha$), SrTiO_3 (Ti $K\alpha$), apatite (P $K\alpha$), MgF_2 (F $K\alpha$), NaCl (Cl $K\alpha$). O limite de detecção é cerca de 0,2 %. A precisão relativa obtida é de cerca de $\pm 4\%$ para concentrações de 4% em peso e de cerca de 10% para concentrações $<0,25\%$ em peso.

2) Microsonda electrónica CAMECA SX50, da Universidade de Oviedo: equipada com três espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda (WDS) e um espectrómetro de dispersão de energias (EDS). As análises foram obtidas nas seguintes condições analíticas: 15 kV de potencial de aceleração, 10 nA de intensidade do feixe, tempos de aquisição de 10 s e 5 s (pico e fundo, respectivamente). O diâmetro do feixe de electrões incidente foi de 5 μm . Foram utilizados padrões naturais ou sintéticos para a calibração dos diferentes elementos químicos e correcções ZAF. Os padrões utilizados foram os seguintes: albite (Na $K\alpha$, Si $K\alpha$); wollastonite (Ca $K\alpha$, Si $K\alpha$); Al_2O_3 (Al $K\alpha$); MnTiO_3 (Mn $K\alpha$ e Ti $K\alpha$), MgO (Mg $K\alpha$), ortoclase (K $K\alpha$); Fe_2O_3 (Fe $K\alpha$); apatite (P $K\alpha$); barite

(Ba L α); SrTiO₃ (Sr L α); Cr₂O₃ (Cr K α); F (F K α) e Cl (Cl K α). O limite de detecção é cerca de 0,2 %. A precisão relativa obtida é de cerca de ± 4 % para concentrações de 4% em peso e de cerca de 10% para concentrações <0,25% em peso.

3) Microsonda electrónica CAMECA Camebax SX50, do Centro de Instrumentacion Científica da Universidade de Granada, Espanha com as seguintes condições de análise: tensão de aceleração 15 Kv, intensidade do feixe 15 nA, tempo de contagem 10 s de pico e 5 s de fundo. Os padrões utilizados, limite de detecção e precisão relativa foram os mesmos de 2).

4) Microsonda electrónica CAMECA CAMEBAX do Laboratório do ex-IGM, equipada com três espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda (WDS) e um espectrómetro de dispersão de energias (EDS). As análises foram obtidas com uma energia de feixe de 15 kV e uma intensidade de corrente de feixe de 20 nA, com tempos de aquisição de 10 s para o pico e 5 s para o fundo. Nas análises de óxidos, os tempos de contagem foram aumentados para 20 s e 10 s, respectivamente. Na maior parte dos minerais analisados, o diâmetro do feixe de electrões incidente foi de 5 μ m. Por vezes, nas análises de filossilicatos, o diâmetro foi aumentado para cerca de 10 μ m. Os padrões utilizados nas análises foram os seguintes: albite (Na K α , Si K α); wollastonite (Ca K α , Si K α); Al₂O₃ (Al K α); MnTiO₃ (Mn K α e Ti K α), MgO (Mg K α), ortoclase (K K α); Fe₂O₃ (Fe K α) e apatite (P K α). O limite de quantificação é cerca de 0,2 %. A precisão relativa obtida é de cerca de ± 4 % para concentrações de 4% em peso e de cerca de 10% para concentrações <0,25% em peso.

O Microscópio Electrónico de Varrimento (SEM) do Centro de Instrumentacion Científica da Universidade de Granada, ZEISS DSM 950, com detector EDX (espectrómetro de Raios-X de energia dispersiva) e sistema de microanálise LINK ISIS OXFORD, foi também utilizado para obtenção de imagens de minerais acessórios e zonamentos, bem como para obtenção de várias análises químicas de minerais. A precisão analítica é melhor que 10%.

3.7. Geocronologia do zircão

Os concentrados de zircões dos granitóides seleccionadas para este estudo, foram obtidos utilizando os métodos convencionais (separador magnético e líquidos densos) no “Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Royal Academie of Sciences”, St. Petersburg, Rússia.

Para a datação do zircão, dos granitóides do Maciços de Portalegre e Carrascal, uma primeira abordagem foi feita pelo método de evaporação sequencial de ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em grãos individuais representativos de cada população (“²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb single zircon stepwise evaporation method”), também conhecido por método de Kober (Kober, 1987), conjuntamente com o método LA-ICP-MS. Embora o método de Kober seja bastante mais preciso, é bastante mais moroso que o método LA-ICP-MS, que permite obter um maior número de análises. Posteriormente, foi usado o método SHRIMP (“Sensitive High-Resolution Ion-Microprobe”), num granito do Maciço de Portalegre para resolver algumas dúvidas dos métodos utilizados previamente *ie* clarificar as idades de cristalização magmáticas bem como as idades herdadas.

No Maciço de Nisa foi utilizado somente o método SHRIMP, em dois granitóides seleccionados.

3.7.1. Metodologia de evaporação sequencial de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

As análises de evaporação de grãos individuais de zircão (KOBBER, 1987) foram executadas num espectrómetro de massa de ionização térmica com um multicolector SEM-RPQ Finnigan Mat 262, com fonte iónica de duplo filamento na Universidade de Granada. Os grãos de zircão foram montados num filamento de evaporação de Re em forma de canoa e aquecidos até ao filamento de chumbo ser suficientemente intenso (~200-400 iões de ^{206}Pb por segundo). O Pb foi recolhido no filamento de ionização durante 20-30 minutos, e seguidamente foi analisado em 5 blocos com 7 “scans” por bloco. Uma vez terminada a análise, um novo patamar (“step”) é iniciado por aquecimento do zircão no filamento de evaporação a uma temperatura superior do “step” prévio (geralmente aumentando a corrente para 50-100 mA) e o Pb depositado no filamento de ionização, analisado como anteriormente. Este procedimento foi repetido até ao Pb ficar “esgotado” (removido) do zircão. O número de patamares (“steps”) auferidos dependeu do tamanho e do conteúdo em Pb de cada zircão.

A aquisição dos dados foi efectuada em modo dinâmico (“peak hopping”), usando um multiplicador de electrões secundários como detector, com a sequência de massa: 206-204-206-207-208. A razão da massa 204/206 foi monitorizada para detectar e, caso necessário, fazer a correcção do Pb comum. Factores para a correcção do Pb comum foram calculados por iteração através das razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ do modelo de Stacey & Kramers (1975) e a idade calculada, até à convergência para um valor constante. A fraccionação de massa no detector foi corrigida pela multiplicação por $\sqrt{(207/206)}$. Os erros padrão (SE) para cada patamar foram calculados de acordo com a fórmula: $SE = 2 \cdot \sigma / \sqrt{n}$. Contudo, o intervalo de confiança 2σ para a idade final calculada é dado pela seguinte formula: $(X - t(0,025)\sigma/n, X + t(0,005)sd/n)$, sendo X e sd a média e o desvio padrão dos patamares medidos, n o número de patamares, e $t(0,025)$ o ponto mais alto (0,025) da distribuição de t para (n-1) graus de liberdade (Johnson & Bhattacharyya, 1984).

Como os grãos com diferentes componentes de Pb, tais como os que têm núcleos residuais e com bordos de crescimento mais recentes, podem dar idades de mistura, a evolução das razões isotópicas de Pb em cada patamar foram verificadas, sendo rejeitadas aquelas que mostravam alguma variação sistemática perceptível entre os 5 blocos, *ie*, quando o primeiro e o último foram diferentes significativamente aplicando o teste estatístico, t student com $\alpha = 0,05$.

3.7.2. Método LA-ICP-MS

Os zircões foram datados com um sistema LA-ICP-MS de grão individual: Mercantek de 213 nanómetros de laser acoplados a um espectrómetro Agilent 7500s com tocha de plasma acoplada. A ablação foi efectuada numa atmosfera de He.

O diâmetro do feixe de laser foi mantido no intervalo 60-80 microns. O ponto de incidência

“spot”) foi propalado durante 45 segundos, com uma taxa de repetição do laser de 10 Hz utilizando 55% da energia disponível. Seguidamente o ponto de incidência foi ablado durante 60 segundos a 10 Hz utilizando 75% da energia disponível (de saída) do laser. Para manter o laser focado durante a ablação, o porta-amostra foi programado para subir 5 microns a cada 20 segundos.

Como padrão de rotina analítica foi usado o vidro NIST-610, que contém cerca de 450 ppb de cada elemento. Uma sessão típica de análise numa lâmina delgada de zircões começa e termina com a análise do vidro NIST-610, que é sempre analisado a cada 4 pontos para corrigir o desvio.

Os brancos analíticos foram medidos antes de cada ponto repondo a energia laser a zero e mantendo constantes todos os outros parâmetros.

Como padrões internos foram usados zircónio e silício. A redução dos dados foi efectuada com um “software” particular implementado como um ficheiro com extensão ado (cedido por F. Bea) do programa comercial STATA. Este software permite: identificar e remover estranhos (“outliers”), subtracção de brancos, correcção de desvio, correcção interna do padrão e conversão para unidades de concentração. A precisão, calculada em 10 replicados do NIST-610 medidos em cada sessão foi cerca de $\pm 1\%$ para a razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

As razões isotópicas de chumbo do padrão NIST-610 usadas para a calibração de U-Pb foram determinadas por TIMS convencional na Universidade de Granada. A fraccionação de massa foi monitorizada e corrigida com a razão de $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl}$.

A precisão da datação U-Pb foi controlada por análises do zircão do ortogneisse de Almohalla (Centro de Espanha) com uma idade homogénea de 543 ± 3 Ma, determinada pelo método U-Pb por microsonda iónica bem como por análise singular de grãos por evaporação sequencial de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Bea et al., 2003).

O cálculo das idades foi efectuado através do diagrama da concórdia Tera-Wasserburg, usando a correcção de chumbo comum ^{207}Pb e com o diagrama concórdia-discórdia convencional usando o método de dupla discórdia (Bea & Montero, não publ.), para estimar a idade de amostras altamente discordantes tais como as do Maciço de Portalegre. O método consiste em estimar as análises discordantes que são afectadas somente por Pb comum e quais as que são afectadas por perda de Pb, calculando ambas as linhas de discordia. Se as duas linhas se interceptam com a concórdia no mesmo ponto, pode-se aceitar com segurança o valor da intercepção como uma estimacção próxima da idade dos zircões.

3.7.3. Método SHRIMP II

Esta técnica foi utilizada na “Research School of Earth Sciences, Australian National University”, Canberra. Os zircões seleccionados, foram montados, juntamente com zircões de referência TEMORA e SL-13, numa resina “epoxy” e polidos até se alcançar uma secção equatorial. Os zircões de cada amostra foram previamente observados e documentados ao microscópio em luz transmitida e reflectida e num SEM com dispositivo de cátodo-luminescência (CL). A preparação foi revestida com 5 nm de

ouro de elevada pureza. A mesma preparação foi utilizada para análise de microsonda iónica *in situ* SHRIMP II, Sensitive High Resolution Ion Micro Probe. Os zircões foram analisados para os isótopos de U-Th-Pb de acordo com os procedimentos de Williams & Claesson (1987); Williams (1998); Williams et al. (1996). Um feixe primário de iões negativos de O₂, com 10 kV e cerca de 25 µm de diâmetro, foi incidido na superfície da amostra. Foram então obtidos iões secundários, positivos, os quais foram analisados em 5000 R, por contagem de impulsos, utilizando um multiplicador de electrões e alterando ciclicamente o campo magnético. Cada conjunto de cinco leituras demorou cerca de 13 minutos. As razões isotópicas de Pb foram calculadas sem recurso a correcções por fraccionamento. O fraccionamento inter-elementar foi calibrado com zircão normalizado TEMORA ou SL13. Na sessão de análise o coeficiente de variação para medições múltiplas do Pb/U normalizado foi inferior a 0,5%. O valor da incerteza daí resultante foi incluído na margem de erro associada às idades obtidas. Genericamente, foram detectados valores de Pb comum bastante baixos, o que poderá indiciar contaminação laboratorial da superfície da amostra com impacto nulo nos resultados. O reduzido número de amostras que indicaram Pb comum mais significativos foram corrigidos assumindo uma composição de Pb comum que estivesse de acordo com a idade do zircão alvo (Cumming & Richards, 1975). As correcções ao Pb comum foram efectuadas utilizando o ²⁰⁴Pb medido. O cálculo das concentrações de U, Th e Pb foi feito assumindo 238 ppm U no padrão de zircão SL-13 (pegmatito do Sri Lanka). As incertezas listadas na Tabelas e graficamente representadas nos diagramas da concórdia Tera-Wasserburg (Capítulos 4.4 e 6.4) são a estimativa de precisão a 1σ, calculadas a partir da contagem de erros e da propagação de incertezas introduzidas pela correcção de Pb comum. Todas as idades U-Pb são referenciadas ao valor de ²⁰⁶Pb/²³⁸U=0,0928 (equivalente a 572 Ma) para o padrão de zircão utilizado SL-13 e foram calculadas utilizando as constantes de Steiger & Jäger, (1977).

CAPÍTULO 4

MACIÇO DE PORTALEGRE

4.1. Petrografia

4.2. Geoquímica de rocha total

4.3. Mineralogia

4.4. Geocronologia do zircão

4.5. Geoquímica isotópica

4.6. Petrogénese

4.7. Conclusões Gerais

4. MACIÇO DE PORTALEGRE

4.1. Petrografia

As rochas do Maciço de Portalegre correspondem a granitos tectonizados, orientados, por vezes com aspectos texturais semelhantes aos dos ortognaisses (s.l.) bem evidenciados em afloramento e ao microscópio. A intensidade da deformação foi geralmente bastante acentuada, conduzindo também a texturas por vezes fortemente cataclásticas/miloníticas (Fig. 4.1.1).

Os quatro granitos (representados no mapa da Fig. 3.2) são constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite, ilmenite, rútilo, zircão, apatite e monazite. Contudo, o granito GP2 possui também turmalina, fosfatos de Y, REE e U e óxidos de U e Th e GP1 e GP3 têm xenótima, torite e esfena e carbonatos de REE. Variam os aspectos texturais: a granulometria, a presença /ausência do carácter porfíroide e a maior ou menor intensidade da deformação.

Os granitos apresentam composições que se enquadram no grupo dos sienogranitos a granitos com feldspato alcalino, com excepção de uma amostra do grupo de Carreiras (GP2) que apresenta composição granodiorítica (Capítulo 4.2).

Seguidamente serão descritos os aspectos texturais mais significativos de cada granito. Posteriormente, a descrição das características dos vários minerais, ao microscópio será feita globalmente para todos os granitos de modo a não se tornar muito repetitiva.

Granito de Alagoa (GP1)

É o granito dominante, ocorre no centro do Maciço, possui grão muito grosseiro, porfíroide, com megacristais de quartzo e feldspato potássico perfitico, que podem atingir os 4 x 2 cm de comprimento numa matriz de grão grosseiro formada essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclase (1-15% An), biotite, e moscovite (Fig. 4.1.1 A-C). A textura é fortemente foleada, mostrando cataclase e estiramento dos grãos.

Uma observação em pormenor dos megacristais de feldspato mostra que, não são homogêneos, englobando por vezes vários cristais de feldspato potássico e de plagioclase (Fig. 4.1.1 B). A biotite é a mica dominante e ocorre intersticialmente em faixas, concentrada nos planos de foleação, por vezes granulada, com inclusões de zircão, opacos e esporádicos cristais de granada (almandina) (Fig. 4.1.5 A). A moscovite ocorre em estreita associação com a biotite, sendo provavelmente de sincristalização.

Granito do Cigano (GP1a)

Este granito, situado entre o de Carreiras (GP2) e o de Alagoa (GP1), tem composição e características mineralógicas semelhantes às deste último, possui igualmente tendência porfíroide, mas granularidade média (≈ 5 mm), e geralmente apresenta-se menos deformado (Fig. 4.1.1.D). Os megacristais (≤ 2 cm) são de feldspato potássico perfitico e de quartzo. A plagioclase (albite), de várias gerações, ocorre na matriz normalmente flectida e encurvada ou a envolver os megacristais de

feldspato potássico (Fig. 4.1.2. A, E). A biotite ocorre na matriz em pequenos agregados. A moscovite apresenta-se bem desenvolvida preferencialmente associada com o feldspato potássico (Fig. 4.1.4 B, F).

Granito de Carreiras (GP2)

É o granito dos bordos norte e sul e de cúpula do Maciço. Apresenta granulometria variável, média a grosseira* (4 a 20 mm). Uma característica particular é a cor quase negra do quartzo que confere um tom escuro à rocha. Além deste mineral é constituído por feldspato potássico, geralmente perítico, plagioclase (albite), biotite, e moscovite. A norte, na mancha de Carreiras apresenta-se intensamente fracturado, com texturas cataclásticas, com grãos partidos e esmagados e com coalescência de agregados de quartzo resultantes do esmagamento de cristais maiores, devida a recristalização posterior. A fracturação é tão intensa que, frequentemente, não só o quartzo mas também os feldspatos e as micas ocorrem finamente sub-granulados formando mosaicos (Fig. 4.1.1 E-F).

Na mancha sul, a norte de Fortios, a deformação e alteração são ainda mais intensas, com texturas miloníticas, devido à proximidade do cavalgamento de Portalegre, e o granito apresenta-se mais esmagado e mais alterado com menos biotite e predomínio da moscovite (Fig. 4.1.1 G-H).

Granito de Belo-Horizonte (GP3)

Ocorre na parte mais interna do Maciço, apresenta relações de contemporaneidade com o granito de Alagoa (GP1) e tem composição e características mineralógicas semelhantes a este, mas é de granularidade bastante mais fina, sendo um granito de grão fino e de tendência porfiróide. Os megacristais ($\leq 0,5$ cm) são de feldspato potássico perítico. Neste granito a deformação é muito variada. Em alguns locais as rochas conservaram a textura original levemente orientada (Fig. 4.1.1 I), enquanto que noutros foi muito intensa com desenvolvimento de foliações miloníticas (4.1.1 J).

Uma característica particular deste granito é o desenvolvimento de texturas micrográficas e vermiculares mais ou menos acentuadas, nos feldspatos (Fig. 4.1.1 K-L). A plagioclase tem composição de albite a oligoclase (1-12% An). A biotite pode ocorrer como inclusão no quartzo (Fig. 4.1.3 F) ou mais frequentemente recristalizada (Fig. 4.1.1 J). A moscovite surge geralmente bem desenvolvida em cristais subédricos de maior dimensão (Fig. 4.1.1J, 4.1.4 D-E). Sulfuretos esporádicos podem ocorrer (Fig. 4.1.5 C).

Descrição dos minerais

* A classificação internacionalmente recomendada, relativamente à granulometria dos granitos, considerando a dimensão da matriz, é a seguinte: grão fino <1mm; 1mm < grão médio <5mm; grão grosseiro >5mm. Contudo, a prática na cartografia portuguesa tem sido outra, dado que a maioria dos granitos portugueses cairia apenas no grupo dos granitos grosseiros, o que, obviamente, traria problemas de visualização. Assim, dado que este trabalho se integra nos projectos de cartografia geológica, permitimo-nos apresentar uma classificação ligeiramente distinta.

O **quartzo**, de dimensão variável, é sempre anédrico, com extinções fortemente ondulantes e bordos intensamente serrilhados. Ocorre em cristais maiores muito fracturados, por vezes sob a forma de ocelos ou recristalizado, em agregados geralmente de reduzida dimensão, envolvendo e preenchendo fracturas de outros cristais de quartzo e feldspatos (Fig. 4.1.1).

Os **feldspatos** ocorrem partidos, com fracturas preenchidas por quartzo e/ou flectidos com extinções ondulantes. Estão frequentemente alterados para minerais do grupo das argilas e moscovite secundária.

A maioria do **feldspato potássico**, de forma e dimensão variada, está quase sempre pertitzada (Fig.4.1.1., 4.1.2 A-C)). Por vezes, apresenta reticulado típico da microclina. Ocorre em cristais subédricos a anédricos com inclusões de todos os outros componentes minerais e intersticialmente na matriz. No granito de Belo-Horizonte (GP3) são frequentes intercrescimentos micrográficos com o quartzo (Fig. 4.1.1 K-L).

A **plagioclase** ($1 < \%An < 15$), correspondente a várias gerações, ocorre quer no interior do feldspato potássico com bordos corroídos (Fig. 4.1.2 B) quer por vezes envolvendo-o (Fig. 4.1.2 A) e também na matriz em cristais isolados. Apresenta-se frequentemente encurvada, com maclas deformadas e extinção ondulante e/ou fracturada (Fig. 4.1.2 D-E). Pode conter inclusões de apatite (Fig. 4.1.2. F).

A **biotite**, em geral, forma agregados recristalizados de grão muito fino, e mais raramente, ocorre isolada, preservada como inclusão no quartzo ou em feldspatos (Fig.4.1.3 F). Contêm inclusões de óxidos (ilmenite, rútilo), apatite, esfena e halos pleocróicos envolvendo cristais de acessórios tais como zircão e monazite (Fig.4.1.3). Por vezes, a biotite ocorre descolorada ou altera-se mineral verde escuro micáceo. A cloritização é incipiente.

A **moscovite** ocorre em várias formas: 1) em cristais euédricos bem desenvolvidos dispersos na matriz (Fig. 4.1.4E); 2) cristais maiores intersticiais desenvolvidos entre os feldspatos, por vezes corroídos (Fig. 4.1.4A, B); 3) pequenos cristais associados ou intercrescidos com a biotite (Fig. 4.1.3B); 4) pequenas palhetas nos feldspatos que ocorrem a substituí-lo (Fig. 4.1.2E). Ocorre flectida e com extinção ondulante. Com base nas texturas a moscovite corresponde a uma fase tardi – a pós-magmática, mas também ocorre moscovite secundária. Um exemplo de moscovite secundária pode ser observado na Fig. 4.1.4 C. No caso da mancha sul do granito de Carreiras (GP2) a moscovite é a mica dominante.

Os minerais acessórios dos granitos do Maciço de Portalegre são muito variados e foram também estudados ao microscópio electrónico de varrimento (SEM), para melhor identificação e visualização das suas complexas relações texturais:

A **granada** (almandina), apenas detectada em raras amostras do granito de Alagoa (GP1), ocorre de forma quase euédrica, fracturada e preenchida por minerais de alteração e envolvida por cristais de biotite com inclusões de ilmenite e rútilo (Fig. 4.1.5A).

A **turmalina** ocorre esporadicamente no granito de Carreiras (GP2) e de Alagoa (GP1). É fortemente pleocróica (ω -azul, ϵ -verde), ocorrendo sempre em cristais partidos a envolver e penetrando nos cristais de feldspatos euédricos (Fig. 4.1.5B).

A **ilmenite** é o opaco mais abundante em todos os granitos e ocorre preferencialmente incluída na biotite, em estreita associação com o **rútilo** (Fig. 4.1.6 A-D). Algumas variedades são ricas em Zn (Fig. 4.1.6 F). Além de associado com a ilmenite, o **rútilo** também ocorre como inclusão na biotite (Fig. 4.1.6 E).

O **zircão** apresenta várias formas e dimensões, desde prismas euédricos a formas anédricas (Fig. 4.1.7 A-F; Fig. 4.1.8A, C, D; Fig. 4.1.9D). Encontra-se inclusive em todos os minerais. Apresenta-se por vezes zonado, fracturado ou com texturas de corrosão/dissolução (Fig. 4.1.7 B). Contém inclusões de outros minerais tais como: xenótima (Fig. 4.1.7 C), óxidos de Nb (Fig. 4.1.7 D), torite, monazite e minerais complexos não analisados (Fig. 4.1.7 E).

A **apatite** ocorre preferencialmente no interior da biotite e da plagioclase (Fig. 4.1.2 F), associada a outros minerais acessórios tais como a monazite e o zircão (Fig. 4.1.8 C, D, F).

A **monazite** ocorre geralmente associada à apatite com texturas de dissolução mais ou menos intensas (Fig. 4.1.8 F, Fig. 4.1.9 A), ou isoladamente de forma anédrica como inclusão na biotite (Fig. 4.1.9 B). Pode ocorrer associada a outros fosfatos (xenótima) e zircão (Fig. 4.1.8 D, F), e outros minerais complexos (Fig. 4.1.8 B).

A **xenótima** é um acessório frequente, ocorrendo preferencialmente na biotite e associado com outros acessórios (Fig. 4.1.8A-C, E, F).

Alguns **minerais de urânio** (óxido de U \pm Th talvez uraninite e fosfato de Y, REE e U) foram detectados apenas nos granitos de Carreiras (GP2), sobretudo na amostra menos evoluída (granodiorito, Fig. 4.1.9.C, D, E). O facto do U ser um elemento radioactivo poderá justificar a presença de quartzo negro nestes granitos. A cor escura do quartzo tem sido atribuída à presença de Si livre na estrutura resultante da exposição à radiação de elementos radioactivos (e.g., Klein & Hurlbut, 1985) e/ou resultante da deformação na rede cristalina.

Outros minerais complexos tais como carbonatos e silicatos de Ca e REE, óxidos de Nb, fosfatos de REE e Th e silicatos de Y e REE foram também detectados (Figs. 4.1.8B e 4.1.9 F-G).

A paragénese e composição dos minerais acessórios portadores de REE, Y, Th, U, são controladas pela aluminosidade da rocha. No caso dos granitos do Maciço de Portalegre essa associação, composta

por monazite, xenótimo, apatite, zircão, silicatos de Th, e minerais de U, é típica de rochas peraluminosas (Bea, 1996).

Sulfuretos esporádicos, como a arsenopirite (Fig. 4.1.5C) também podem ocorrer em pequenos cristais euédricos ou preenchendo fracturas tardias (Fig. 4.1.5D).

Evidências petrográficas de alteração e metamorfismo de baixo grau são dadas pelos minerais secundários: hidróxidos de Fe, clorite que substitui incipientemente a biotite e moscovite secundária e minerais do grupo das argilas nos feldspatos.

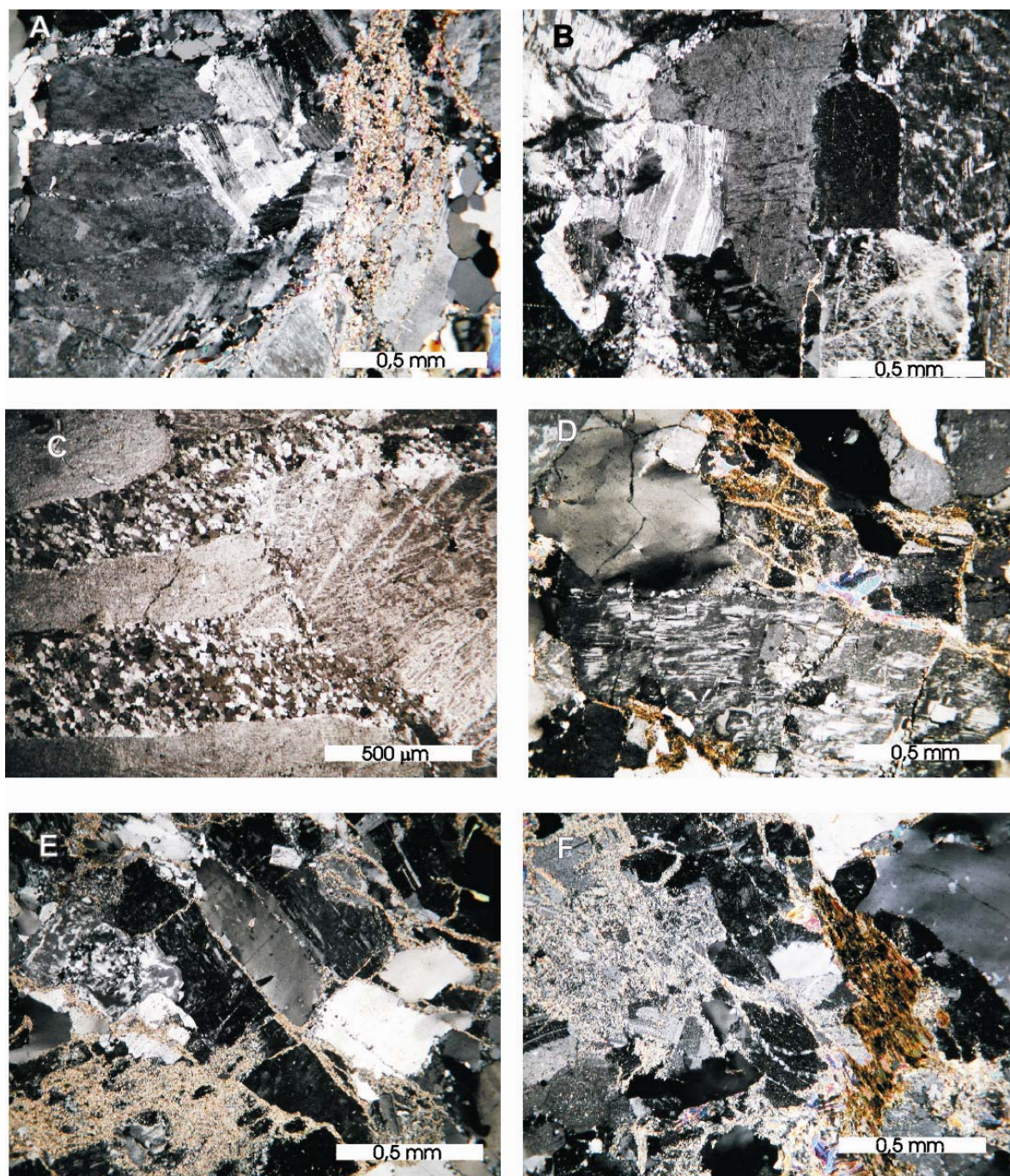


Fig. 4.1.1. Microfotografias, mostrando os aspectos texturais dos granitos do Maciço de Portalegre; **A:** textura do granito de Alagoa (GP1), megacristal de feldspato potássico fracturado, numa matriz de feldspatos, quartzo e micas recrystalizadas; **B:** agregado de cristais subédricos de feldspato potássico e plagioclases constituindo um “megacristal” de grandes dimensões no granito de Alagoa (GP1); **C:** pormenor de um megacristal de feldspato potássico, do granito de Alagoa (GP1), com fracturas preenchidas por quartzo finamente recrystalizado; **D:** granito do Cigano (GP1a), megacristal de feldspato potássico com maclas deformadas, numa matriz de quartzo, feldspatos e micas; **E e F:** texturas mais comuns do granito de Carreiras (GP2), mostrando a intensa facturação e cataclase dos minerais. Notar a presença de quartzo negro no canto superior direito da foto E e a intensa moscovitização dos feldspatos.

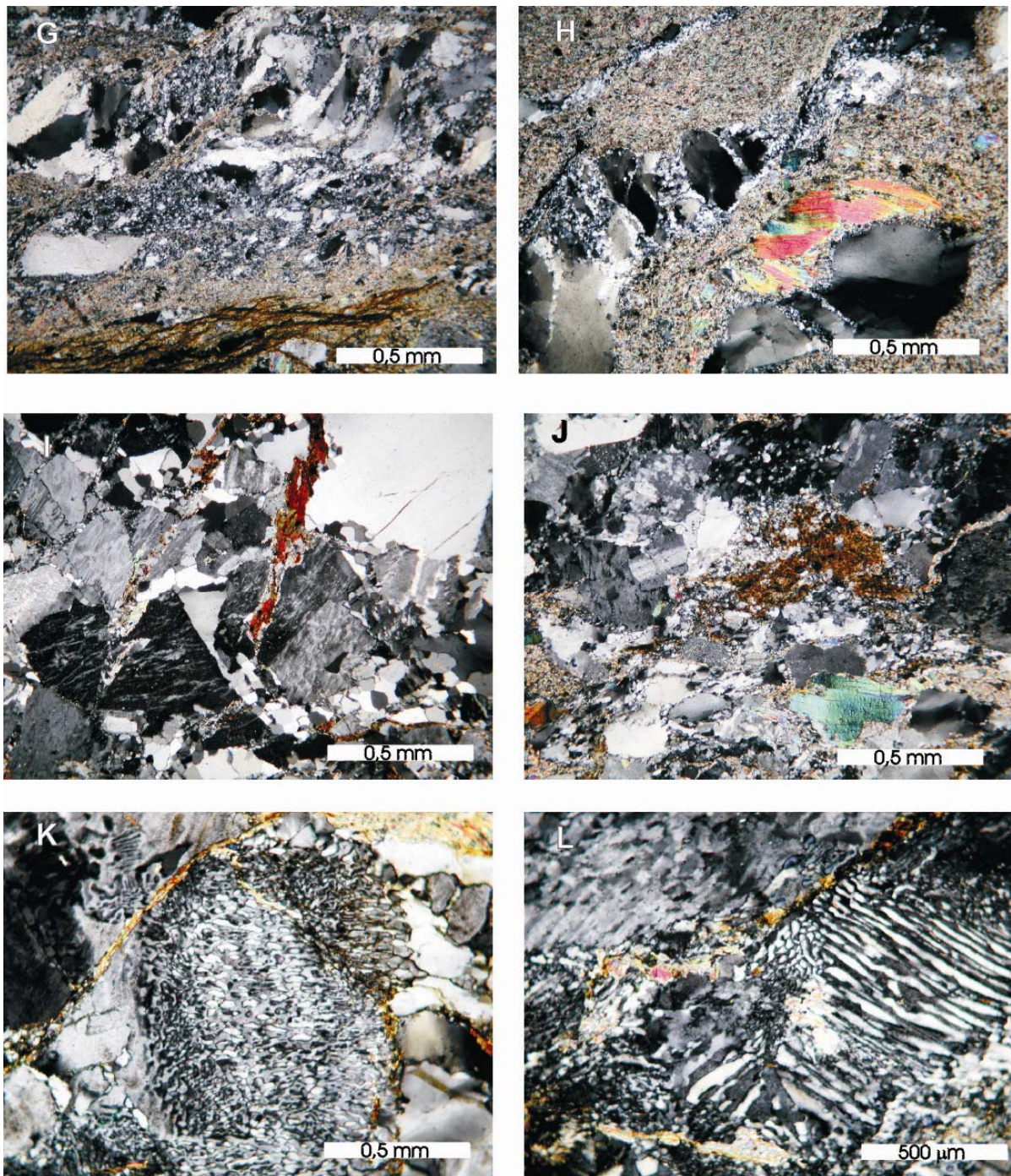


Fig. 4.1.1.(cont.): **G e H:** aspecto extremo da deformação no granito de Carreiras (GP2), com texturas fortemente miloníticas; **I:** granito de Belo-Horizonte (GP3), localmente com textura pouco deformada, granular hipidiomórfica, biotite não alterada preservada nos planos de foleação; **J:** granito de Belo-Horizonte (GP3) com textura mais deformada, cataclástica, biotite recrystalizada em agregados; **K e L:** texturas micrográficas e vermiculares entre quartzo e feldspato potássico, típicas do granito de Belo-Horizonte (GP3).



Fig. 4.1.2. Microfotografias, mostrando os aspectos texturais dos feldspatos dos granitos do Maciço de Portalegre; **A:** megacrystal de feldspato potássico, pertítico, envolvido por um bordo de plagioclase (albite), granito do Cigano (GP1a); **B:** megacrystal de feldspato potássico com inclusões de plagioclases com bordos corroídos, granito de Belo-Horizonte (GP3); **C:** feldspato potássico, pertítico, com fracturas preenchidas por micas secundárias e/ou argilas, granito de Carreiras (GP2); **D:** pormenor de uma plagioclase arqueada e fracturada preenchida de quartzo recristalizado, granito de Alagoa (GP1); **E:** plagioclase com maclas deformadas, granito do Cigano (GP1a); **F:** plagioclase subédrica, com bordos corroídos e sublinhados por micas secundárias, notar as inclusões de apatite, granito de Carreiras (GP2).

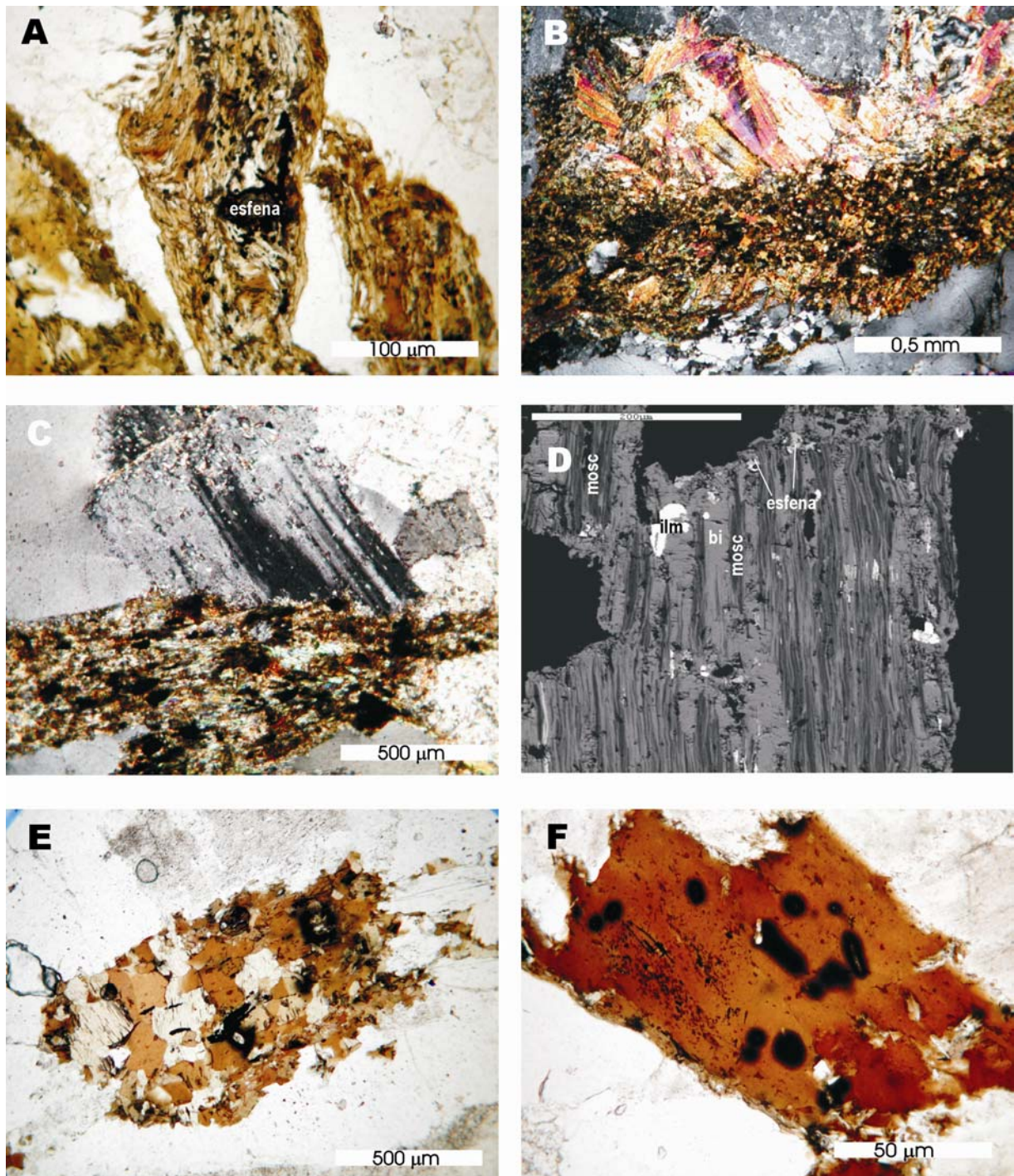


Fig. 4.1.3. Microfotografias mostrando os aspectos texturais das biotites dos granitos do Maciço de Portalegre; **A:** biotite deformada, intercrescida com palhetas de moscovite, marcando a foleação do granito de Alagoa (GP1); **B:** biotite em finos agregados, associada com moscovite, granito de Alagoa (GP1); **C e D:** intercrescimento de biotite/moscovite com inclusões de ilmenite e esfena em luz polarizada e em SEM respectivamente, granito de Carreiras (GP2); **E e F:** cristais de biotite, preservados da deformação, com inclusões de ilmenite, zircão, monazite e apatite, granito de Alagoa (GP1) e de Belo-Horizonte (GP3), respectivamente.

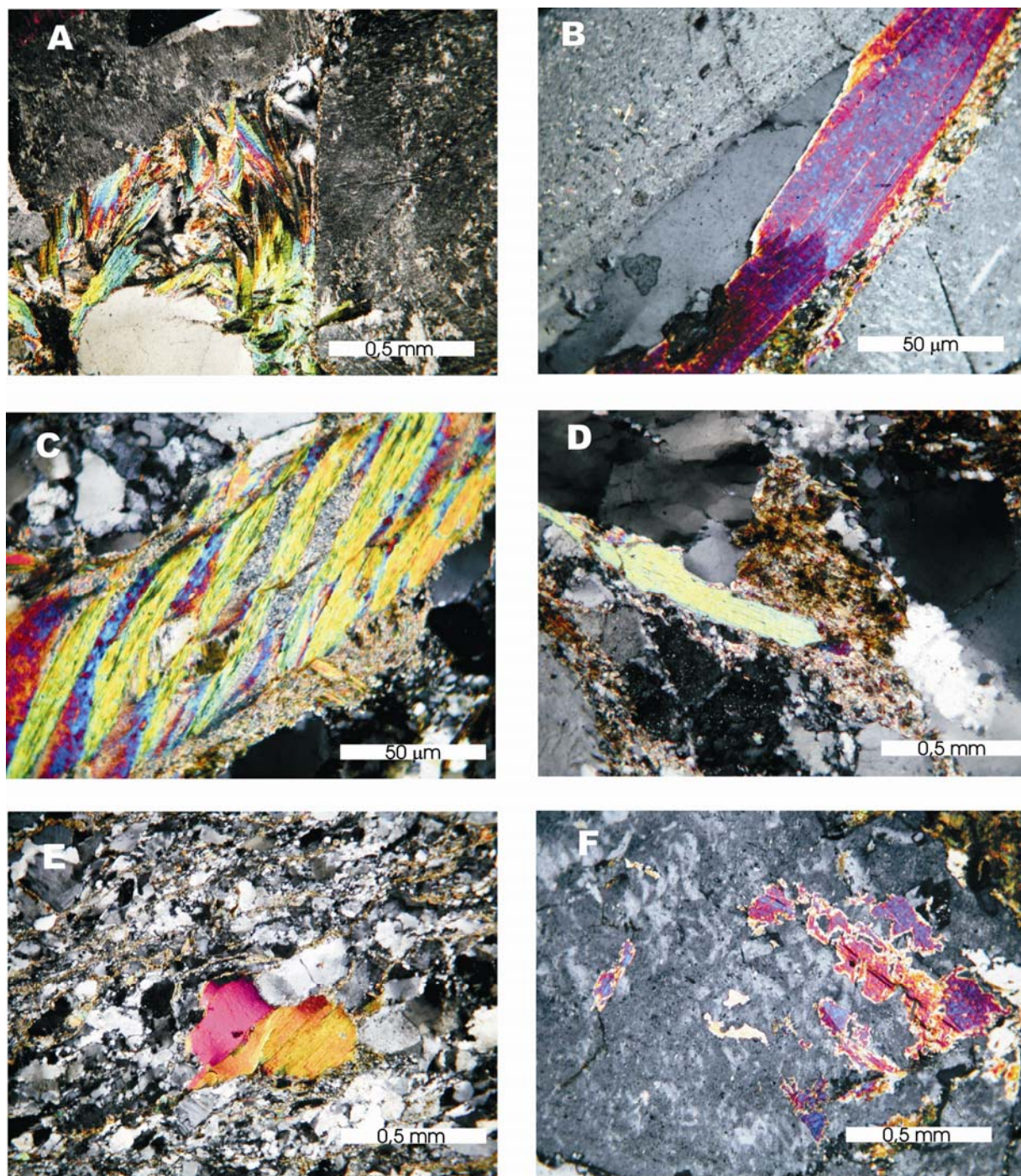


Fig. 4.1.4. Microfotografias, mostrando os aspectos texturais das moscovites do Maciço de Portalegre; **A e B:** pequenos cristais subédricos, desenvolvidos nos interstícios dos feldspatos, granito de Carreiras (GP2) e do Cigano (GP1a), respectivamente; **C:** pormenor de um cristal de moscovite, intensamente deformado, granito de Belo-Horizonte (GP3); **D:** moscovite associada com a biotite, granito de Belo-Horizonte (GP3); **E:** fenocristal de moscovite levemente arqueada numa matriz fortemente deformada, granito de Belo-Horizonte (GP3); **F:** moscovite corroída associada com feldspato potássico, granito do Cigano (GP1a).

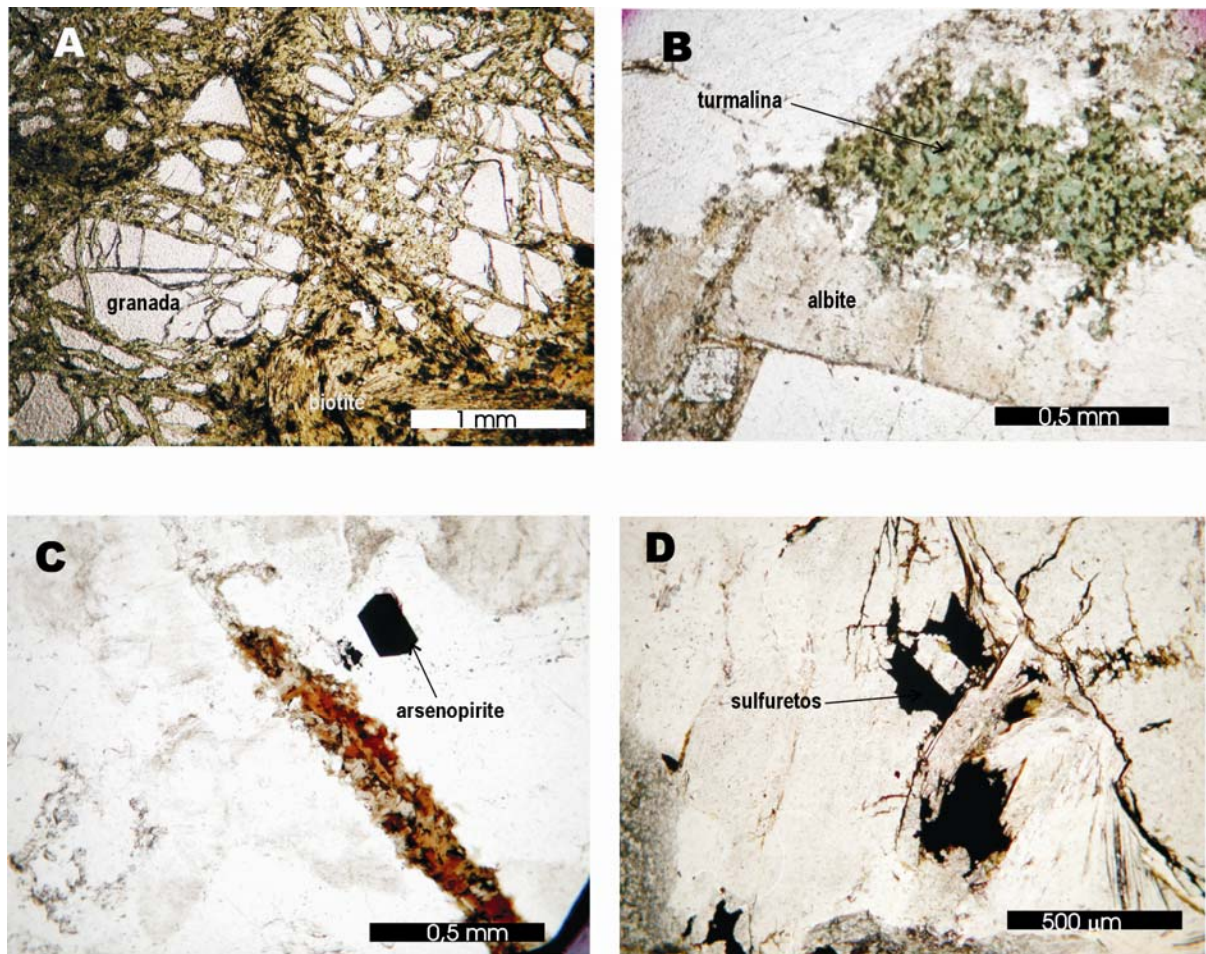


Fig. 4.1.5. Microfotografias, mostrando os aspectos texturais de alguns minerais acessórios do Maciço de Portalegre; **A:** cristais de granada (80% almandina), fracturada, envolvida por agregado biotítico com inclusões de ilmenite e rútilo, granito de Alagoa (GP1); **B:** turmalina no granito de Carreiras (GP2); **C:** arsenopirite no granito de Belo-Horizonte (GP3); **D:** sulfuretos associados à fracturação, granito do Cigano (GP1a).

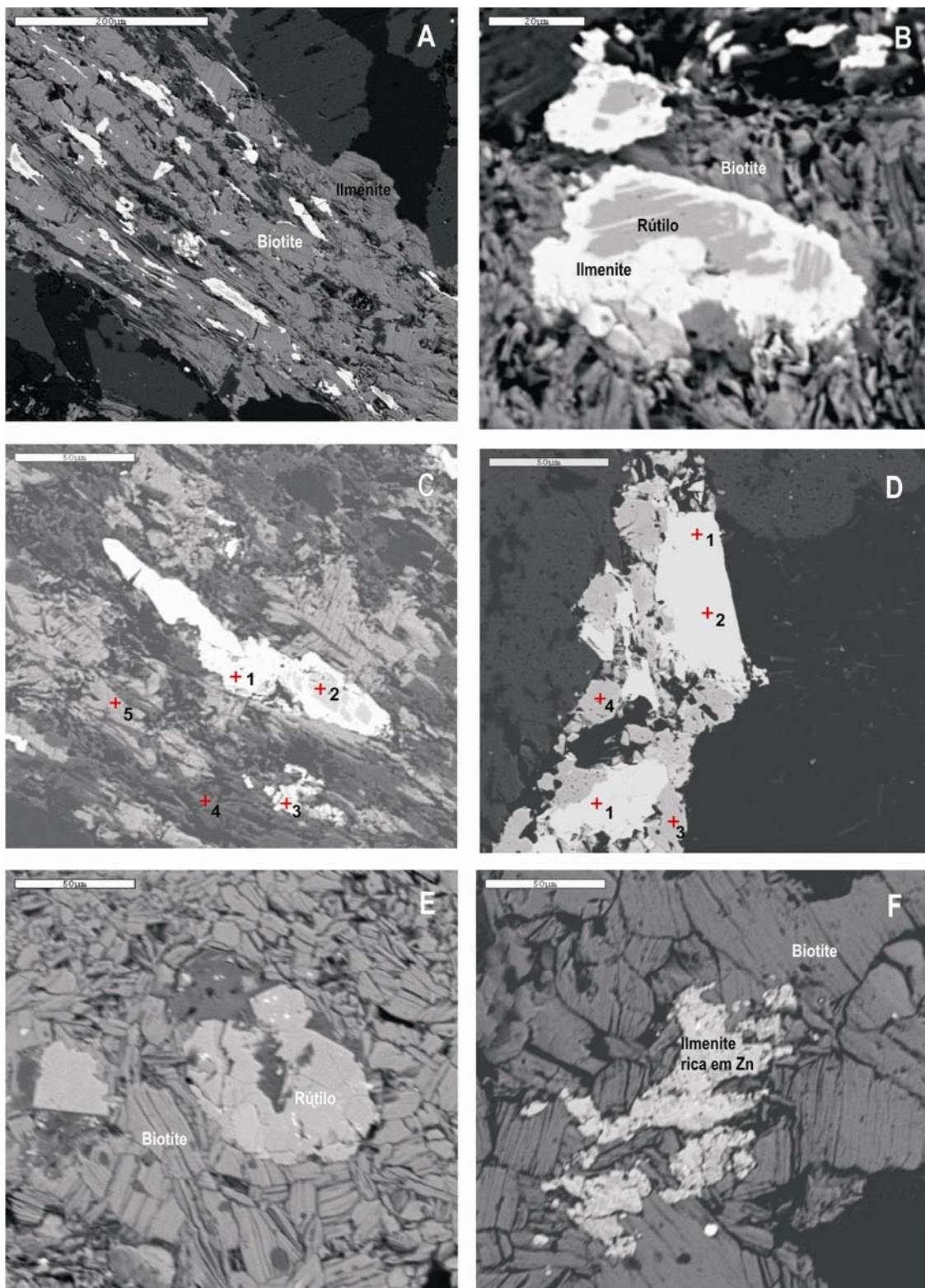


Fig. 4.1.6. Microfotografias obtidas por SEM. **A:** Biotite com inclusões de óxidos (ilmenite ± rútilo) estirados, granito de Belo-Horizonte (GP3); **B:** pormenor da foto anterior, mostrando a relação de ilmenite e rútilo; **C:** ilmenite (1 e 3) e rútilo (2) no interior de agregado de moscovite (4) e biotite (5), granito de Carreiras (GP2); **D:** ilmenite (1 e 2) rodeada por rútilo (3 e 4), granito do Cigano (GP1a); **E:** rútilo no interior de agregado de pequenos cristais de biotite, granodiorito de Carreiras, **F:** ilmenite rica em Zn incluída em agregado biotítico, granodiorito de Carreiras (GP2).

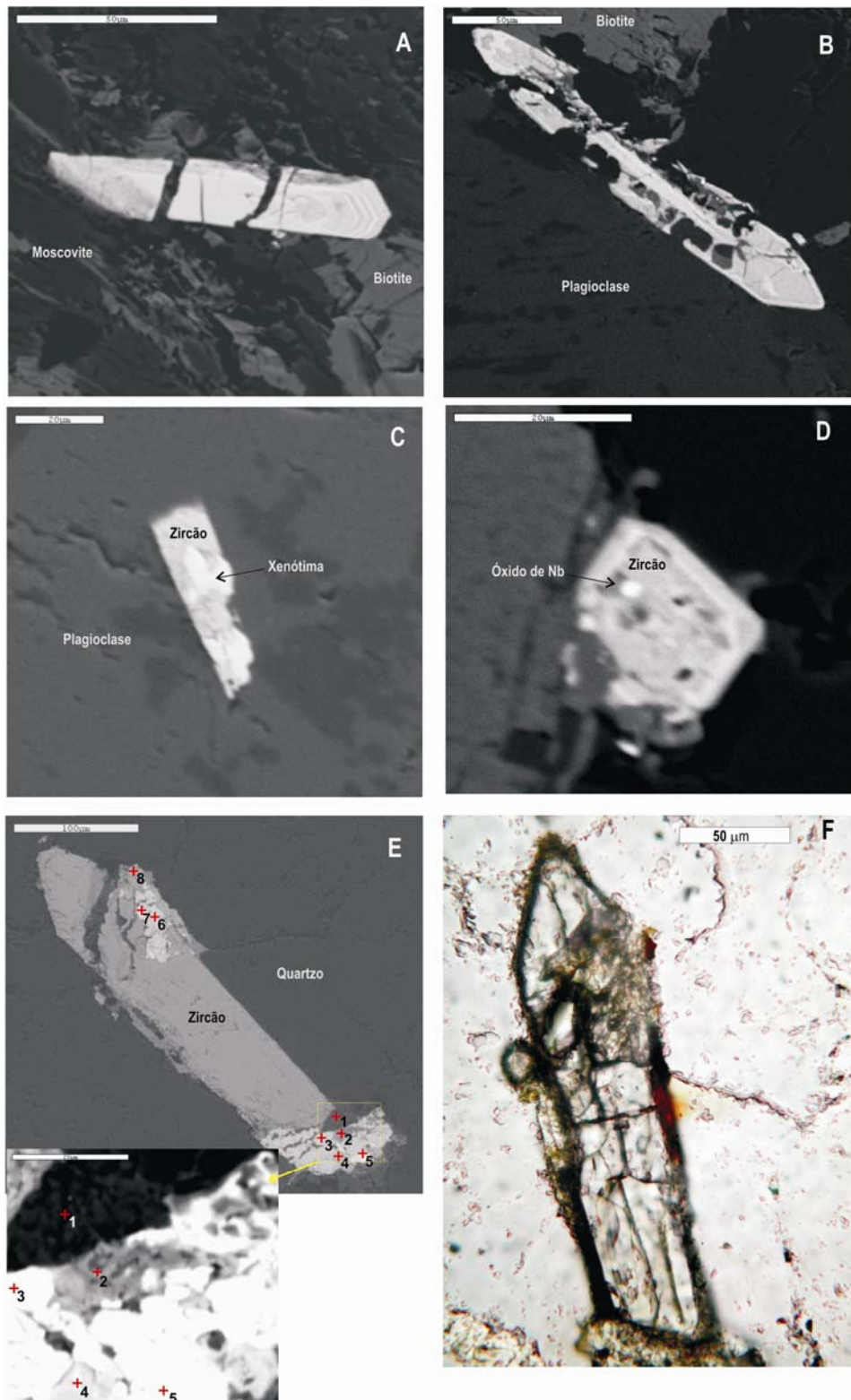


Fig. 4.1.7. A a E: Microfotografias obtidas por SEM; **A:** cristal de zircão zonado e fracturado, granito do Cigano (GP1a); **B:** cristal de zircão corroído (dissolução), granito de Belo-Horizonte (GP3); **C:** zircão com inclusões de xenótima, granito de Belo-Horizonte (GP3), **D:** zircão zonado com inclusões de óxidos de Nb, granito de Belo-Horizonte (GP3), **E:** cristal de zircão prismático associado com carbonato de Ca e REE (1), silicato de Y, Fe e REE (2), monazite (3 e 6), xenótima (4), torite (5), carbonato ou óxido rico em Th (7), carbonato de Ca e REE (8), granito de Alagoa (GP1); **F:** o mesmo cristal de E em luz transmitida.

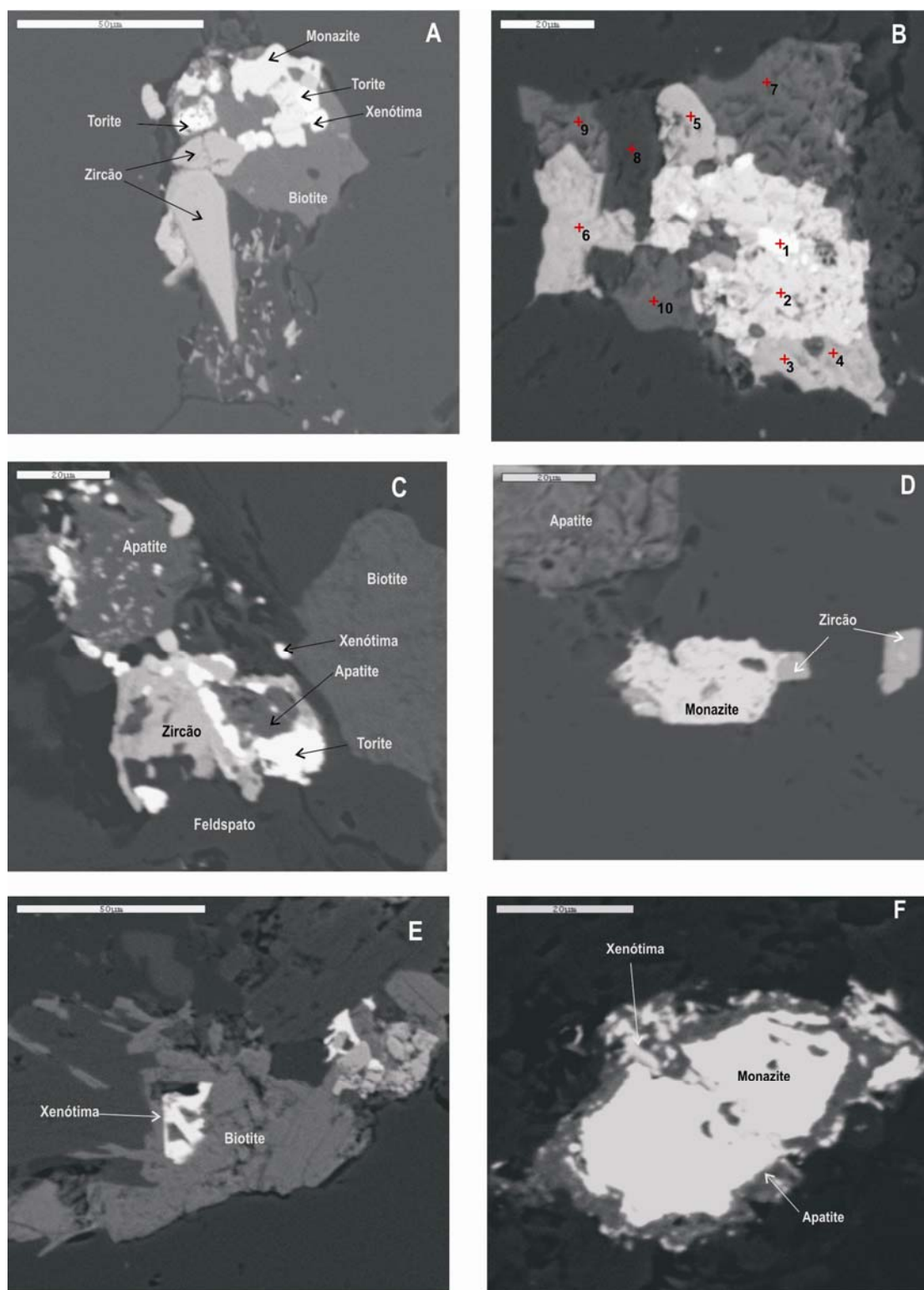


Fig. 4.1.8. Microfotografias obtidas por SEM; **A:** Associação de zircão, monazite, torite e xenótima no interior da biotite, granito de Alagoa (GP1); **B:** associação complexa de minerais acessórios: torite (1) incluída em monazite (2) rodeada por: silicato de Ca, Ce e La (3); carbonatos de Ce e La (4 e 6), carbonato de Ce (7 e 9), xenótima (5), moscovite (8) e apatite (10), granito de Alagoa (GP1); **C:** associação de apatite, zircão, xenótima e torite no interior de feldspato, granito de Belo-Horizonte; **D:** zircão, monazite e apatite, granito de Carreiras (GP2); **E:** xenótima incluída em biotite, granito de Belo-Horizonte (GP3); **F:** monazite e pequenos cristais de xenótima rodeados por apatite, granito de Alagoa (GP1).

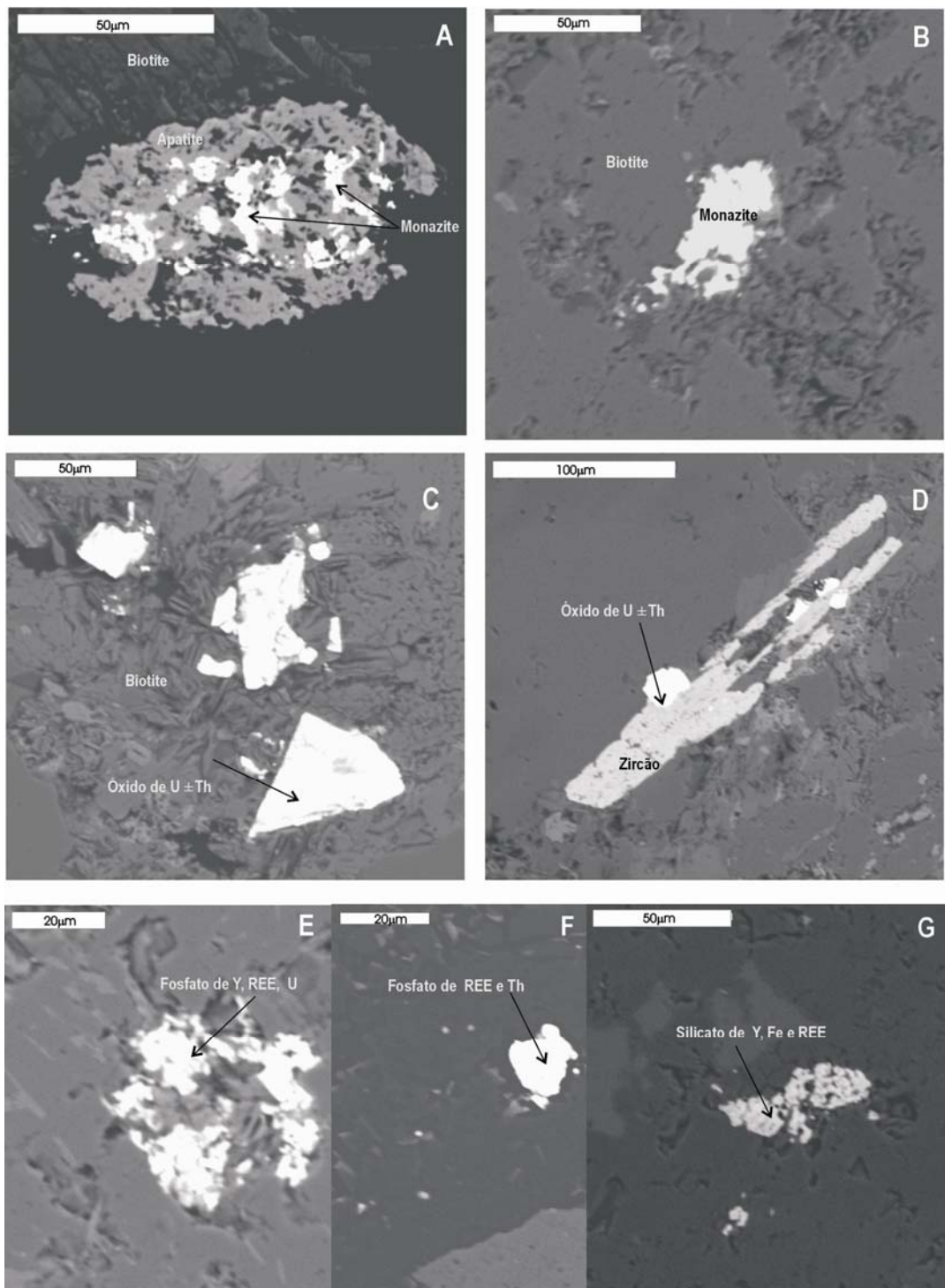


Fig. 4.1.9. Microfotografias obtidas por SEM; **A:** monazite corroída por apatite, granito do Cigano (GP1a); **B:** monazite preservada no interior de biotite, granito de Carreiras (GP2); **C:** óxidos de U ± Th no interior de biotite, monzogranito de Carreiras (GP2); **D:** óxidos de U ± Th associados com zircão, monzogranito de Carreiras (GP2); **E:** fosfato de Y, REE e U, monzogranito de Carreiras (GP2); **F:** fosfato de REE e Th, granito do Cigano (GP1a); **G:** silicato de Y, Fe e REE, granito de Belo-Horizonte (GP3).

4.2. Geoquímica de Rocha Total

Para o estudo geoquímico do Maciço de Portalegre foram analisadas 34 amostras representativas localizadas na Fig. 3.2, 12 correspondem ao Granito de Alagoa (GP1), o granito dominante; 2 ao Granito do Cigano (GP1a); 13 ao Granito de Carreiras (GP2) e 7 ao Granito de Belo-Horizonte (GP3). Todos os granitos do Maciço de Portalegre correspondem a termos bastante siliciosos, $\text{SiO}_2=74,66-76,01\%$, com exceção de uma amostra do Granito de Carreiras (GP2) com $\text{SiO}_2=66,77\%$. As composições médias das análises dos tipos de granitos estão resumidas na Tabela 4.2.1 e as análises químicas de cada amostra são apresentadas no Anexo P1.

Após uma descrição das classificações normativas, químicas e tectônicas que se seguem, as características geoquímicas e as relações entre os quatro tipos de granitos do Maciço de Portalegre irão ser discutidas com base nos diagramas de variação de elementos maiores e traço, terras raras e diagramas multi-elementares.

4.2.1. Classificações normativas e químicas

Segundo as recomendações da IUGS, a classificação para as rochas plutônicas em geral, é a classificação modal usando o diagrama QAPF de Streckeisen (1976) e mais modernamente a de Le Bas & Streckeisen (1991). Contudo, por ser bastante morosa, difícil de concretizar devido à presença de soluções sólidas (feldspatos) e devido à granularidade muito grosseira e ao “fabric” extremamente deformado das rochas do Maciço de Portalegre, optou-se, neste trabalho, por considerar apenas a classificação normativa e química.

O cálculo da norma é uma forma de estimar a composição mineralógica de uma rocha a partir da sua análise química e, no contexto classificativo das rochas ígneas, permite uma classificação pseudomineralógica (e.g., Rollinson, 1993). Tendo em conta que os granitóides estudados apresentam biotite e moscovite na sua composição optou-se por calcular a mesonorma de Barth, em vez da norma CIPW, visto que esta última não comporta aqueles minerais. As composições normativas médias para cada grupo são dadas na Tabela 4.2.2 e as normas de todas as análises são apresentadas no Anexo P2.

Tabela 4.2.2. Média e desvio padrão das mesonormas de Barth dos granitóides do Maciço de Portalegre.

	Alagoa (GP1)		Cigano (GP1a)		Carreiras (GP2)			Belo-Horizonte (GP3)	
	granitos Média (n=12)	DP	granitos Média (n=2)	DP	granodiorito n=1	granitos Média (n=12)	DP	granitos Média (n=7)	DP
Q	36,48	1,67	38,24	0,21	35,64	38,87	1,52	37,47	1,82
Or	29,22	1,84	26,08	1,92	8,21	29,92	1,77	31,05	1,90
Ab	26,68	2,09	27,67	2,28	28,02	23,77	3,63	24,98	2,23
An	0,64	0,58	0,32	0,46	1,24	0,11	0,23	0,03	0,06
C	3,28	0,68	3,63	0,60	8,08	3,99	0,66	3,82	0,83
Bi	2,56	0,36	2,65	0,08	15,76	2,35	0,63	1,74	0,49
Mt	0,54	0,23	0,74	0,21	0,98	0,52	0,12	0,67	0,20
Ti	0,32	0,09	0,34	0,00	1,63	0,16	0,03	0,19	0,08
Ap	0,33	0,02	0,42	0,02	0,44	0,48	0,04	0,44	0,06
Total	100,05	0,09	100,09	0,13	100,00	100,18	0,19	100,39	0,42

n-número de amostras; DP-desvio padrão, quando n=2; Q-quartzo; Or-ortoclase; Ab-albite; An-anortite; C-corundo; Bi-biotite; Mt-magnetite; Ti-esfena, Ap-apatite.

Tabela 4.2.1. Média e desvio padrão das composições químicas de elementos maiores (%), A(CNK), Fe#, elementos traço e REE (ppm), dos granitóides do Maciço de Portalegre.

	Alagoa (GP1)		Cigano (GP1a)		Carreiras (GP2)			Belo-Horizonte (GP3)	
	granitos		granitos		granodiorito	granitos		granitos	
	Média (n=12)	DP	Média (n=2)	DP	n=1	Média (n=12)	DP	Média (n=7)	DP
SiO ₂	75,05	0,54	75,35	0,47	66,77	75,42	0,39	75,15	0,31
TiO ₂	0,15	0,04	0,16	0,00	0,75	0,07	0,02	0,09	0,03
Al ₂ O ₃	13,41	0,26	13,21	0,22	15,67	13,33	0,22	13,44	0,23
Fe ₂ O ₃	0,50	0,21	0,69	0,19	0,90	0,48	0,11	0,63	0,18
FeO	0,95	0,13	1,00	0,08	3,77	0,91	0,26	0,77	0,22
MnO	0,02	0,01	0,04	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,26	0,08	0,30	0,06	2,20	0,22	0,08	0,18	0,06
CaO	0,43	0,12	0,42	0,11	1,03	0,33	0,08	0,26	0,10
Na ₂ O	2,90	0,23	3,00	0,25	3,00	2,57	0,40	2,70	0,25
K ₂ O	5,08	0,28	4,57	0,30	2,94	5,16	0,29	5,28	0,34
P ₂ O ₅	0,16	0,01	0,20	0,01	0,20	0,22	0,02	0,20	0,03
LOI	0,78	0,13	0,84	0,07	2,40	0,94	0,12	0,96	0,23
Total	99,67	0,09	99,74	0,06	99,68	99,67	0,09	99,67	0,13
Fe ₂ O ₃ T	1,55	0,29	1,79	0,11	5,09	1,49	0,33	1,48	0,28
Fe #	0,84	0,03	0,85	0,02	0,68	0,86	0,05	0,88	0,04
A/(CNK)	1,22	0,06	1,24	0,05	1,57	1,28	0,07	1,27	0,08
Li	39	14	43	4	34	60	32	37	16
Rb	217	29	260	28	104	359	35	264	34
Cs	4,9	1,3	6,8	1,5	3,1	7,7	2,3	6,0	1,8
Be	4,23	0,69	4,09	0,13	2,63	3,77	1,59	6,57	8,96
Sr	29	4	27	3	118	14	5	11	4
Ba	246	46	178	5	748	182	100	59	41
Sc	3	1	4	1	14	5	1	4	1
V	10	3	15	0	82	6	4	6	2
Cr	9	3	16	9	51	7	6	5	3
Co	3	2	3	0	11	3	1	2	1
Ni	3	1	4	2	23	4	3	2	1
Cu	4	2	4	3	35	8	5	5	3
Zn	52	16	52	12	83	84	45	42	14
Ga	26,4	7,3	27,6	9,5	23,2	30,1	5,2	24,6	2,6
Y	33	6	25	2	39	19	2	23	4
Nb	13,6	2,5	11,8	0,1	13,9	19,8	6,1	14,9	2,7
Ta	1,3	0,2	1,4	0,1	1,2	2,7	0,9	1,7	0,5
Zr	78	17	84	3	219	48	8	55	13
Hf	2,5	0,4	2,7	0,1	2,1	2,6	0,2	2,6	0,4
Mo	0,7	0,3	0,6	0,6	1,3	0,7	0,5	0,5	0,3
Sn	5,6	0,5	7,7	1,8	3,9	12,9	3,3	11,0	4,4
Tl	1,11	0,13	1,32	0,10	0,51	1,92	0,23	1,35	0,21
Pb	20,3	1,5	15,1	0,5	16,5	9,3	2,7	15,9	2,4
U	4,92	1,33	4,12	0,60	3,49	8,42	4,01	8,97	3,66
Th	9,6	2,3	9,5	0,3	15,1	7,0	0,5	7,1	1,7
La	13,2	2,7	10,5	0,2	45,3	4,7	1,4	5,4	2,7
Ce	32,3	7,5	26,7	0,1	88,7	12,6	2,9	14,4	5,9
Pr	3,8	0,9	3,1	0,2	11,6	1,5	0,3	1,7	0,7
Nd	14,2	3,1	12,9	1,0	45,1	5,6	1,1	6,5	2,8
Sm	4,00	0,93	3,54	0,23	9,45	1,99	0,28	2,08	0,69
Eu	0,29	0,03	0,26	0,02	1,38	0,10	0,06	0,07	0,02
Gd	4,30	1,20	3,83	0,06	8,10	2,21	0,41	2,42	0,55
Tb	0,75	0,20	0,64	0,03	1,30	0,39	0,10	0,42	0,08
Dy	4,58	1,25	4,02	0,13	6,99	2,28	0,73	2,62	0,50
Ho	0,90	0,23	0,83	0,04	1,41	0,39	0,17	0,48	0,10
Er	2,36	0,61	2,31	0,19	3,44	0,97	0,54	1,27	0,24
Tm	0,35	0,08	0,38	0,01	0,50	0,15	0,10	0,21	0,04
Yb	2,07	0,46	2,41	0,05	3,01	0,93	0,69	1,41	0,34
Lu	0,28	0,06	0,33	0,02	0,44	0,12	0,10	0,20	0,06

Elementos maiores, Zr e Y obtidos por FRX, restantes por ICP-MS.

A/CNK=mol.(Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O); Fe#=(FeOt/FeOt+MgO)

n- nº de amostras, DP-desvio padrão, quando n ≥2

A utilização do diagrama Q'-ANOR (Fig. 4.2.1A, Streckeisen & Le Maitre, 1979) permite classificar os granitóides do Maciço de Portalegre como granitos com feldspatos alcalinos, à excepção da amostra menos siliciosa do granito de Carreiras (GP2), que se classifica como monzogranito. Segundo Streckeisen & Le Maitre (1979) esta classificação não altera muito a classificação obtida pelo diagrama QAPF (Streckeisen, 1976, Fig. 4.2.1B), verificando-se, para a maioria das rochas, os mesmos termos classificativos. O problema desta classificação, é que as rochas graníticas representam associações mineralógicas correspondentes a várias etapas de diferenciação e diferentes paragénese e com esta classificação, perde-se o significado dinâmico dessas diferentes paragénese.

Outro diagrama classificativo para granitóides é o diagrama triangular de Barker (1979), aplicável a rochas com quartzo normativo superior a 10% (Fig. 4.2.2), que utiliza a composição normativa dos feldspatos (Ab-An-Or), calculados através da mesonorma de Barth. Neste diagrama, igualmente, todas as amostras são classificadas como granitos, com excepção do monzogranito da classificação normativa anterior (Q'-ANOR) que aqui se classifica como trondjemito (Fig. 4.2.2).

Aplicando as classificações químicas aos granitóides do Maciço de Portalegre, verifica-se que estas não alteram significativamente as classificações normativas anteriores. No diagrama TAS (total álcalis vs SiO₂) para rochas plutónicas (Fig. 4.2.3) as amostras projectam-se no domínio das rochas sub-alcalinas, no campo dos granitos, com excepção da amostra menos siliciosa, que aqui se projecta no campo dos granodioritos (a mesma amostra que nos diagramas 4.2.1 e 4.2.2 se projecta no campo monzogranito e trondjemito respectivamente).

Outra classificação largamente utilizada para rochas plutónicas, com base em parâmetros catiónicos, é o diagrama R1-R2, proposto por La Roche et al. (1980) - Fig. 4.2.4. Neste diagrama, considerando o desajuste dos termos, obtém-se uma classificação próxima da obtida no diagrama TAS. A amostra menos siliciosa, corresponde a um granodiorito e as restantes, graníticas, projectam-se em dois sub-campos dos granitos e na transição destes: sienogranito e granito alcalino (equivalente ao granito com feldspato alcalino na classificação de Streckeisen, 1976 e Le Bas & Streckeisen (1991) Fig.4.2.1B). Os quatro grupos de granitos apresentam a seguinte distribuição nesta classificação: Alagoa (GP1), maioritariamente no campo do sienogranito; Cigano (GP1a) no campo do sienogranito; Carreiras (GP2) na transição sienogranito/granito alcalino e Belo-Horizonte (GP3) maioritariamente no campo granito alcalino.

Em síntese, a utilização de ambas as classificações, normativa e química, não altera muito as designações dos granitóides. No decurso deste trabalho optar-se-á pela classificação de La Roche et al. (1980), pois pensa-se que será a mais correcta, visto a rocha mais pobre em SiO₂ ter 66,77% e por permitir distinguir entre sienogranito e granito alcalino, o que é apoiado pelo teor de anortite da plagioclase dos granitos estudados que varia de 0 a 15%. O granitóide mais pobre em SiO₂ de Carreiras (GP2) será designado por granodiorito e todos restantes serão designados apenas por granitos.

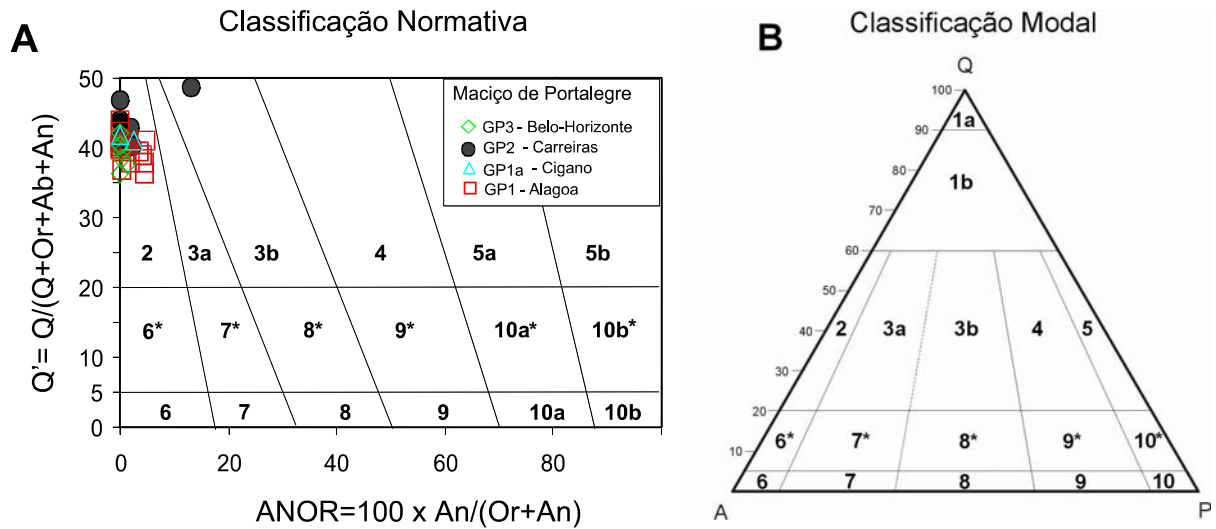


Fig.4.2.1. A: Classificação dos granitóides do Maciço de Portalegre usando as composições normativas (mesonorma de Barth) no diagrama Q'-ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979). Os granitóides projectam-se no campo 2 -granitos com feldspato alcalino e uma amostra de Carreiras, projecta-se no campo 3b-monzogranito. Os números dos campos correspondem aproximadamente aos campos do diagrama B. B: Classificação modal das rochas plutónicas sobressaturadas, triângulo superior do diagrama QAPF de Streckeisen (1976). Q-quartzo, A-feldspato alcalino, P-plagioclase; 3b-monzogranitos; 3a-sienogranitos; 2- granitos com feldspato alcalino.

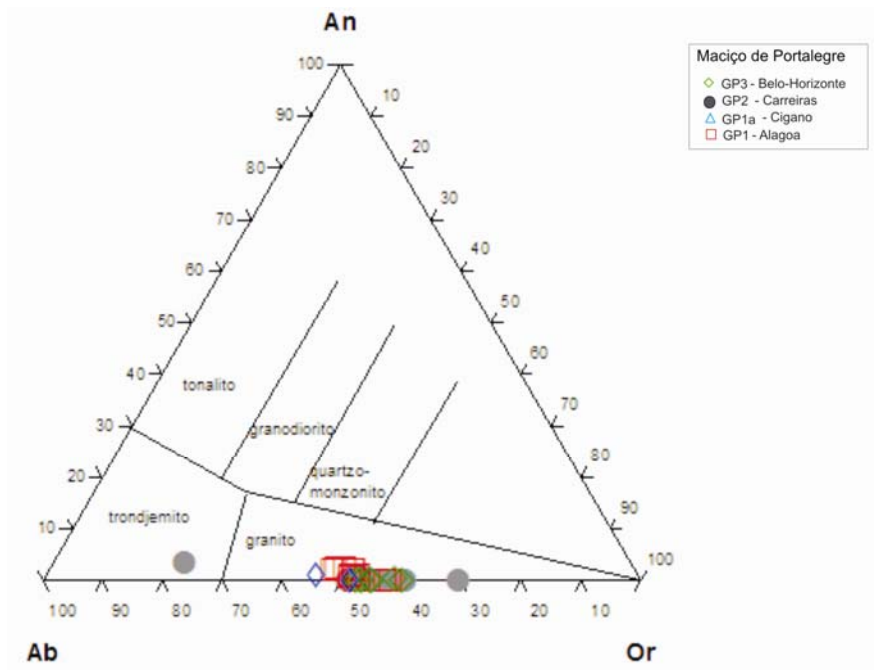


Fig. 4.2.2. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo de Barker (1979) para rochas granitóides (>10% volume de quartzo). Composição dos feldspatos (An-anortite, Ab-albite e Or –ortose) calculados segundo mesonorma de Barth (1958).

Fig. 4.2.3. Projecção das amostras do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo TAS (Total álcalis vs SiO₂), para rochas plutônicas de Cox et al. (1979), adaptado por Wilson, (1989). A curva a cheio separa o campo das rochas alcalinas (campo superior) das sub-alcalinas (campo inferior).

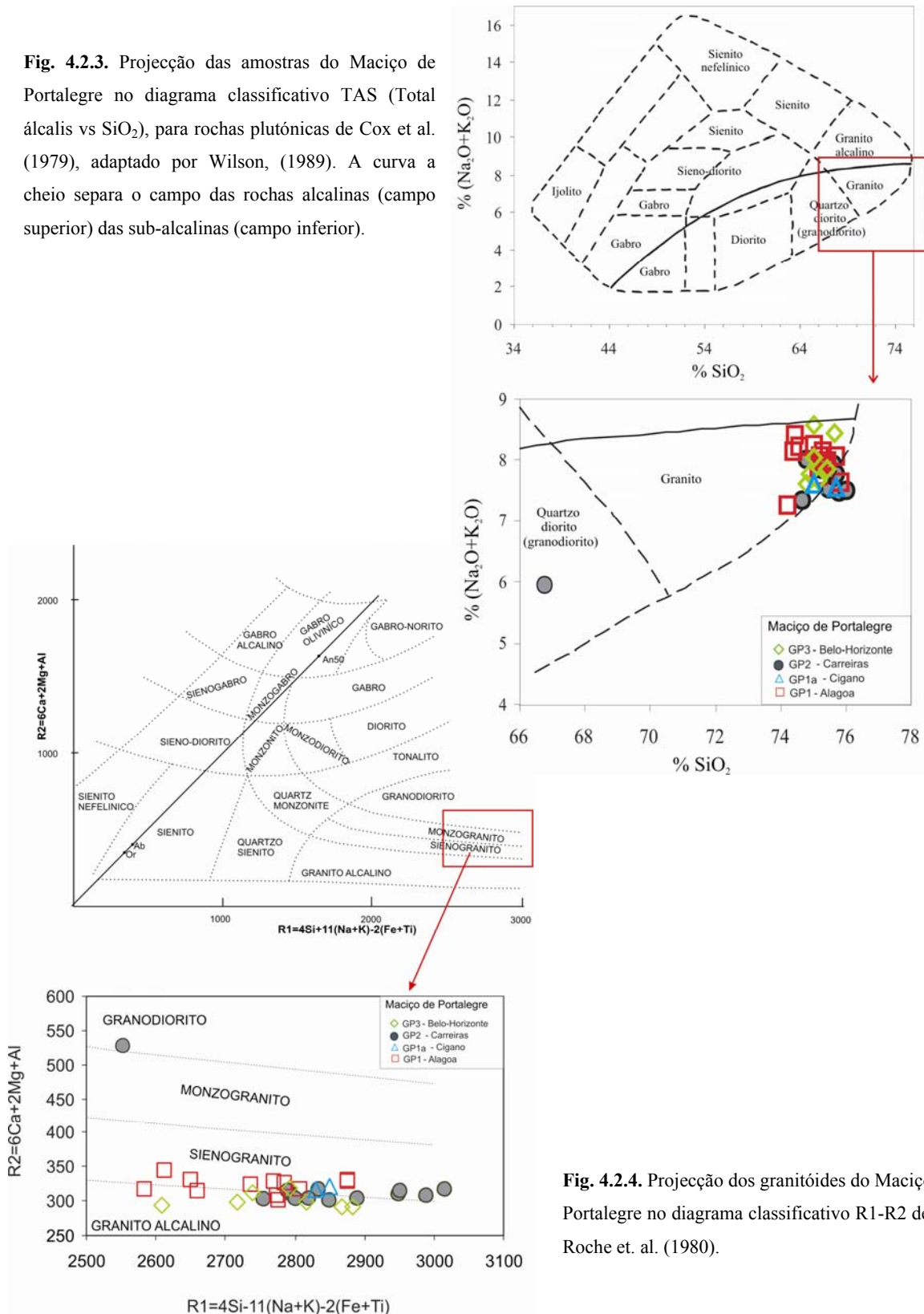


Fig. 4.2.4. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo R1-R2 de La Roche et. al. (1980).

Outro diagrama classificativo, químico-mineralógico, é o que relaciona o grau de aluminosidade $A=Al-(K+Na+2Ca)$ versus o parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$, expresso pela proporção de minerais máficos (Debon e Le Fort, 1983, Fig. 4.2.5). Neste diagrama verifica-se que os granitóides do Maciço de

Portalegre constituem uma associação peraluminosa e que a maioria se projecta no campo em que a biotite predomina sobre a moscovite. Apenas os granitos da mancha sul, a norte de Fortios, (GP2) e alguns de Belo-Horizonte (GP3), caem no campo em que a moscovite predomina sobre a biotite. O parâmetro B é baixo (<38), com excepção de 2 amostras, sendo, portanto, considerados leucogranitos. Estas inferências estão de acordo com as observações petrográficas.

Também as relações elementares entre Rb, Ba e Sr, expressas no diagrama triangular (El Bouseily & El Sokkary, 1975, Fig. 4.2.6), indicam que os granitos do Maciço de Portalegre são fortemente diferenciados, com excepção do granodiorito que se projecta na transição do campo dos granitos normais com o dos granitos anómalos por possuir mais Ba e menos Sr do que o campo dos granodioritos, e de algumas amostras do granito de Alagoa (GP1) com menos Rb e mais Ba que se projectam no campo dos granitos normais. Nesta figura, também se verifica que a totalidade dos granitos de Belo-Horizonte (GP3) e a maioria dos granitos de Carreiras (GP2) são relativamente mais diferenciados do que o conjunto constituído pelos granitos de Alagoa (GP1) e Cigano (GP1a).

O esquema classificativo mais recente para granitóides de Frost et al. (2001) utiliza três variáveis químicas, relativamente à SiO_2 : 1) a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (ou $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$), que mede o grau de enriquecimento em ferro, distinguindo dois grupos de granitóides: ferrosos (fortemente enriquecidos em Fe), e magnesianos, que não mostram esse enriquecimento (Fig. 4.2.7); 2) o índice de alcalinidade modificado ($\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) que distingue 4 classes de rochas: alcalinas, alcalino-cálcicas, calco-alcalinas e cálcicas (Fig. 4.2.8A) e; o índice de saturação em alumínio (ASI) modificado que discrimina 3 tipos de granitóides: peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos (Fig. 4.2.8B). Aplicando este esquema classificativo ao Maciço de Portalegre (Fig. 4.2.7-8, e 4.4.10) obtêm-se as seguintes inferências:

-A maioria dos granitos do Maciço de Portalegre são classificados como granitos ferrosos (Fig. 4.2.7, mais evidente no diagrama B) e o seu espectro composicional enquadra-se no campo de intersecção definido para os granitóides do tipo cordilheira e do tipo-A (Fig. 4.2.7). A razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (ou $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$) é um indicador fortemente dependente das trajectórias de diferenciação dos magmas. Os granitóides ferríferos indiciam afinidades com magmas anidros e reduzidos em oposição aos granitóides magnesianos que estão relacionados com magmas oxidados e hidratados (Frost et al., 2001). Os granitos do Maciço de Portalegre são relativamente enriquecidos em Fe, mas este enriquecimento é bastante variável, característica típica dos leucogranitos peraluminosos (Fig. 4.2.9A), o que provavelmente está relacionado com diferenças composicionais da fonte e/ou no grau de fusão parcial (Frost et al., 2001 e bibliog. inclusa).

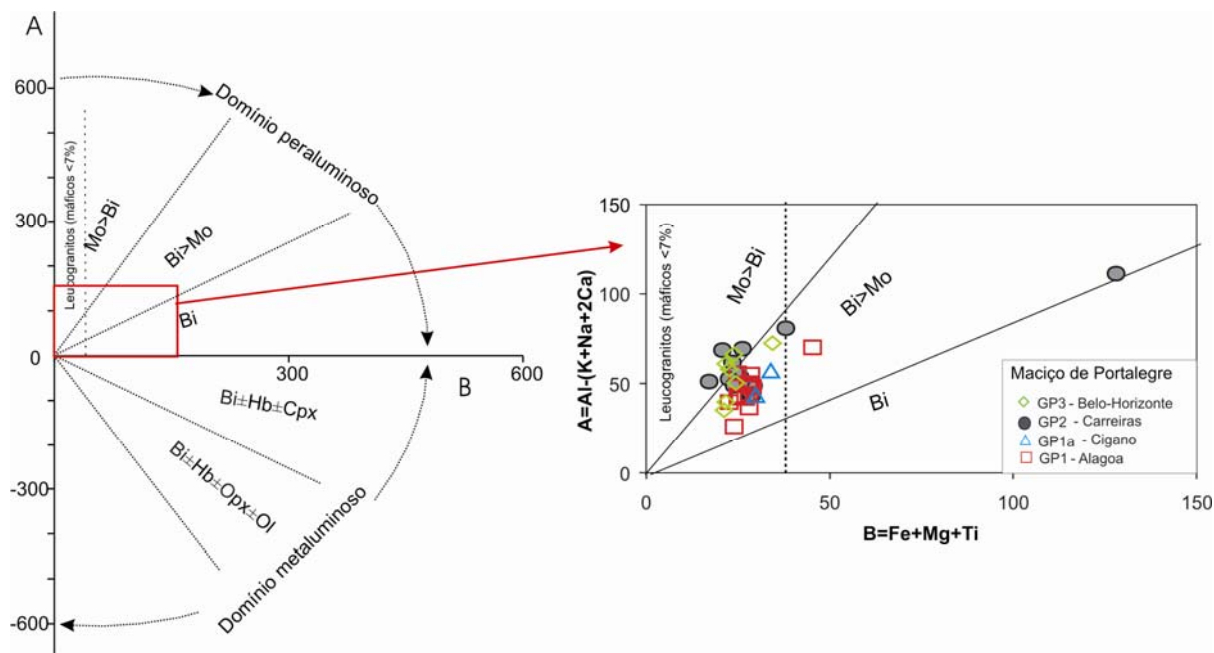


Fig. 4.2.5. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama de minerais característicos A-B de Debon e Le Fort (1983) no domínio dos leucogranitos peraluminoso com biotite>moscovite (maioria das amostras).

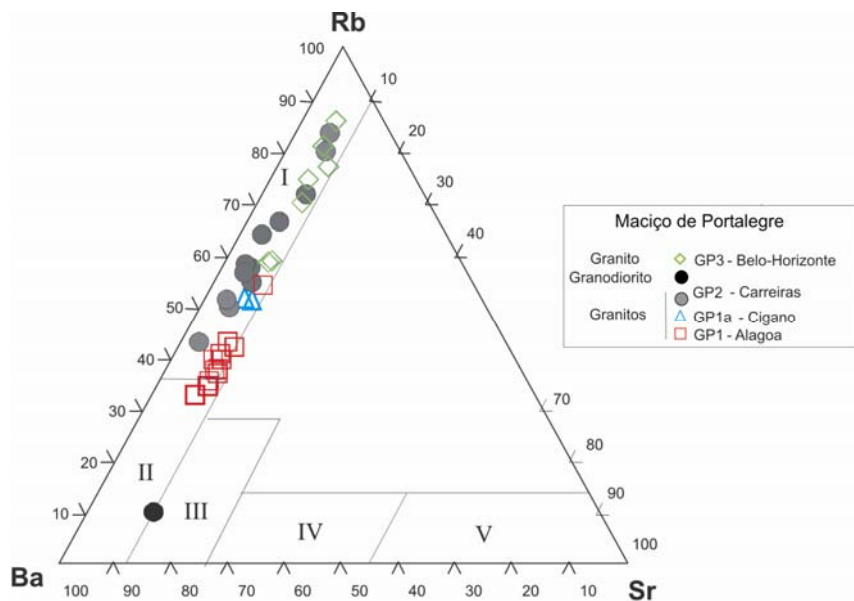


Fig. 4.2.6. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama de El Bouseily & El Sökkary (1975). Campos: I- granitos fortemente diferenciados, II-granitos normais, III-granitos anómalos, IV- granodioritos e quartzo-dioritos, V-dioritos.

Fig. 4.2.7. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001) discriminatório entre granitóides ferrosos/magnesianos, com a sobreposição dos campos dos granitóides tipo-A e de cordilheira. Os granitóides do tipo-A, de carácter presumivelmente anorogénico, são caracteristicamente ferrosos, em oposição à maioria dos granitóides de cordilheira (orogénicos) que são magnesianos. A) $FeO/(FeO+MgO)$ vs SiO_2 , B) $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ vs SiO_2 . Em ambos os diagramas as amostras projectam-se na transição dos granitóides ferrosos/magnesianos, mas no diagrama B situam-se maioritariamente no campo ferroso. O espectro composicional enquadra-se no campo dos granitóides de cordilheira e na sobreposição destes com os do tipo A. Segundo Frost et al. (2001), a utilização do diagrama A é preferível ao diagrama B que deve ser utilizado apenas em granitos que sofreram processos de oxidação pós-magmáticos (subsolidus) e/ou na ausência de determinações de FeO.

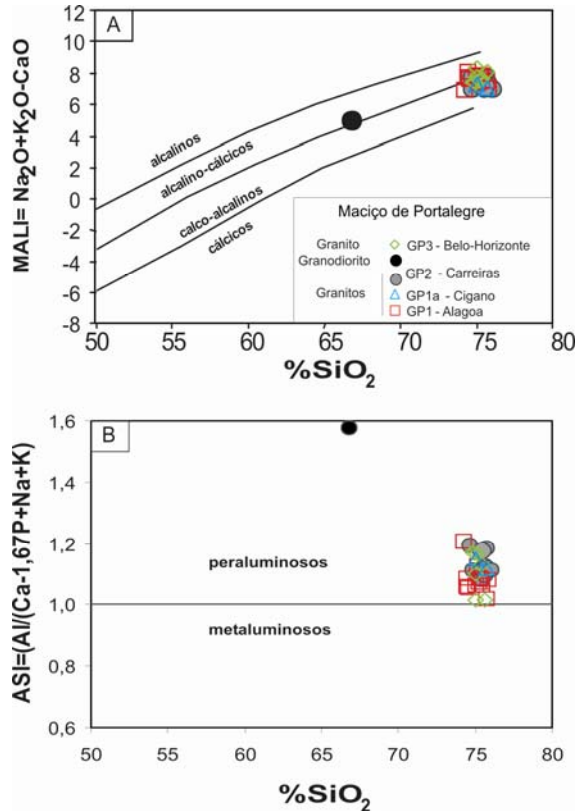
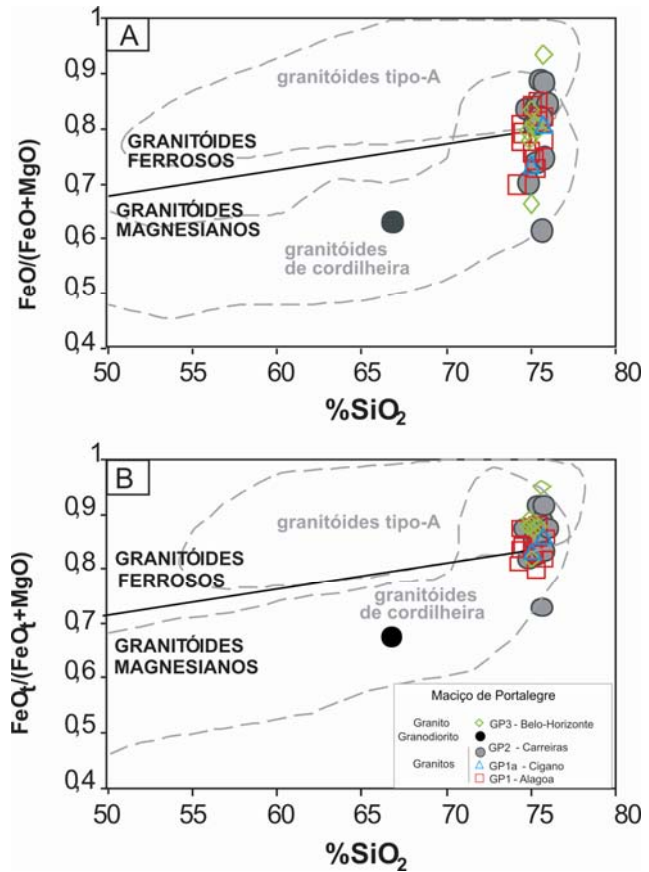


Fig. 4.2.8. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001): A) $MALI$ vs SiO_2 onde se projectam na transição dos campos calco-alcalino a alcalino-cálcico; B) ASI vs SiO_2 onde se projectam no campo dos granitos peraluminosos.

-O índice $MAL I = Na_2O + K_2O - CaO$, também relacionado com a composição da fonte e/ou com os processos de diferenciação magmática (Frost et al., 2001 e bibliog. inclusa), não apresenta grandes variações nos granitóides do Maciço de Portalegre e inclui-os maioritariamente nas séries calco-alcalinas com alguns termos alcalino-cálcicos (Fig. 4.2.8A). Estas denominações são equivalentes às designadas séries calco-alcalinas de alto-K conforme sugere diagrama SiO_2 vs K_2O (Fig. 4.2.9).

-O índice ASI modificado = $Al / (Ca - 1,67 P + Na + K)$ é variável, mas sempre superior a 1, indicando que se trata de granitos peraluminosos (Fig. 4.2.8B). Este índice é predominantemente determinado pela composição da fonte, podendo os magmas peraluminosos resultar da fusão de rochas sedimentares pelíticas ou da fusão de rochas félsicas metaluminosas com biotite ou ainda da fusão hidratada de rochas máficas (Frost et. al., 2001 e bibliog. inclusa).

Em síntese, esta proposta de classificação, aplicada aos granitos do Maciço de Portalegre, não permite retirar muita informação do ponto de vista genético e geotectónico visto tratar-se de termos bastante diferenciados, no sentido em que a sílica é superior a 74,66 e inferior a 76,01, excepto o granodiorito. O espectro composicional das três variáveis no Maciço de Portalegre aponta para diferenças composicionais da fonte (variáveis ASI e $FeO / (FeO + Mg)$) e/ou no grau de fusão parcial (variável $FeO / (FeO + Mg)$), podendo estes granitóides serem enquadrado no grupo dos leucogranitos peraluminosos muito diferenciados (Fig.4.2.10). Segundo Frost et al., (2001) e bibliografia inclusa, os leucogranitos peraluminosos são produzidos por baixos graus de fusão parcial de material crustal, como resultado do relaxamento térmico e/ou exumação de um orógeno, geralmente associados com o sobre-espessamento crustal e tipicamente relacionados com estádios de colisão sem qualquer contribuição directa de magmas máficos.

Comparando agora o espectro composicional dos granitos do Maciço de Portalegre com os granitos australianos da região de Lachlan Fold Belt, verifica-se que na sua totalidade, se enquadram na sobreposição dos campos tipo I e S, estando a maioria na sobreposição dos três tipos I, S e A, como seria de esperar dado o carácter fortemente evoluído do Maciço de Portalegre (Fig.4.2.11).

As tendências composicionais observadas nos granitos do Maciço de Portalegre, nomeadamente, elevadas razões de $1000Ga/Al > 3$, elevado SiO_2 , baixo Sr e CaO, enquadram-se, de certo modo, nas dos granitos do tipo-A, embora os granitóides do Maciço de Portalegre possuam mais baixos teores em Zr, Nb, Y e REE do que os dos granitos típicos tipo-A referidos na literatura (e.g., Whalen et al. 1987; King et al. 2001). Também algumas características mineralógicas tais como biotite rica em anite, feldspatos predominantemente alcalinos com soluções sólidas e intercrescimentos micrográficos, (Capítulo 4.2 e Tabela 1.1) são típicas dos granitos tipo A, contudo não têm fluorite.

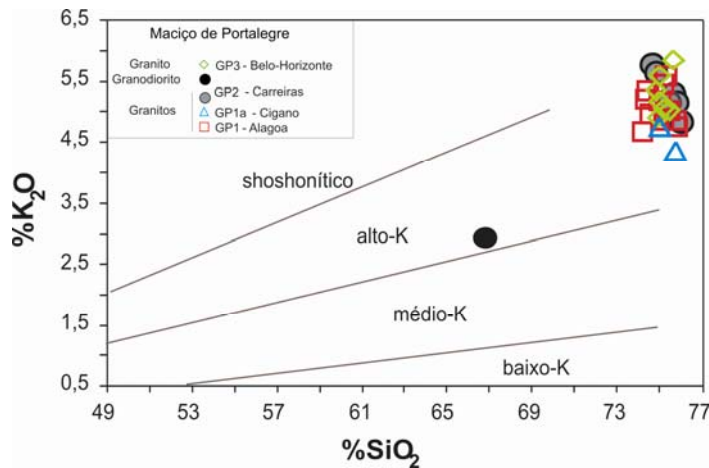


Fig. 4.2.9. Diagrama K_2O vs SiO_2 dos granitóides do Maciço de Portalegre, mostrando a sua inclusão nas séries calco-alcalinas de alto K. Campos de Pitcher, 1985 in Wilson, 1989).

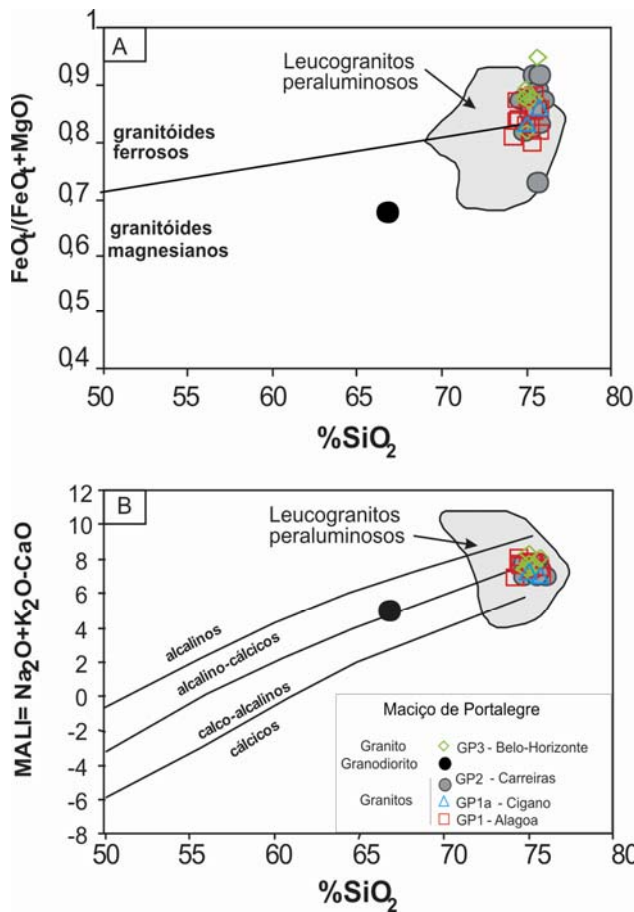


Fig. 4.2.10. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), onde se integram no espectro composicional dos granitóides peraluminosos. A) $FeOt/(FeOt+MgO)$ vs SiO_2 , B) MALI vs SiO_2 .

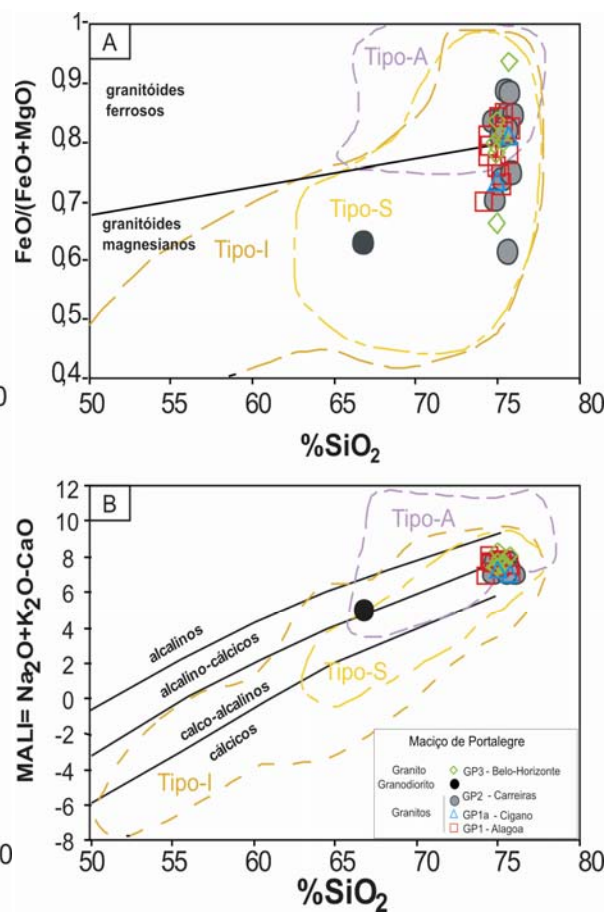


Fig. 4.2.11. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), com sobreposição do espectro composicional dos granitóides de Lachlan Fold Belt, Austrália A) $FeO/(FeO+MgO)$ vs SiO_2 , B) MALI vs SiO_2 .

Nos diagramas binários envolvendo Ga/Al (Fig.4.2.12a-e), os granitóides do Maciço de Portalegre projectam-se no campo dos granitos do tipo-A. Contudo, quando as sequências de diferenciação apresentam uma gama de variação razoável com termos menos e mais evoluídos, a sua classificação em termos do tipo-A e tipo-I é relativamente fácil. Pelo contrário, nos casos em que a variação é relativamente restrita, apenas com termos muito evoluídos ($\text{SiO}_2 > 75\%$), como no caso do Maciço de Portalegre, a sua classificação em termos do carácter I ou A torna-se ambígua e pouco significativa (e.g., King et al., 2001).

Existem alguns exemplos conhecidos de granitos que não são do tipo-A, embora a sua composição química mostre uma forte convergência nessa direcção nos termos mais fraccionados (e.g., Whalen et al. 1987 e bibliog. inclusa), o que, pela observação dos diagramas da Fig.4.2.12 f-g, parece ser o caso do Maciço de Portalegre.

Embora de origem controversa, a maioria dos autores tende a associar os granitos tipo-A a ambientes anorogénicos. Segundo King et al. (1997) o termo anorogénico não é claro, e por isso não deve ser usado para os caracterizar. Como exemplo, na região de Lachlan Fold Belt (Austrália) os dados geocronológicos para os granitos aluminosos do tipo-A evidenciam que podem intruir em qualquer altura durante um episódio tectono-magmático e que afloram em áreas adjacentes dos granitos do tipo I, de idade semelhante e com relações de campo similares.

4.2.2. Classificações tectónicas

Os diagramas discriminantes de ambientes tectónicos são largamente utilizados em petrologia, particularmente em rochas básicas, numa tentativa de restringir o ambiente tectónico onde estas se geraram. Contudo, a sua aplicação em rochas muito diferenciadas, como os granitos do Maciço de Portalegre, pode, por si só, ser ambígua pois os ambientes tectónicos inferidos podem ser “herdados” das rochas fonte dos granitos (e.g., Chappell e Stephens, 1988).

Considerando o esquema de classificação tectónica com base em elementos maiores proposto por Maniar & Piccoli, (1989), o ambiente inferido para o Maciço de Portalegre é pós-orogénico (Fig.4.2.13).

Examinando agora as projecções de Pearce et al. (1984), que utilizam elementos traço, verifica-se que nas quatro projecções, os granitóides do Maciço de Portalegre projectam-se nos ambientes sin-colisional (Syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), e em menor percentagem, no de intraplaca (WPG) (Fig.4.2.14). Apesar da maioria se projectar no campo Syn-COLG, várias amostras dos granitos de Alagoa (GP1), Belo-Horizonte (GP3) e do Cigano (GP1a) e raras de Carreiras (GP2), “desviam-se” para o campo VAG (Fig.4.2.14 b) e WPG (Fig.4.2.14 a e c), devido aos elevados valores de Y e Yb. De referir, que a grande maioria do granito de Carreiras (GP2) se projecta sempre no campo Syn-COLG em 3 dos 4 diagramas. Segundo Pearce et al., (1984) e Pearce (1996), a distinção entre granitos

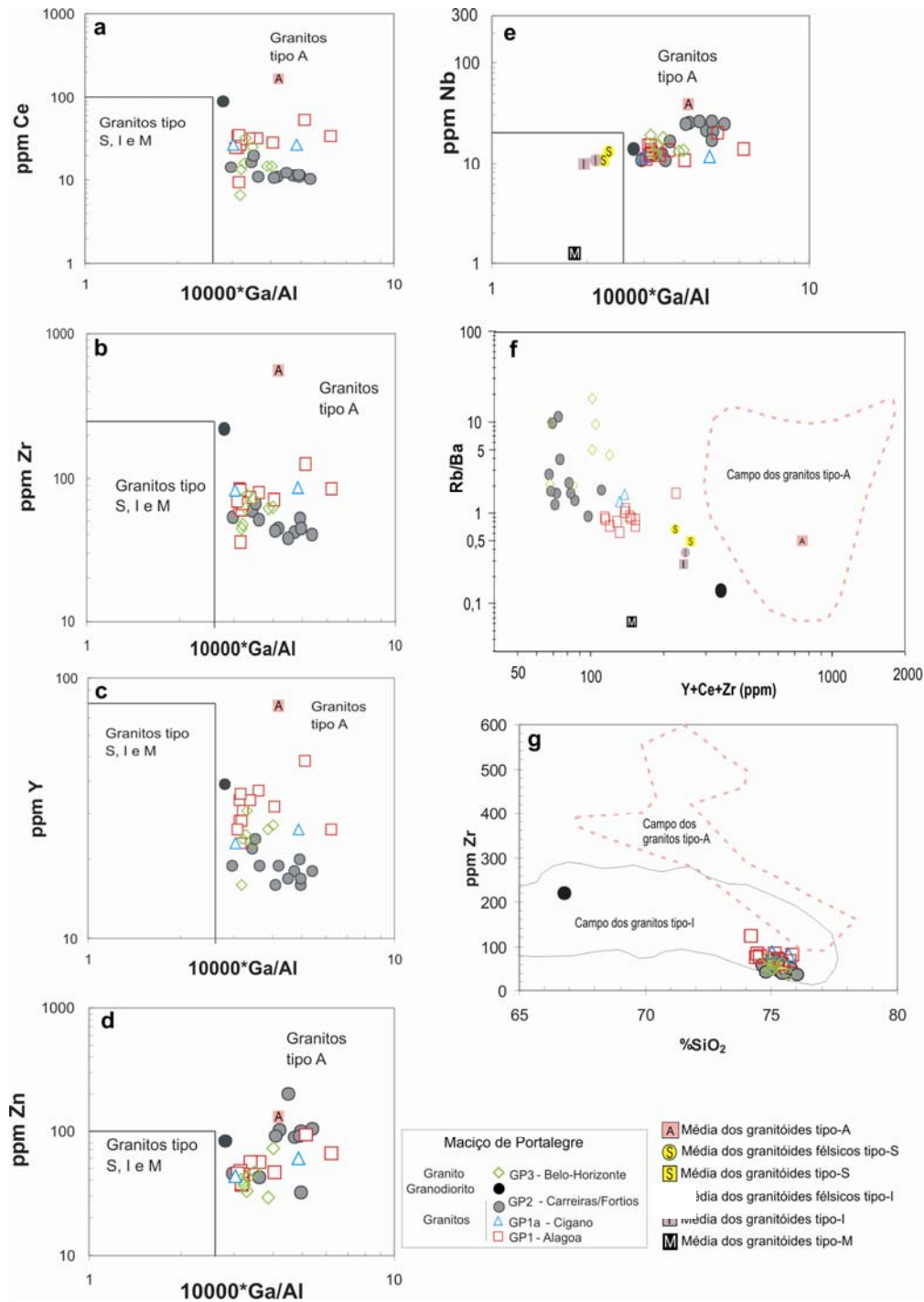


Fig. 4.2.12 Projecção dos granitoides do Maciço de Portalegre nos diagramas: a-e: Ce, Zr, Y, Zn e Nb versus 10000xGa/Al, campos e médias segundo Whalen et al. (1987): tipo-A: derivados da crosta continental reciclada, anidra; tipo-I: derivados de um protólito ígneo; tipo-S: derivados de um protólito sedimentar; tipo-M: derivados directamente da fusão da crosta oceânica subductada ou do “overlying” manto. f: diagrama Y+Ce+Zr versus Rb/Ba com o espectro composicional dos granitos típicos do tipo-A, campos e médias segundo Whalen et al. (1987); g: diagrama Zr vs SiO₂ com o espectro composicional dos granitos do tipo-I e tipo-A da região de Lachlan Fold Belt, Austrália, campos de King et al. (2001).

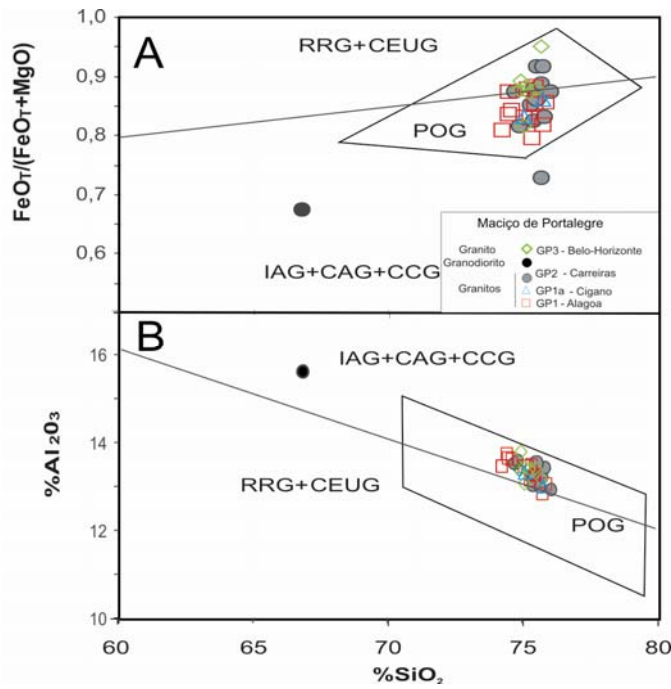


Fig. 4.2.13. Digrama discriminante de ambiente tectónico com base em elementos maiores de Maniar and Piccoli (1989): A) $FeO_T / (FeO_T + MgO)$ vs SiO_2 ; B) Al_2O_3 vs SiO_2 . RRG: granitoides relacionados com “rift”; CEUG: granitoides continentais relacionados com o levantamento epirogénico; POG: granitoides pós-orogénicos, IAG: granitoides de arco-ilha; CAG: granitoides de arco-continental; CCG: granitoides de colisão continental. Os granitoides do Maciço de Portalegre projectam-se maioritariamente no campo pós-orogénico.

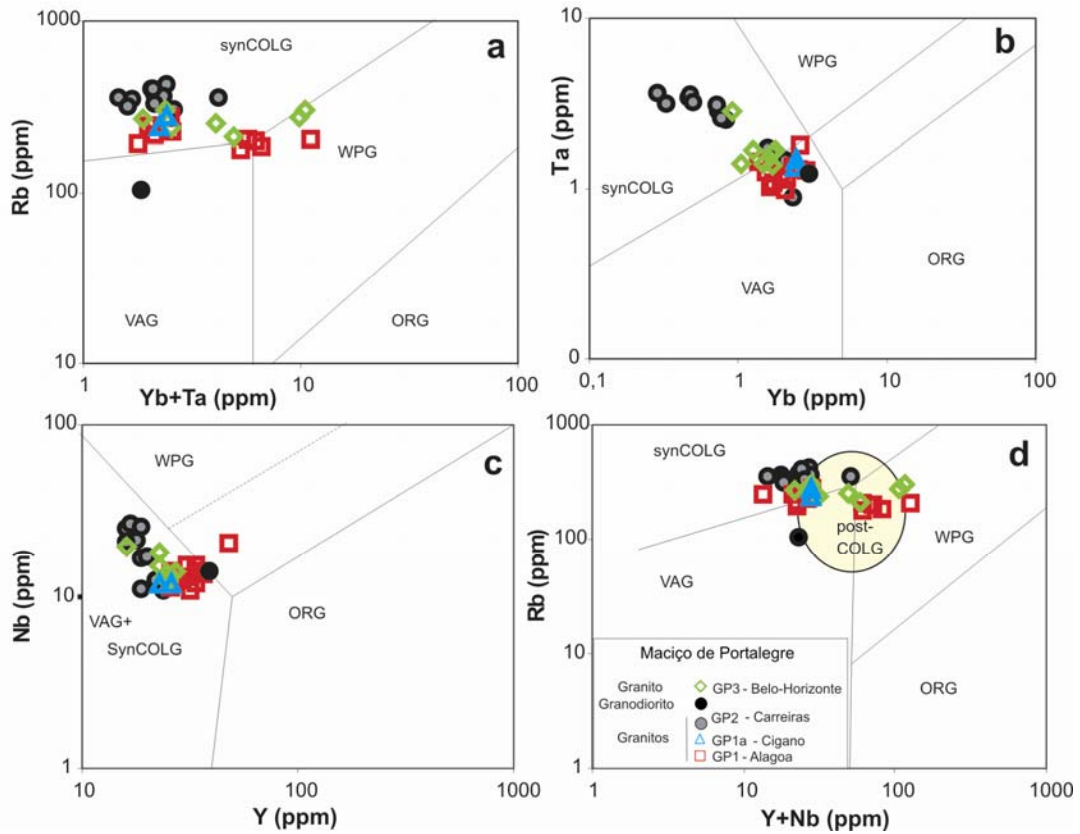


Fig 4.2.14. Diagramas discriminantes de ambiente tectónico para granitoides de Pearce et al. (1984): a) Rb vs Yb+Ta; b) Ta vs Yb, c) Nb vs Y; d) Rb vs Y+Nb. VAG: granitos de arco vulcânico; WPG: granitos intra-placa; ORG: granitos das cristas oceánicas, SynCOLG: granitos sin-colisionais; Post-COLG: granitos pós-colisionais, Pearce, (1996). Notar que, nos vários diagramas, os granitoides do Maciço de Portalegre não se projectam de um modo consistente nos mesmos campos (VAG +syn SynCOLG e WPG).

sin e pós-colisionais não é possível nestas projecções, podendo estes últimos projectar-se no campo Syn-COLG, VAG e WPG (Fig.4.2.14d). Pearce, (1996) reconhece que os granitos pós-colisionais, com características composicionais do tipo A a I, frequentemente “herdam” características químicas de um ciclo (ou evento) magmático anterior. Tais assinaturas, complexas, são o resultado da combinação de componentes de subducção herdados com os componentes da crosta inferior.

Analisando agora os diagramas discriminantes da Fig. 4.2.15, que relacionam os elementos incompatíveis Th, Ta e Yb, os ambientes sugeridos são distintos para cada grupo de granitóides. Aqui, a maioria dos granitos de Carreiras (GP2) e a totalidade dos de Belo-Horizonte (GP3), projectam-se no campo intraplaca, enquanto que os granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) se projectam no campo das margens continentais activas. Ainda, o espectro composicional dos granitóides de Carreiras (GP2), em termos das razões Th/Yb e Ta/Yb, é próxima dos basaltos intraplaca.

Conforme exposto, através das Fig. 4.2.12 a 4.2.15, a utilização de diagramas discriminantes de ambientes tectónicos em rochas granitóides sobretudo os muito diferenciados pode produzir resultados contraditórios como é o caso do Maciço de Portalegre. De facto, nas rochas graníticas, há vários aspectos como: a natureza da fonte, que pode ser herdada, a mistura de magmas e a acumulação de fases menores podem influenciar os resultados, em particular nos diagramas que usam elementos traço (e.g., Ferré et al., 1998 e bibliog. inclusa). O ambiente tectónico será retomado com mais detalhe no Capítulo 4.6-Petrogénese.

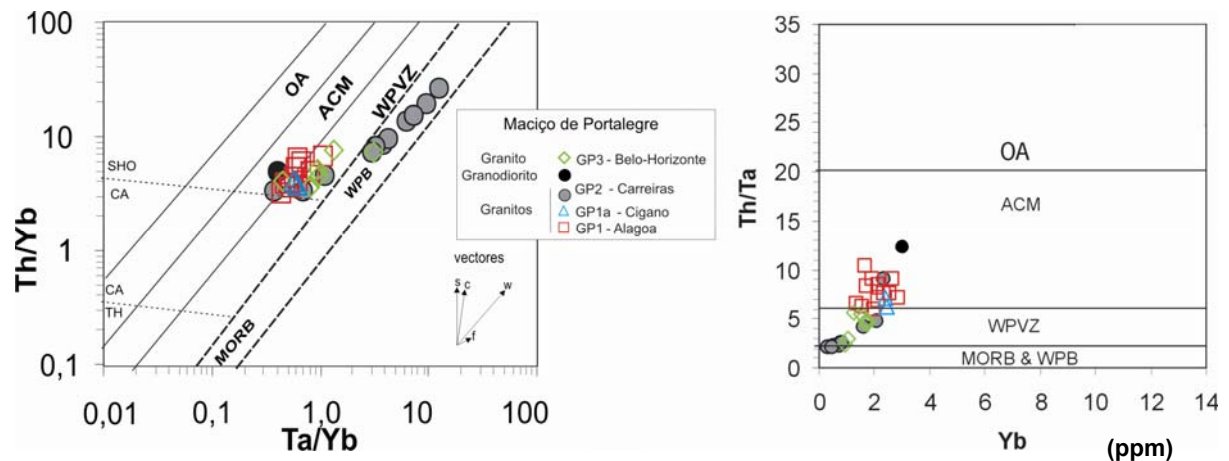


Fig. 4.2.15. Projecção dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas: a) Ta/Yb versus Th/Yb discriminante de séries magmáticas e ambientes genéticos segundo Pearce, (1983), modificado por Gorton & Schandl, (2000), para rochas félsicas a intermédias b) Yb versus Th/Ta de Gorton & Schandl, (2000). *Ambientes:* OA-arcos oceánicos (ilhas), ACM-margens continentais activas; WPVZ-zonas de vulcanismo intra-placa; *tipos de magmas:* WPB-basaltos intra-placa, MORB-basaltos das cristas médias oceánicas; *séries magmáticas:* SHO-shoshonítica, CA-calco-alcalina, TH-toleítica; *vectores:* s-enriquecimento por subducção, c-contaminação crustal, w-enriquecimento intraplaca, f-cristalização fraccionada.

4.2.3. Diagramas de variação

Se excluirmos o granodiorito, o espectro composicional do Maciço de Portalegre, em termos de elementos maiores, varia relativamente pouco pois tem: SiO_2 (74,66-76,01%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ (1,10-2,36%), MgO (0,09-0,5%), TiO_2 (0,05-0,16%), CaO (0,13-0,58%), P_2O_5 (0,14-0,27%) K_2O (4,36-5,85%) e Na_2O (1,56-3,23%) (Tabela 4.2.1 e Anexo P1). O índice A/CNK de peraluminosidade, apresenta intervalo idêntico na maioria dos granitos (1,12-1,44), o mesmo acontecendo com A/NK (Fig. 4.2.16). Todos os granitos têm $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ (Tabela 4.2.1).

No que respeita aos elementos traço, excluindo o granodiorito, verifica-se que, em geral, estes apresentam maior variação do que a verificada ao nível dos elementos maiores e.g. Rb (178-422 ppm), Sn (4,8-19,1 ppm), Sr (7-37 ppm), Ba (17-391 ppm), Zr (36-125) e Th (4,2-16 ppm). (Tabela 4.2.1 e Anexo P1). Estas composições corroboram novamente, que os granitos do Maciço de Portalegre são rochas quimicamente muito evoluídas.

A distribuição/evolução dos elementos maiores e traço nas sequências de rochas ígneas é dada, frequentemente, através da utilização de diagramas de Harker, nos quais se projectam os diferentes óxidos e elementos menores contra um índice de diferenciação, geralmente a SiO_2 . Como no Maciço de Portalegre a SiO_2 varia muito pouco (74,66-76,01%, excluindo o granodiorito com 66,77%) optou-se pela utilização do índice $1/\text{TiO}_2$, considerado mais expressivo nestas condições, devido ao facto de o Ti ser um elemento menos móvel nos processos pós-magmáticos e também porque, com o aumento da diferenciação, o conteúdo em TiO_2 decresce lenta e continuamente e portanto $1/\text{TiO}_2$ aumentará, enquanto a SiO_2 aumenta inicialmente, diminuindo depois ligeiramente com a diferenciação (e.g., Förster, et. al., 1999).

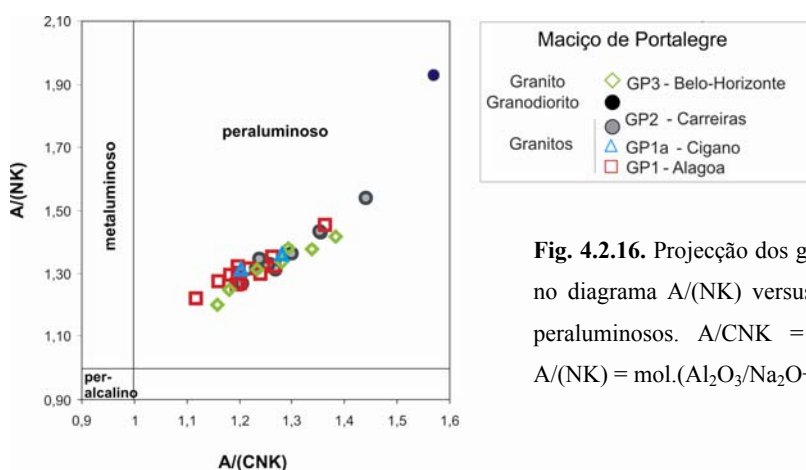


Fig. 4.2.16. Projecção dos granitos do Maciço de Portalegre no diagrama A/(NK) versus A/(CNK), mostrando que são peraluminosos. $A/\text{CNK} = \text{mol.}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; $A/(\text{NK}) = \text{mol.}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$

Os diagramas de variação dos óxidos mostram grande sobreposição dos granitos do Maciço de Portalegre, (Fig. 4.2.17). Contudo, indicam que o granito Carreiras (GP2) provavelmente não deriva da cristalização fraccionada do granodiorito GP2, pois há um intervalo significativo nas suas

composições, sem composições intermédias. Além disso, o granodiorito tem um teor de P_2O_5 idêntico ao dos granitos GP2.

Geoquimicamente os granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) são idênticos (Fig. 4.2.17 e 4.2.18), sugerindo que podem representar o mesmo granito, com variação no tamanho do grão.

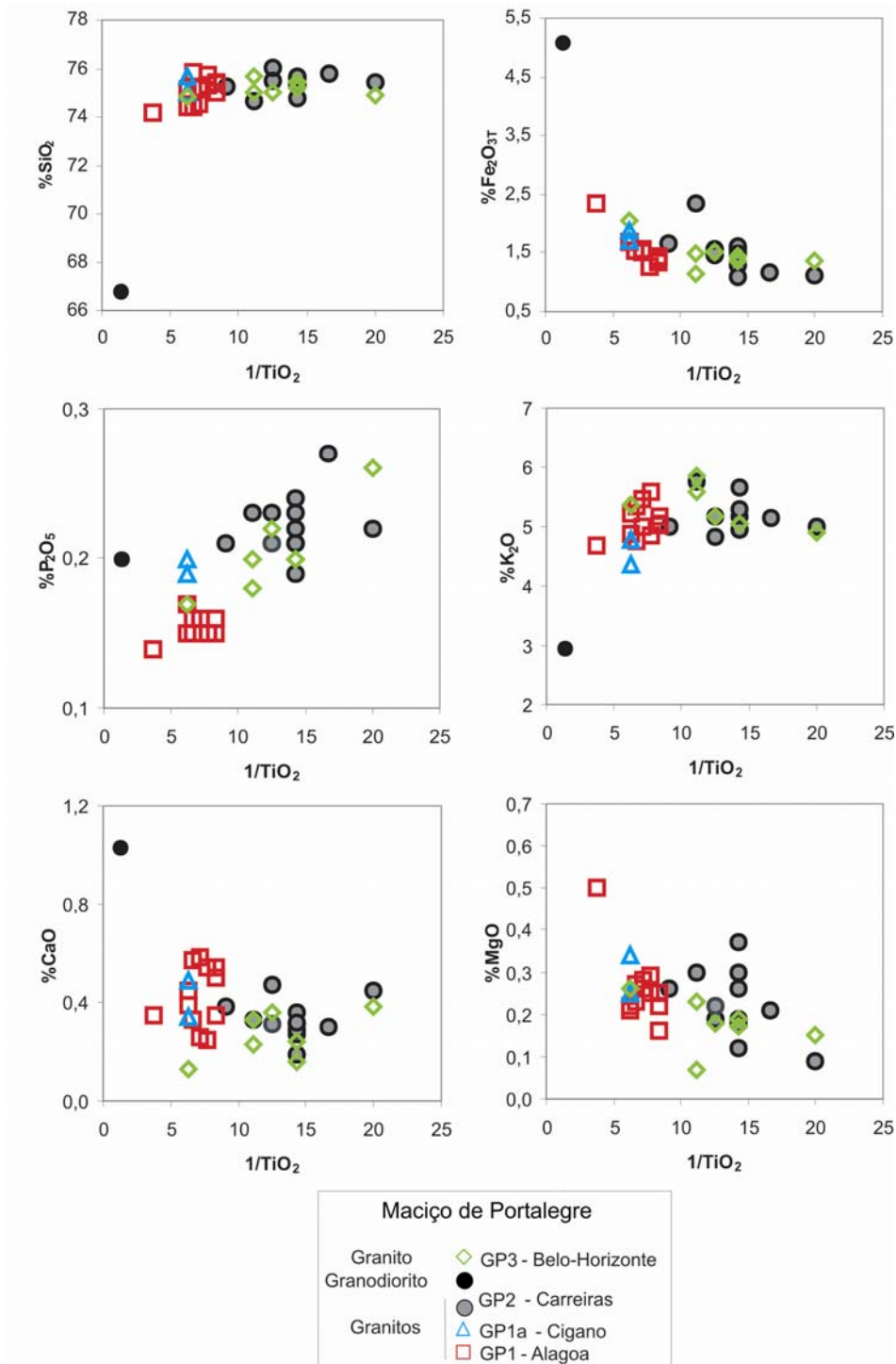


Fig. 4.2.17. Diagrama de variação para os elementos maiores versus $1/TiO_2$ dos granitóides do Maciço de Portalegre. No diagrama do MgO, o granodiorito com 2,2% de MgO foi excluído da projecção, para melhor visualização das tendências nos granitos. $Fe_2O_{3T}=Fe_2O_3$ total.

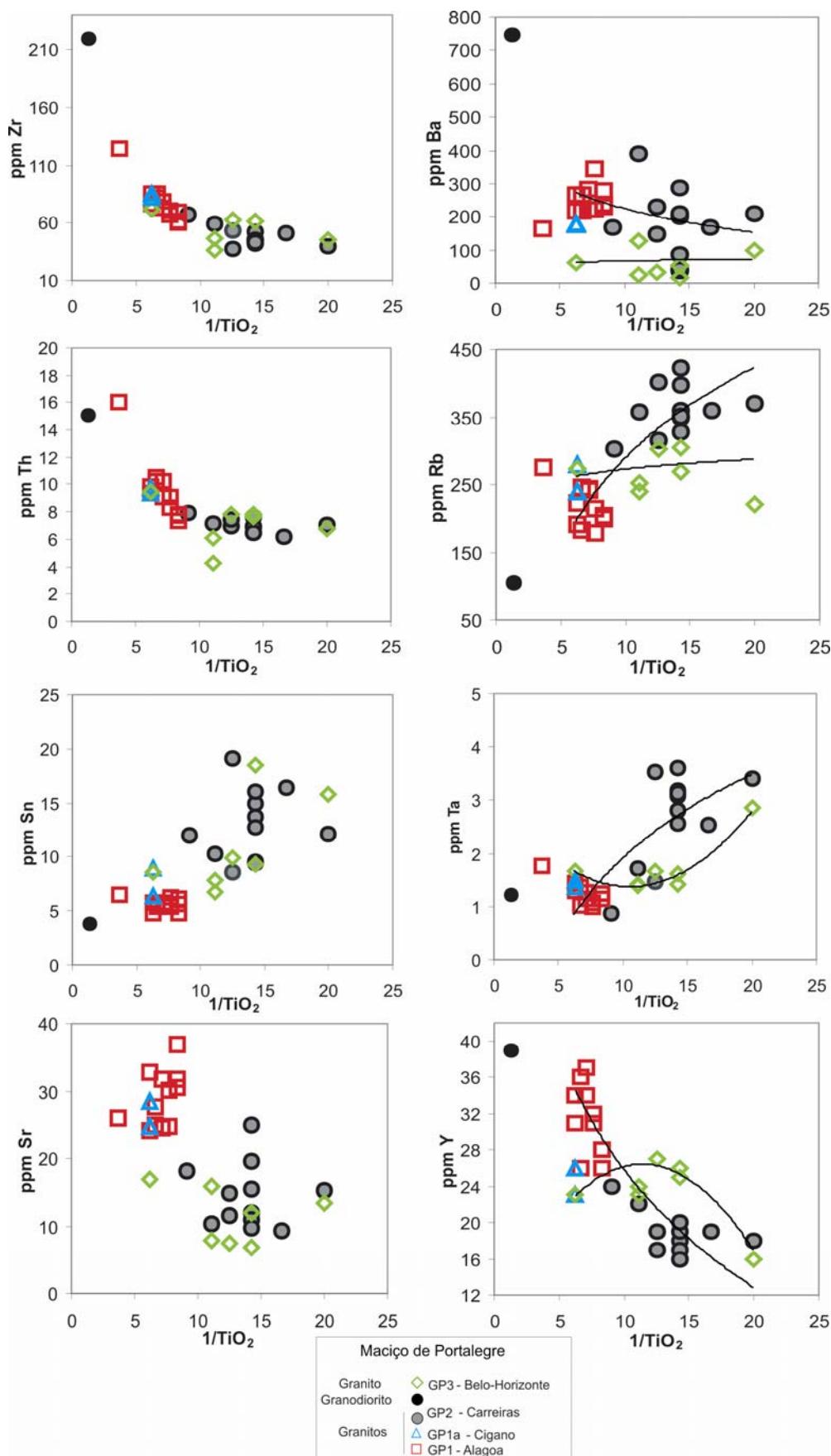


Fig. 4.2.18. Diagramas de variação seleccionados dos elementos traço versus $1/TiO_2$ dos granitóides do Maciço de Portalegre. No diagrama do Sr, o granodiorito ($Sr=118$ ppm) foi excluído da projecção para melhor visualização das tendências.

Embora os diagramas de Zr, Th, Sn e Sr mostrem também sobreposição dos vários granitos, os diagramas de Ba, Rb, Ta e Y permitem alguma distinção sugerindo que GP1, GP1a e GP2 formam uma sequência de diferenciação e que GP3 poderá corresponder a uma pulsação magmática distinta dos restantes (Fig. 4.2.18). O Zr e o Th diminuem continuamente com a diferenciação, sugerindo que houve fraccionação de zircão e monazite.

4.2.4. Terras raras (REE)

Os perfis de REE normalizados relativamente aos condritos, dos granitóides do Maciço de Portalegre encontram-se projectados na Fig 4.2.19 (A a D) e as médias de cada tipo na Fig 4.2.20. Considerando todos os granitos, o conteúdo em REE é relativamente baixo, os perfis são pouco inclinados, com baixas razões LREE/HREE e pronunciadas anomalias de Eu (Σ REE=22-134 ppm; $La_N/Yb_N=1,6-8,7$; $Eu/Eu^*=0,07-0,36$) (Tabela 4.2.3).

Tabela 4.2.3. Parâmetros caracterizadores dos perfis das REE obtidos para os granitóides do Maciço de Portalegre.

	REE (ppm)	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	(Gd/Yb) _N	Eu/Eu*
GP1-granitos de Alagoa	65-134	3,01-6,80	1,93-2,24	0,62-0,89	0,10-0,36
GP1a-granitos do Cigano	71-72	2,86-3,04	1,74-1,97	0,76-0,85	0,20-0,23
GP2-granodiorito e granitos de Carreiras	226	10,22	2,99	0,64	0,48
GP3-granitos de Belo-Horizonte	27-53	1,67 - 8,69	0,99-2,18	0,65-1,01	0,07-0,35
	22-66	1,59-5,73	0,97-1,90	0,63-1,29	0,08-0,17

$$Eu^* = \sqrt{(Sm_N * Gd_N)}$$

Os granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) apresentam perfis de REE que se sobrepõem (Fig. 4.2.19E), confirmando que se trata do mesmo granito, com texturas distintas. Comparando os perfis das médias destes dois granitos (Fig. 4.2.20), verifica-se que são muito próximos e subparalelos, mas cortam-se nas HREE em Er, o que é atribuído à cloritização da biotite de GP1a, que provoca aumento nas terras raras pesadas.

O granodiorito GP2 é o mais rico em REE, mais enriquecido em LREE em relação às HREE, pois tem um maior cociente $(La/Yb)_N$ (Tabela 4.2.3) e a menor anomalia de Eu, tornando o seu perfil bem distinto do perfil do granito GP2, o que apoia que este granito não derivará do granodiorito por cristalização fraccionada (Fig. 4.2.20).

Os perfis de REE dos granitos GP1 e GP2 são subparalelos. Há decréscimo em todas as REE e aumento na anomalia negativa de Eu de GP1 para GP2 (Tabela 4.2.3), sugerindo que GP2 resulta da cristalização fraccionada magma granítico GP1.

Os perfis de REE dos granitos Carreiras (GP1) e de Belo-Horizonte (GP3), cortam-se nas LREE, MREE e HREE (Fig. 4.2.20), confirmando que estes granitos não estão relacionados.

O comportamento das REE (excepto Eu), assim como do Y, Th e U nas rochas graníticas e nos protólitos crustais é essencialmente controlado pelo comportamento dos minerais acessórios portadores desses elementos, muitas vezes incluídos em fases refractárias (e.g., Bea, 1996). Por esta razão a utilização destes elementos na modelação dos processos petrogenéticos pode não ser apropriada. Como exposto no Capítulo 4.1, a paragénese de fases acessórios portadores de REE, Y, Th, U nos granitos do Maciço de Portalegre é muito variada (monazite, xenótima, apatite, zircão, silicatos de Th, e minerais de U, fosfatos complexos de Y, REE, etc) podendo por si só (conjuntamente com a fraccionação de plagioclase que leva à presença de grandes anomalias Eu), justificar as pequenas diferenças no comportamento dos seus padrões de REE. Também a deformação, pode ter influenciado o comportamento das REE, como alguns estudos geoquímicos em granitos deformados/não deformados contíguos comprovam (e.g. Ribeiro & Palácios, 1998). De facto, no caso do Granito de Salvaterra do Extremo (ZCI), considerado sin-tectónico, as zonas deformadas apresentam maior conteúdo em REE e maior anomalia de Eu, relativamente às zonas de granitos não deformados contíguos, factos, que noutras condições poderiam indicar maior fraccionação dos granitos menos deformados (Ribeiro & Palácios, 1998). Estas inferências, poderão justificar a grande variação na anomalia do Eu em todos os granitos e a dispersão ao nível das HREE, no granito de Carreiras (GP2) que apresenta intensa deformação (Tabela 4.2.3 e Fig. 4.2.19A).

No caso do Maciço de Portalegre, os padrões de REE sugerem que as fontes dos granitos GP1 e GP3 eram já relativamente empobrecidas em REE (sobretudo LREE) que estão contidas em monazite. A presença desta fase mineral foi confirmada pela análise petrográfica (Cap. 4.1-Figs 4.1.8 e 9), associada a outros acessórios com relações texturais complexas, o que poderá sugerir o carácter restítico deste mineral.

Segundo Ribeiro (1993), perfis de REE, aproximadamente planos e com pronunciadas anomalias de Eu como os dos granitos do Maciço de Portalegre (pré-Varisco), são característicos dos granitos pré e pós-orogénicos do Maciço Ibérico (relativamente à orogénese Varisca) e interpretados como resultantes de fontes mais profundas do que as dos granitos sin-orogénicos.

4.2.5. Perfis multielementares

A projecção da composição dos granitóides do Maciço de Portalegre normalizada para o granito hipotético da crista oceânica (ORG; Pearce et. al., 1984) encontra-se na Fig. 4.2.21. Todos os perfis mostram anomalias positivas de Rb, Th e Ta e pronunciadas anomalias negativas de Ba, Nb e Zr características típicas dos granitos de origem predominantemente intra-placa que podem ter derivado de um manto enriquecido em elementos incompatíveis (Pearce et. al, 1984). Contudo, acontece que os perfis do Maciço de Portalegre apresentam uma discrepância acentuada entre o Nb e o Ta, com forte anomalia negativa daquele elemento (Nb), que não se verifica no caso dos granitos observados por Pearce et. al., 1984. Apenas no caso dos granitos sin-colisionais/pós-colisionais ocorre uma pequena anomalia negativa do Nb relativamente ao Ta. Este facto pode ser significativo em termos de reciclagem crustal de material anteriormente derivado de ambiente intra-placa.

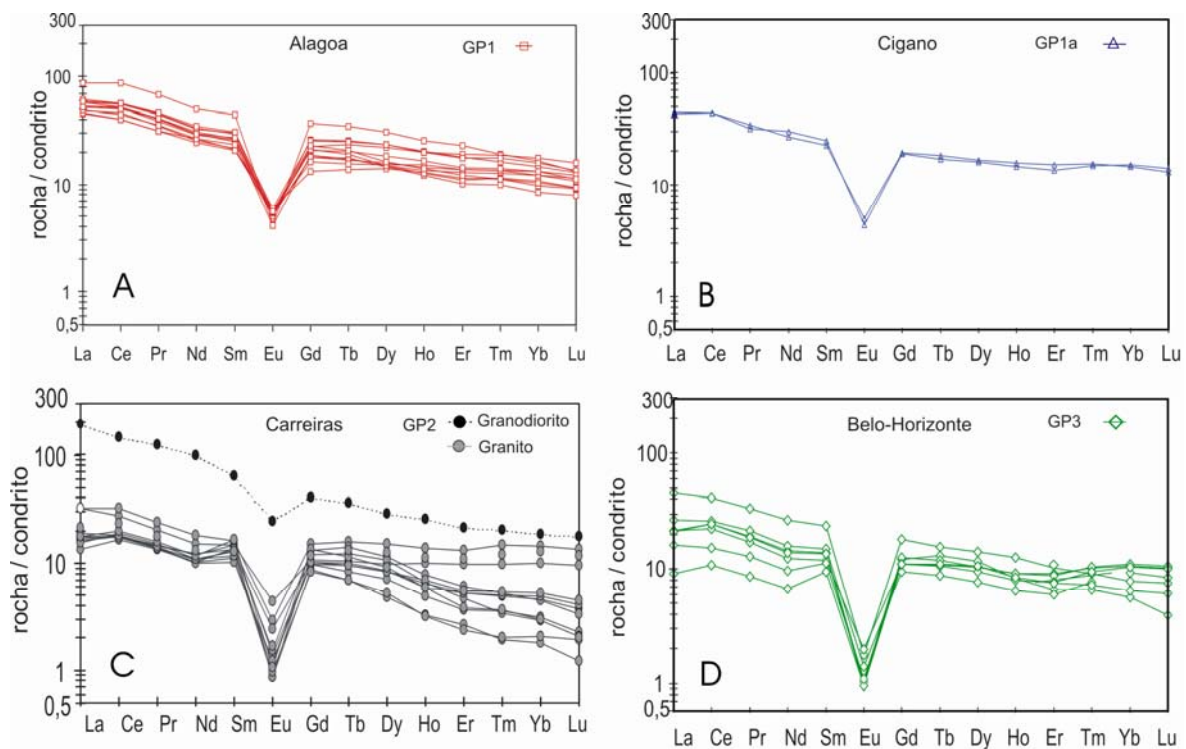


Fig. 4.2.19. Padrões de REE normalizados relativamente aos condritos dos diferentes granitos do Maciço de Portalegre. Factores de normalização de McDonough & Sun (1995). A) GP1-Alagoa; B) GP1a-Cigano; C) GP2-Carreiras; D) GP3-Belo-Horizonte; E) junção dos diagramas A e B.

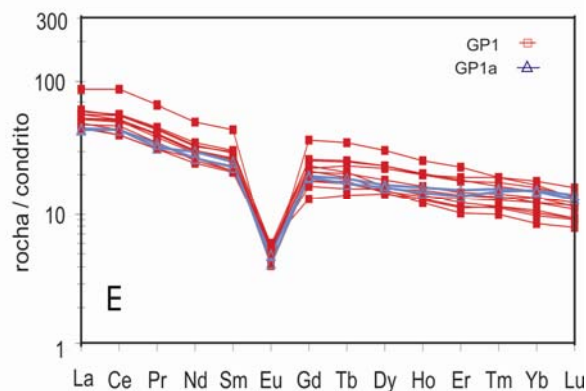


Fig. 4.2.20. Padrões de REE normalizados relativamente aos condritos das médias dos granitóides.

Os perfis das médias dos granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) são praticamente coincidentes entre si, apresentando o primeiro apenas um ligeiro enriquecimento em Th (Fig. 4.2.21 E), apoiando que correspondem ao mesmo granito. Estão ligeiramente enriquecidos em Ce, Zr, Sm, Y e Yb e ligeiramente empobrecidos em Rb, Ta e Nb em relação aos outros granitos. O perfil do granito de Belo-Horizonte (GP3) distingue-se pela maior anomalia negativa de Ba.

Analisando os perfis multi-elementares normalizados para o MORB de Pearce (1983), dos granitóides do Maciço de Portalegre, a que se sobrepuseram para comparação, os perfis das médias da crosta continental superior (CCS) e inferior (CCI), de Taylor & McLennan (1985), verifica-se (Fig. 4.2.22A-E) que, em geral (excluindo o granodiorito) os perfis mostram um enriquecimento selectivo dos elementos entre K e P, embora no granito de Belo-Horizonte, (GP3) se verifiquem algumas excepções (Ba e Ce, Fig. 4.2.22 D,E), podendo ser indicativo de uma origem distinta. Pronunciadas anomalias negativas em Sr, Ba, e Ti são também visíveis em todos os granitos, mas a de Ba é maior em GP3. O perfil do granodiorito difere dos restantes granitos por um incremento em Sr, Ba, Th, Ce, Zr, Sm, Ti, Y e Yb, decréscimo em K, Rb e pelas notórias anomalias negativas em Ta-Nb e em P (Fig. 4.2.22 E), o que apoia tratar-se de um granodiorito.

As geometrias dos perfis indicam ligeiras diferenças nas razões de elementos incompatíveis dos granitos GP1 e GP3 e podem ser sugestivas de diferenças no grau de fusão parcial ou dos protólitos. Comparando agora os perfis dos granitos do Maciço de Portalegre com as médias da CCI e CCS (crosta continental inferior e superior) verifica-se que os perfis são semelhantes, e até em muitos pontos, do Ce ao Yb (excluindo o Ti), mimetizam os padrões da CCI.

Na tentativa de comparar as assinaturas dos granitos do Maciço de Portalegre, com alguns granitos referenciados na literatura, que ocorrem em ambientes tectónicos conhecidos (subducção e intraplaca), utilizou-se o diagrama da Fig. 4.2.23. A figura mostra que os perfis dos granitos do Maciço de Portalegre, representados a amarelo não se “encaixam” globalmente nos dois ambientes, verificando-se contudo, que os perfis/anomalias do Sr ao Ba são semelhantes aos dos granitos de intraplaca. No caso dos restantes elementos, os perfis são transicionais a ambos os ambientes. Apenas o granodiorito (perfil tracejado) apresenta um perfil global semelhante com os granitos relacionados com a subducção. Verifica-se também, que não existe qualquer semelhança dos perfis do Maciço de Portalegre, com o perfil do granito gerado em ambiente oceânico (plagiogranito).

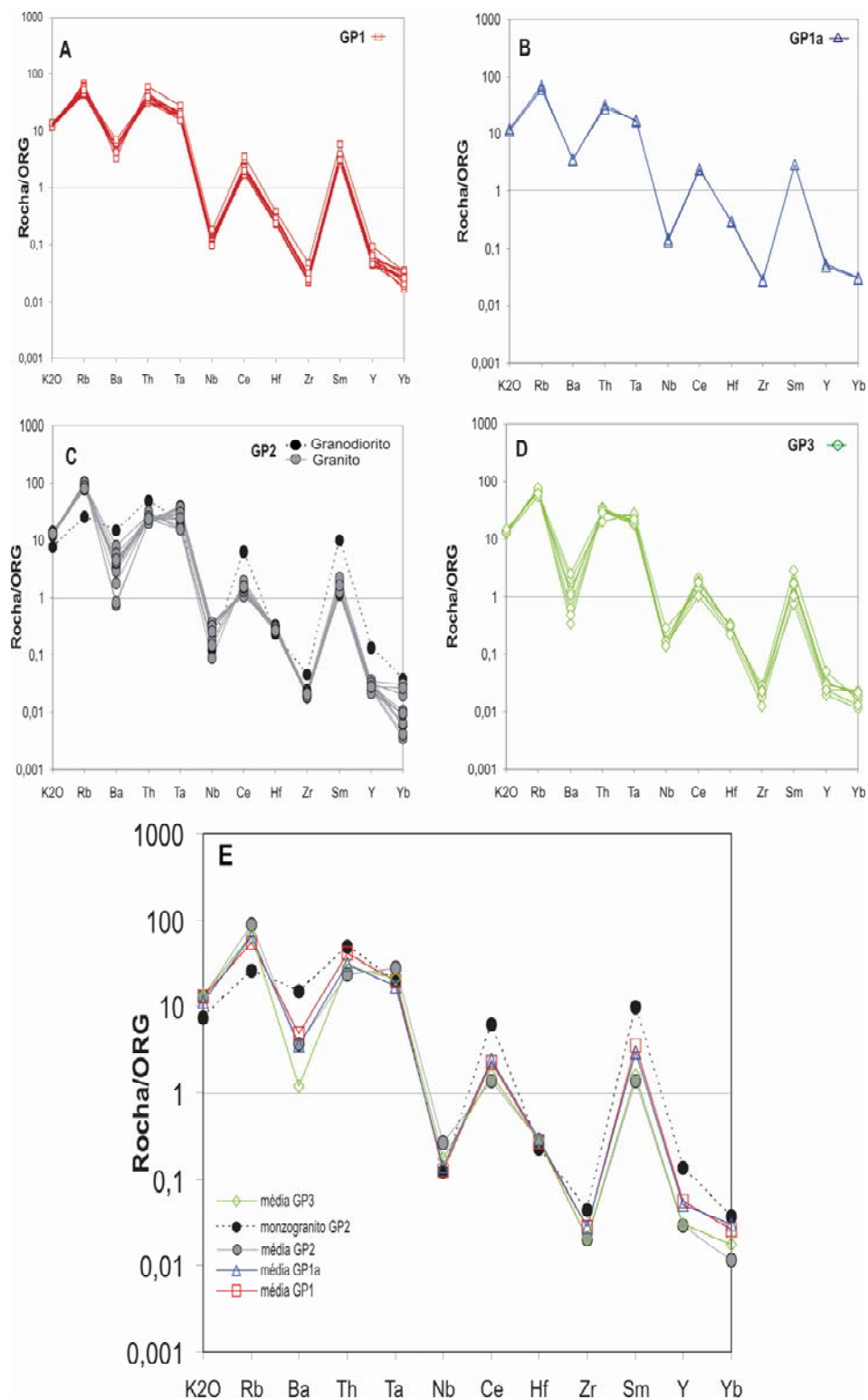


Fig. 4.2.21. Diagramas multi-elementares dos granitóides do Maciço de Portalegre, normalizados para o ORG (granito de crista oceânica) de Pearce et al. (1984), A) GP1-Alagoa; B) GP1a-Cigano; C) GP2-Carreiras; D) GP3-Belo-Horizonte; E) médias dos padrões anteriores.

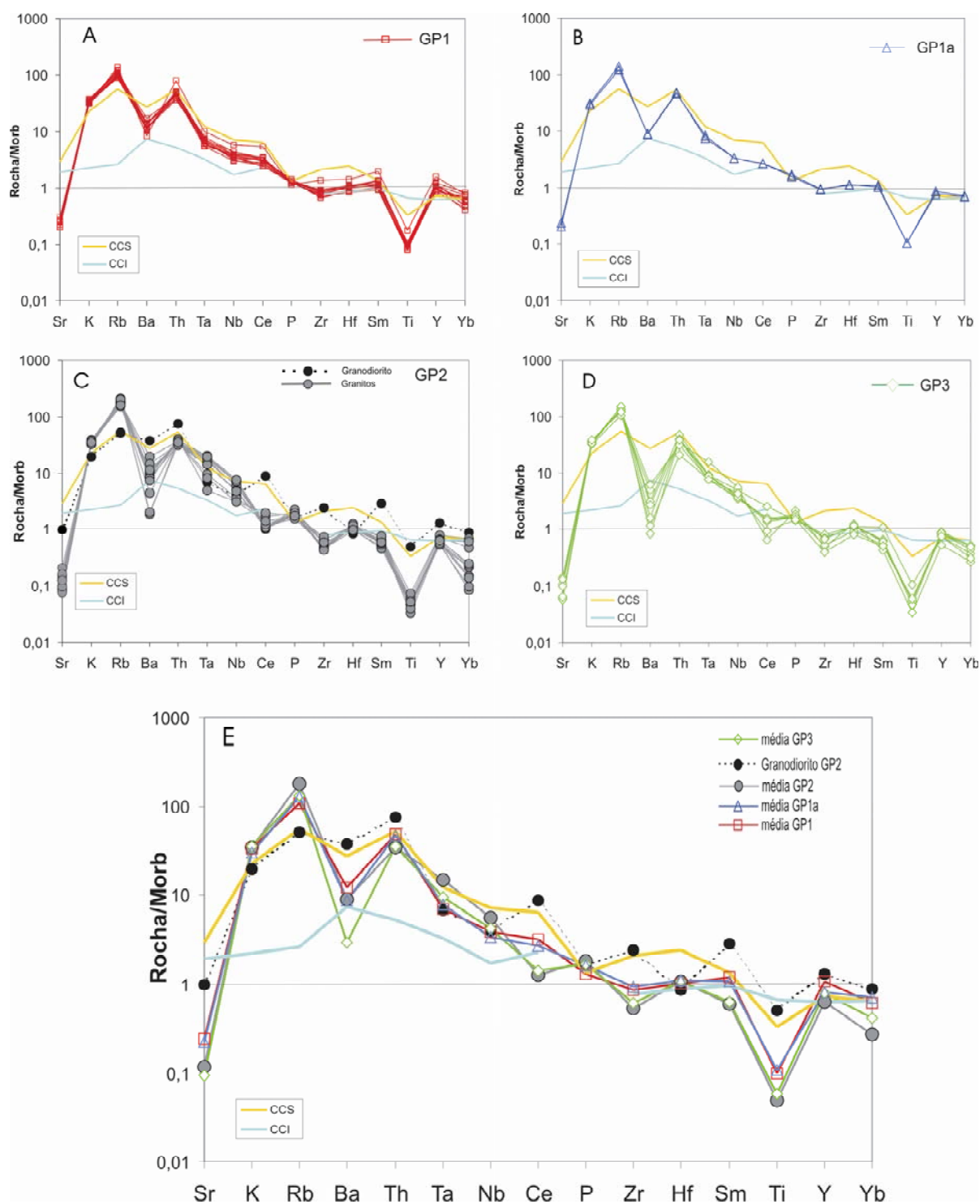


Fig. 4.2.22. Perfis multi-elementares normalizados para o MORB de Pearce (1983) dos granitóides do Maciço de Portalegre, com os padrões da média da crosta continental superior (CCS) e inferior (CCI) de Taylor & McLennan (1985). A) GP1-Alagoa; B) GP1a-Cigano; C) GP2-Carreiras; D) GP3-Belo-Horizonte; E) médias dos padrões anteriores.

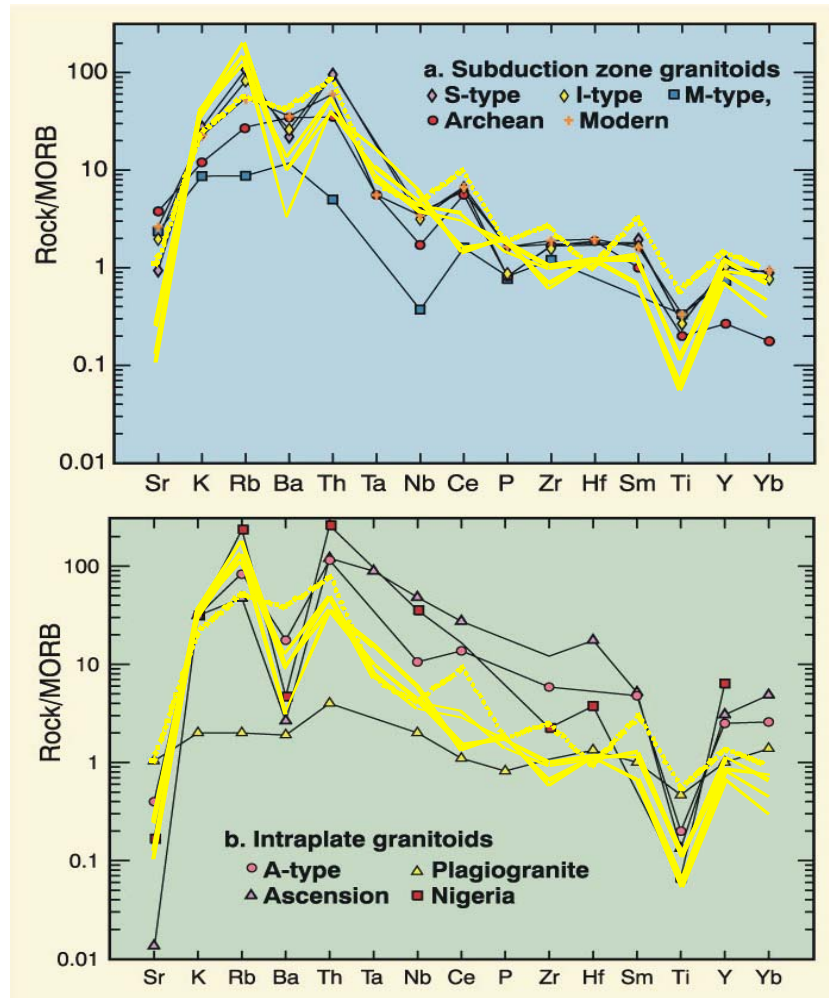


Fig. 4.2.23. Perfis normalizados para o MORB de Pearce (1993) dos granitos considerados de subducção (a) e intraplaca (b) extraído de Winter (2001), com a sobreposição, a amarelo, dos granitóides do Maciço de Portalegre representados na Fig. 4.2.22E. As figuras sugerem algumas semelhanças com os perfis dos granitos considerados de intraplaca, apenas o granodiorito (perfil tracejado) apresenta um perfil mais compatível com os granitos relacionados com a subducção.

4.3. Mineralogia química

Este capítulo tem como principal objectivo caracterizar os minerais dos vários granitos, bem como verificar eventuais relações mineralógicas entre eles. Assim, foram seleccionadas dentro de cada grupo de granito, amostras representativas dos diversos estádios de evolução. As análises incidiram sobretudo em feldspatos, micas e óxidos. Serão também apresentadas composições de fases acessórias tais como a granada e a apatite.

4.3.1. Feldspatos

As composições químicas representativas da plagioclase e do feldspato potássico bem como as respectivas fórmulas estruturais encontram-se na Tabela 4.3.1a. e 4.3.1b, respectivamente, e estão resumidas na Tabela 4.3.1c. As frações molares de An, Or e Ab encontram-se projectadas na Fig. 4.3.1.

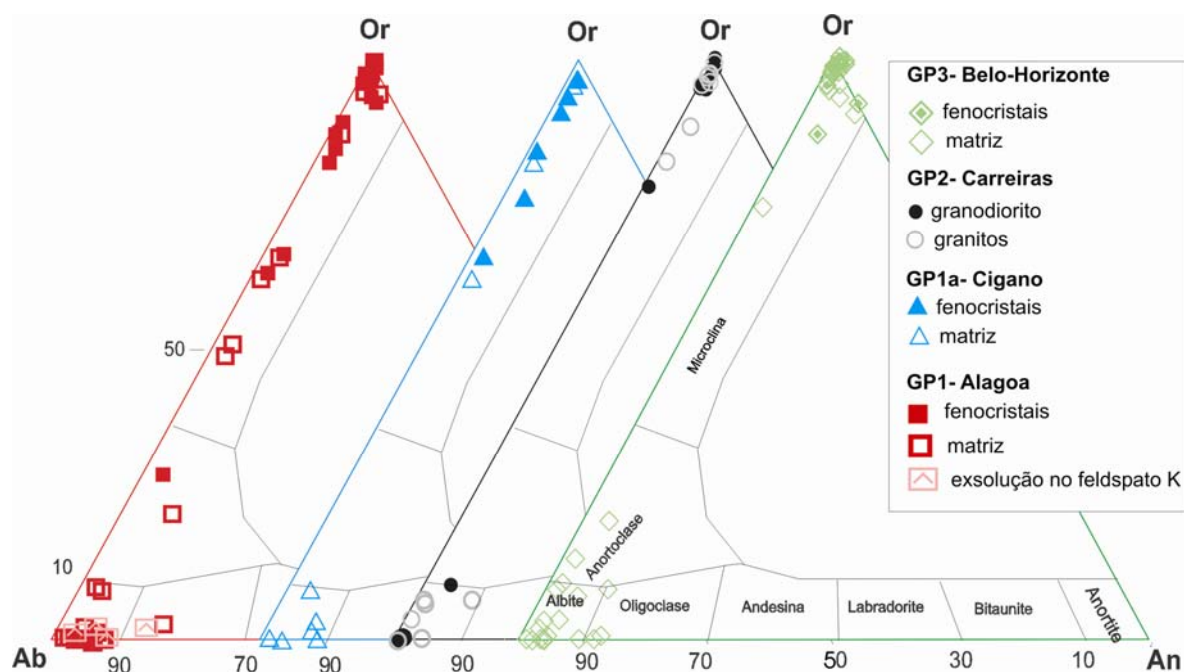


Fig. 4.3.1. Diagrama de composição dos feldspatos em termos de percentagem em moles de anortite (An) - albite (Ab) - ortoclase (Or), dos granitóides do Maciço de Portalegre.

A plagioclase dos granitóides do Maciço de Portalegre corresponde a albite-oligoclase e mostra pouca variação composicional. A maior variação (1-15%An) e os teores mais elevados de anortite foram encontrados na plagioclase do granito de Alagoa (GP1) (Fig. 4.3.1 e Tabela 4.3.1c). Em todos os granitos o zonamento da plagioclase é geralmente inverso a oscilatório (Fig. 4.3.1.1-4.3.1.4), reflectindo provavelmente desequilíbrios durante a fusão na génese dos granitos (e.g., Castro, 2001 in Gomes & Neiva, 2005).

Tabela 4.3.1a. Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases dos granitóides do Maciço de Portalegre.

Plagioclase	GP1-Alagoa													Port 4								
	granitos													núcleo	intern. periferia							
	Port 21A	Port 28B	Port30-perfil plagioclase matriz Fig. 4.3.1.1.										núcleo			intern. periferia						
min	máx	núcleo periferia	núcleo	1	2	3	4	5	6	8	9	10	12	13	borbo	exsolvida no fenocx	feldspato K máx	núcleo	intern. periferia			
SiO ₂	68,76	66,50	66,68	67,18	67,45	66,43	66,88	67,42	67,87	66,66	67,45	66,90	67,92	67,15	66,26	68,54	67,82	65,99	66,57	67,888	68,226	67,755
TiO ₂	0,02	0,03	0,01	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,09	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	18,81	19,28	21,28	21,05	20,59	20,00	19,97	19,91	19,76	19,82	19,99	19,92	19,39	19,58	19,39	19,32	19,82	20,27	19,26	18,96	19,40	19,31
FeO	0,04	0,11	0,00	0,00	0,19	0,00	0,08	0,02	0,11	0,00	0,11	0,21	0,10	0,14	0,18	0,06	0,06	0,00	0,10	0,04	0,04	0,00
MnO	0,00	0,00	0,12	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,11	0,02	0,00	0,09	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,18	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,22	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,07	nd	nd	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,31	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO	0,17	3,39	0,49	0,80	1,09	1,39	1,12	0,49	0,58	1,03	0,73	1,06	0,70	0,84	1,33	0,35	0,88	1,40	2,40	0,32	0,30	0,59
Na ₂ O	11,32	9,88	11,10	11,04	10,22	9,77	10,19	10,10	10,50	9,82	10,42	10,27	10,31	9,85	8,24	10,28	9,87	9,86	9,93	11,17	10,15	10,29
K ₂ O	0,14	0,54	0,07	0,07	0,27	0,04	0,03	0,45	0,11	0,01	0,04	0,06	0,05	0,11	3,93	0,28	0,42	0,16	0,41	0,16	1,65	1,52
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,15	0,10	0,00	0,10	0,00	0,55	0,00	0,15	0,25	1,19	nd	nd	nd
Total	99,27	99,80	99,75	100,15	99,95	97,82	98,27	98,49	99,04	97,69	98,88	98,69	98,66	97,83	100,07	99,14	99,15	97,99	100,10	98,56	99,78	99,52
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios																						
Si	12,082	11,768	11,697	11,735	11,800	11,854	11,873	11,932	11,949	11,912	11,903	11,845	11,998	11,965	11,788	12,063	11,954	11,791	11,694	12,026	11,994	11,963
Al	3,896	4,021	4,399	4,334	4,245	4,206	4,178	4,153	4,100	4,174	4,158	4,157	4,037	4,112	4,066	4,008	4,117	4,268	3,988	3,959	4,020	4,018
P	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,000	0,000	0,005	0,144	-	-	-
Fe ³⁺	0,006	0,015	0,000	0,000	0,026	0,000	0,010	0,003	0,015	0,000	0,015	0,028	0,013	0,019	0,024	0,007	0,007	0,000	0,014	0,005	0,006	0,000
Ti	0,002	0,003	0,001	0,000	0,011	0,008	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,012	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000
Mn	0,000	0,000	0,018	0,000	0,006	0,006	0,000	0,000	0,016	0,003	0,000	0,013	0,000	0,000	0,008	0,000	0,004	0,008	0,000	0,004	0,000	0,000
Mg	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,003	0,048	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,003	0,057	0,000	0,000	0,000
Ca	0,031	0,643	0,093	0,151	0,204	0,266	0,213	0,093	0,109	0,197	0,138	0,201	0,132	0,160	0,254	0,066	0,166	0,268	0,453	0,061	0,056	0,111
Na	3,857	3,391	3,775	3,740	3,465	3,380	3,507	3,466	3,584	3,402	3,565	3,526	3,531	3,403	2,842	3,508	3,373	3,416	3,381	3,836	3,460	3,522
K	0,032	0,122	0,015	0,015	0,060	0,009	0,007	0,102	0,025	0,002	0,009	0,014	0,011	0,025	0,892	0,063	0,094	0,036	0,092	0,036	0,370	0,343
Ba	0,000	0,005	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Z	16,0	15,8	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,0	16,1	16,1	15,9	16,1	16,1	16,1	15,8	16,0	16,0	16,0
X	3,9	4,2	3,9	3,9	3,7	3,7	3,7	3,7	3,7	3,6	3,7	3,8	3,7	3,6	4,0	3,6	3,6	3,7	4,0	3,9	3,9	4,0
An (mol.%)	0,9	15,4	2,8	3,9	5,6	7,4	5,7	3,2	3,4	5,6	3,8	6,9	3,6	4,5	7,0	1,8	4,7	7,5	12,8	1,6	1,4	2,8
Ab (mol.%)	98,3	81,5	96,8	95,8	92,8	92,3	94,1	94,0	96,0	94,4	96,0	92,7	96,1	94,8	70,8	96,5	92,7	91,6	84,9	97,4	89,1	88,5
Or (mol.%)	0,8	3,0	0,4	0,4	1,6	0,2	0,2	2,8	0,7	0,1	0,2	0,4	0,3	0,7	22,2	1,7	2,6	1,0	2,3	0,9	9,5	8,7

nd - não determinado

Tabela 4.3.1.a. (cont.): Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases do Maciço de Portalegre.

Plagioclase	GP1a-Cigano						GP2-Carreiras/Fortios										
	Granitos			Granodiorito			Granitos			Granitos							
	Port 33 min	máx	Port 3 min	máx	núcleo	Port31 min	máx	bordo	Port 7 min	máx	Port2 min	máx	Port12 min	máx	Port24 min	máx	
SiO ₂	68,29	65,99	67,01	68,36	65,98	67,16	68,82	69,07	68,83	68,26	67,91	68,84	67,73	66,96	69,47	69,15	69,20
TiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,45	20,93	20,28	19,60	20,74	21,63	19,41	19,18	19,17	19,26	18,70	18,94	20,67	20,31	19,40	18,96	18,76
FeO	0,02	0,39	0,15	0,04	0,14	0,30	0,02	0,00	0,07	0,11	0,11	1,34	0,34	0,45	0,00	0,07	0,00
MnO	0,00	0,04	0,07	0,07	0,09	0,07	0,10	0,10	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08
MgO	0,00	0,13	0,00	0,01	0,05	0,09	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01
BaO	0,00	0,40	0,00	0,02	0,21	0,00	0,15	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,07	0,00	0,04
CaO	0,66	0,43	1,74	0,09	1,23	0,51	0,06	0,13	0,06	0,09	0,03	0,09	0,15	1,63	0,06	0,02	0,04
Na ₂ O	11,20	10,11	10,73	11,55	10,35	8,87	11,49	11,45	11,26	11,16	11,52	10,77	10,04	9,71	11,05	11,61	11,05
K ₂ O	0,07	1,44	0,10	0,13	0,31	1,52	0,10	0,08	0,08	0,06	0,08	0,07	1,11	1,21	0,05	0,02	0,61
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	0,07	0,36	0,26	0,09	0,06	0,04	0,02	0,05	0,00	0,05	1,38	0,00	nd	nd
Total	99,71	99,86	100,06	99,86	99,09	100,53	100,27	100,07	99,84	99,04	98,46	100,08	100,19	101,81	100,12	99,84	99,79
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios																	
Si	11,966	11,668	11,755	11,963	11,694	11,684	11,993	12,042	12,042	12,015	12,046	12,007	11,835	11,559	12,075	12,078	12,113
Al	4,017	4,362	4,193	4,042	4,332	4,435	3,986	3,940	3,952	3,996	3,908	3,894	4,256	4,132	3,974	3,903	3,870
P	-	-	-	0,000	0,030	0,038	0,013	0,009	0,006	0,003	0,008	0,000	0,007	0,202	0,000	-	-
Fe ³⁺	0,003	0,051	0,019	0,005	0,019	0,039	0,003	0,000	0,010	0,017	0,017	0,196	0,044	0,065	0,000	0,000	0,000
Ti	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,006	0,000	0,000	0,006	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,010	0,000
Mn	0,000	0,006	0,010	0,011	0,014	0,010	0,014	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,011
Mg	0,000	0,034	0,000	0,002	0,013	0,023	0,000	0,004	0,008	0,005	0,001	0,000	0,000	0,008	0,005	0,001	0,003
Ca	0,123	0,081	0,326	0,018	0,233	0,095	0,011	0,023	0,012	0,017	0,006	0,031	0,028	0,301	0,011	0,004	0,007
Na	3,806	3,467	3,649	3,919	3,555	2,992	3,882	3,869	3,820	3,809	3,963	3,641	3,402	3,250	3,724	3,932	3,751
K	0,015	0,325	0,021	0,028	0,069	0,337	0,021	0,017	0,019	0,013	0,018	0,006	0,248	0,266	0,011	0,005	0,136
Ba	0,000	0,028	0,000	0,001	0,014	0,000	0,010	0,000	0,020	0,000	0,000	0,013	0,004	0,000	0,005	0,000	0,003
Z	16,0	16,1	16,0	16,0	16,0	16,2	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,1	16,1	16,0	16,0	16,0	16,0
X	3,9	3,9	4,0	4,0	3,9	3,6	3,9	3,9	3,9	3,8	4,0	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9	3,9
An (mol. %)	3,1	3,1	8,4	0,8	6,7	3,7	0,6	1,1	0,5	0,6	0,3	0,4	0,8	8,3	0,4	0,1	0,6
Ab (mol. %)	96,5	88,0	91,1	98,5	91,2	86,5	98,6	98,5	98,5	99,1	99,2	99,1	92,3	84,8	99,1	99,8	95,9
Or (mol. %)	0,4	9,0	0,5	0,7	2,1	9,8	0,8	0,4	1,0	0,3	0,5	0,4	6,9	7,0	0,4	0,1	3,6

nd= não determinado

Tabela 4.3.1a. (cont.): Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases dos granitóides do Maciço de Portalegre.

Plagioclase	GP3-Belo-Horizonte															
	Granitos							perfil p (Fig. 4.3.14.)								
	Port 8			Port 28A				núcleo			núcleo					
amostra	bordo			bordo				núcleo			núcleo					
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
SiO ₂	67,69	65,56	69,58	68,15	63,63	67,37	69,21	66,55	63,48	66,31	68,99	68,66	69,01	66,79	66,90	66,50
TiO ₂	0,00	0,11	0,07	0,05	0,06	0,08	0,00	0,00	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,53	21,01	19,93	20,17	21,38	21,90	19,84	20,81	22,85	20,89	19,88	20,26	19,88	21,10	21,44	21,29
FeO	0,93	1,63	0,07	0,26	0,76	1,27	0,06	0,62	0,68	0,65	0,06	0,10	0,13	0,14	0,00	0,16
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,17	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00
MgO	0,07	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,02	0,14	0,28	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,08	0,01	0,12
CaO	0,14	0,14	0,22	0,25	1,68	0,13	0,44	0,94	0,45	0,21	0,60	0,88	0,46	1,73	2,08	2,33
Na ₂ O	10,14	9,09	10,04	10,36	9,32	9,28	10,18	9,84	8,65	9,40	10,26	9,90	10,41	10,09	9,40	9,52
K ₂ O	0,65	1,64	0,10	0,40	1,62	1,46	0,11	1,31	3,66	2,49	0,22	0,02	0,13	0,11	0,12	0,21
P ₂ O ₅	0,09	0,20	0,00	0,25	1,43	0,05	0,09	0,22	0,05	0,00	0,14	0,00	0,00	0,01	0,17	0,12
Total	99,28	99,40	100,01	100,03	100,08	101,58	100,24	100,57	100,12	100,07	100,18	100,01	100,02	100,11	100,18	100,25
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios																
Si	11,924	11,608	12,061	11,884	11,241	11,640	12,013	11,666	11,296	11,699	11,984	11,938	12,003	11,687	11,664	11,630
Al	4,055	4,384	4,072	4,146	4,451	4,459	4,058	4,299	4,791	4,344	4,071	4,151	4,075	4,350	4,407	4,388
P	0,013	0,030	0,000	0,037	0,213	0,007	0,014	0,033	0,008	0,000	0,020	0,000	0,000	0,002	0,025	0,017
Fe ³⁺	0,122	0,216	0,010	0,038	0,112	0,168	0,008	0,081	0,091	0,087	0,008	0,014	0,017	0,018	0,000	0,021
Ti	0,000	0,015	0,009	0,006	0,008	0,010	0,000	0,000	0,014	0,014	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000
Mn	0,003	0,001	0,000	0,000	0,007	0,000	0,025	0,000	0,011	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,009	0,000
Mg	0,018	0,005	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,026	0,027	0,040	0,047	0,318	0,024	0,082	0,177	0,087	0,040	0,111	0,163	0,085	0,324	0,388	0,436
Na	3,463	3,121	3,375	3,504	3,192	3,109	3,425	3,346	2,984	3,215	3,454	3,337	3,509	3,422	3,178	3,228
K	0,146	0,370	0,023	0,089	0,365	0,322	0,023	0,292	0,832	0,561	0,049	0,005	0,030	0,025	0,026	0,047
Ba	0,002	0,000	0,000	0,007	0,000	0,001	0,009	0,019	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,006	0,001	0,008
Z	16,1	16,3	16,2	16,1	16,0	16,3	16,1	16,1	16,2	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1
X	3,7	3,5	3,4	3,6	3,9	3,5	3,6	3,8	3,9	3,8	3,6	3,5	3,6	3,8	3,6	3,7
An (mol.%)	1,3	0,9	1,2	1,3	8,9	0,7	3,0	4,6	3,3	1,0	3,1	5,8	2,3	8,6	11,0	11,7
Ab (mol.%)	94,6	88,5	98,2	96,1	81,8	90,0	96,1	87,3	75,7	84,3	95,5	94,1	96,8	90,6	88,2	86,8
Or (mol.%)	4,0	10,5	0,7	2,6	9,4	9,4	0,9	8,1	21,1	14,7	1,4	0,1	0,8	0,8	0,7	1,5

Tabela 4.3.1b. Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas dos feldspatos potássicos do Mácio de Portalegre.

amostra	GP1-Alagoa granitos																											
	Port21 A		Port28B		Port30 - perfil fenocristal Fig. 4.3.1.1.										Port30		matiz				fenocristal							
	matiz		fenocristal		fenocristal		bordo		matiz		núcleo		matiz		matiz		matiz		fenocristal		fenocristal		fenocristal		fenocristal			
	min	máx	min	máx	14	15	16	22	23	27	29	30	31	48	49	50	min	máx	min	máx	min	máx	min	máx	min	máx	min	máx
SiO ₂	63,24	64,28	nd	64,50	63,83	64,21	65,80	64,25	64,39	64,57	64,95	64,58	64,30	63,43	64,70	64,24	65,50	63,88	62,69	66,56	65,83	64,16	65,80	65,55	65,16	64,91	63,80	64,49
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,15	0,11	0,20	0,21	0,06	0,12	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,12	0,31	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	17,90	17,55	18,09	18,09	18,13	17,84	18,10	18,26	18,67	17,70	18,37	18,38	18,15	17,74	18,07	18,23	18,71	17,69	17,94	18,83	17,96	18,26	18,34	18,34	18,09	17,83	17,34	18,00
FeO	0,30	0,03	0,07	0,07	0,13	0,00	0,28	0,04	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,21	0,00	0,00	0,06	0,00	0,29	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,04
MnO	0,00	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,10	0,05	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,10	0,03
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,03	0,00	0,17	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
BaO	0,32	0,11	nd	0,64	0,27	0,08	0,39	0,32	0,31	0,35	0,39	0,26	0,00	0,28	0,14	0,10	0,26	0,31	0,56	0,00	0,02	0,00	0,10	0,15	0,25	0,03	0,00	0,19
CaO	0,15	0,02	0,64	0,64	0,05	0,00	0,03	0,10	0,04	0,00	0,13	0,03	0,04	0,41	0,00	0,07	0,36	0,13	0,03	0,39	0,19	0,04	0,22	0,45	0,02	0,00	0,44	0,00
Na ₂ O	0,24	0,25	0,21	0,21	0,05	0,30	0,38	0,13	0,32	0,31	0,00	0,23	1,45	0,34	0,00	0,26	4,95	0,40	0,00	5,72	4,10	0,29	3,73	3,24	1,36	1,10	0,38	0,32
K ₂ O	15,99	16,30	15,31	15,31	16,65	16,12	16,20	16,30	16,60	16,30	16,30	16,32	13,97	16,16	16,52	16,28	8,34	16,06	16,20	8,84	10,83	16,00	10,40	10,84	14,98	15,12	16,23	16,34
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,12	0,00	0,18	0,05	0,13	0,00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	98,16	98,57	98,91	98,91	99,12	98,74	101,29	99,67	100,67	99,47	100,29	99,81	98,16	98,82	99,44	99,50	98,38	98,82	98,78	100,41	98,99	99,13	98,68	98,57	99,95	99,01	98,33	99,42

Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios	
Si	11,957 12,074 12,015
Al	3,989 3,884 3,970
P	- - -
Fe ³⁺	0,047 0,005 0,012
Ti	0,000 0,005 0,000
Mn	0,000 0,000 0,012
Mg	0,006 0,000 0,000
Ca	0,030 0,003 0,128
Na	0,088 0,090 0,075
K	3,858 3,907 3,639
Ba	0,024 0,008 -
Z	16,0 16,0 16,0
X	4,0 4,0 3,9
An (mol.%)	0,9 0,1 3,6
Ab (mol.%)	2,2 2,2 2,0
Or (mol.%)	96,9 97,7 94,4

nd - não determinado

Tabela 4.3.1b (cont.): Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas dos feldspatos potássicos dos granitóides do Maciço de Portalegre.

amostra	Port 33						Port 3					
	matriz			fenocristal			matriz			fenocristal		
	min	máx		min	máx		min	máx		min	máx	
SiO ₂	64,58	64,39		65,48	68,31		64,96	64,33		66,57	63,52	
TiO ₂	0,00	0,00		0,02	0,03		0,07	0,00		0,13	0,00	
Al ₂ O ₃	17,91	17,91		18,40	19,12		18,65	17,98		19,04	18,55	
FeO	0,03	0,00		0,07	0,00		0,06	0,03		0,09	0,07	
MnO	0,00	0,09		0,09	0,00		0,05	0,10		0,02	0,02	
MgO	0,00	0,01		0,00	0,01		0,16	0,00		0,04	0,00	
BaO	0,26	0,00		0,29	0,12		0,06	0,29		0,36	1,06	
CaO	0,21	0,04		0,03	0,50		0,17	0,03		0,12	0,13	
Na ₂ O	1,93	0,40		1,71	11,40		4,30	0,29		3,57	0,90	
K ₂ O	14,71	16,63		14,81	0,13		11,54	16,48		11,00	15,59	
P ₂ O ₅	nd	nd		nd	nd		0,00	0,00		0,00	0,17	
Total	99,62	99,46		100,90	98,88		100,01	99,52		100,94	100,01	
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios												
Si	11,985	12,011		11,979	11,884		11,874	12,003		11,973	11,840	
Al	3,917	3,937		3,967	4,119		4,017	3,954		4,036	4,076	
P	-	-		-	-		0,000	0,000		0,000	0,000	
Fe ³⁺	0,004	0,000		0,010	0,013		0,009	0,005		0,012	0,027	
Ti	0,000	0,000		0,002	0,003		0,010	0,000		0,018	0,010	
Mn	0,000	0,014		0,014	0,012		0,007	0,015		0,003	0,003	
Mg	0,000	0,001		0,000	0,006		0,043	0,000		0,011	0,000	
Ca	0,042	0,008		0,006	0,010		0,033	0,007		0,023	0,026	
Na	0,693	0,144		0,607	0,089		1,522	0,103		1,245	0,324	
K	3,482	3,958		3,456	3,897		2,690	3,923		2,524	3,708	
Ba	0,019	0,000		0,021	0,006		0,004	0,021		0,025	0,077	
Z	15,9	15,9		16,0	16,0		15,9	16,0		16,0	16,0	
X	4,2	4,1		4,1	4,0		4,3	4,1		3,8	4,1	
An (mol.%)	1,0	0,6		0,5	0,7		1,9	0,5		1,0	0,7	
Ab (mol.%)	16,4	3,5		14,8	2,2		35,4	2,5		32,5	7,8	
Or (mol.%)	82,7	95,9		84,7	97,1		62,7	96,9		66,5	91,5	

nd--não determinado

Tabela 4.3.1b (cont.): Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas dos feldspatos potássicos dos granitóides do Maciço de Portalegre.

amostra	GP2-Carreiras/Fortios												
	Granodiorito						Granitos						
	Port31		Port2		Port32		Port24		Port32		Port24		
núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo		
SiO ₂	64,40	65,02	64,55	64,60	65,25	64,80	64,62	64,90	64,77	65,00	65,02	64,82	64,53
TiO ₂	0,00	0,03	0,11	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,10	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	18,37	18,47	18,13	18,24	18,06	18,45	18,45	18,25	18,41	18,28	18,46	17,86	17,66
FeO	0,00	0,25	0,07	0,22	0,04	0,05	0,00	0,00	0,09	0,08	0,18	0,00	0,05
MnO	0,05	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04	0,09	0,01	0,00	0,04
MgO	0,04	0,00	0,01	0,01	0,04	0,09	0,11	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
BaO	0,21	0,05	0,00	0,08	0,01	0,04	0,34	0,23	0,11	0,25	0,00	0,21	0,00
CaO	0,17	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02
Na ₂ O	0,47	2,43	0,46	0,57	0,14	0,32	0,09	0,00	0,48	0,32	0,05	1,94	0,28
K ₂ O	16,17	13,61	16,63	16,26	16,39	16,27	16,34	16,55	16,17	16,22	16,16	16,72	16,60
P ₂ O ₅	0,13	0,06	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,10	nd	nd
Total	100,00	99,80	99,94	99,82	99,97	99,96	100,00	100,00	100,12	100,26	100,12	99,92	99,21
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios													
Si	11,934	11,934	11,973	11,964	12,052	11,980	11,973	12,015	11,972	12,005	11,982	11,990	12,041
Al	4,013	3,996	3,964	3,981	3,930	4,019	4,028	3,982	4,011	3,980	4,008	3,933	3,883
P	0,020	0,009	0,000	0,007	0,006	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,034	0,010	0,031	0,005	0,007	0,000	0,000	0,013	0,011	0,025	0,000	0,017
Ti	0,000	0,004	0,015	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,006	0,001	0,014	0,000	0,000
Mn	0,007	0,003	0,006	0,000	0,003	0,000	0,007	0,000	0,007	0,015	0,002	0,002	0,007
Mg	0,010	0,000	0,003	0,003	0,010	0,023	0,032	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000
Ca	0,033	0,023	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,044	0,011
Na	0,167	0,865	0,166	0,206	0,051	0,115	0,031	0,000	0,174	0,115	0,019	0,692	0,100
K	3,823	3,186	3,934	3,841	3,861	3,836	3,864	3,910	3,812	3,821	3,799	3,458	3,952
Ba	0,016	0,004	0,000	0,005	0,001	0,003	0,025	0,017	0,008	0,018	0,000	0,000	0,000
Z	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	15,9	15,9
X	4,1	4,1	4,1	4,1	3,9	4,0	4,0	3,9	4,0	4,0	3,8	4,2	4,1
An (mol.%)	1,3	0,6	0,3	0,1	0,3	0,6	1,0	0,0	0,2	0,4	0,3	1,1	0,3
Ab (mol.%)	4,1	21,2	4,0	5,1	1,3	2,9	0,8	0,0	4,3	2,9	0,5	16,5	2,2
Or (mol.%)	94,6	78,1	95,7	94,9	98,4	96,5	98,2	100,0	95,5	96,7	99,2	82,4	97,2
nd= não determinado													

Tabela 4.3.1b (cont.): Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas dos feldspatos potássicos dos granitóides do Maciço de Portalegre.

Feldspato-K		Granitos															
		Port 8			Port 28A			Port 15									
amostra	bordo	matriz			fenocristal			matriz			fenocristal						
		núcleo	→	←	min	máx	perfil k (Fig. 4.3.1.4.)	perfil k (Fig. 4.3.1.4.)	perfil k (Fig. 4.3.1.4.)	4	5	6	7	min	máx		
SiO ₂	64,88	63,67	61,85	64,25	63,18	63,03	65,04	63,76	64,16	63,87	63,12	64,93	64,37	63,63	62,17	64,63	65,29
TiO ₂	0,00	0,06	0,11	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	18,56	18,18	18,50	18,50	18,77	20,39	18,84	17,66	17,50	18,05	18,44	18,49	18,03	18,03	17,65	18,04	17,97
FeO	0,13	0,13	0,12	0,12	0,02	0,46	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
MnO	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,03	0,05	0,12	0,00	0,06	0,08	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,13	0,11	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
BaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,02	0,21	0,30	0,00	0,00	0,10	0,02	0,30	0,27	0,00
CaO	0,00	0,49	1,51	0,00	0,10	0,13	0,09	0,62	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	1,30	0,09	0,01
Na ₂ O	0,43	0,31	0,35	0,17	0,56	0,19	2,86	1,20	0,23	0,21	0,54	0,00	0,04	0,34	0,18	0,54	0,24
K ₂ O	15,97	16,59	16,07	16,73	16,66	15,28	12,77	15,24	16,66	16,33	15,87	16,31	16,31	16,42	15,97	16,48	16,72
P ₂ O ₅	0,00	0,56	1,46	0,20	0,58	0,54	0,22	nd	nd	0,03	0,16	0,14	0,00	0,33	1,44	nd	nd
Total	100,01	100,01	100,01	100,01	100,00	100,05	100,00	98,51	98,85	99,03	98,36	100,15	98,96	98,85	99,13	100,08	100,23
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios																	
Si	11,976	11,823	11,505	11,909	11,746	11,600	11,888	11,979	12,057	11,973	11,873	11,971	12,028	11,927	11,662	11,994	12,060
Al	4,038	3,978	4,055	4,042	4,113	4,422	4,057	3,911	3,875	3,988	4,088	4,018	3,971	3,983	3,902	3,945	3,911
P	0,000	0,088	0,229	0,032	0,092	0,084	0,034	-	-	0,005	0,026	0,022	0,000	0,052	0,228	-	-
Fe ³⁺	0,021	0,019	0,018	0,018	0,003	0,071	0,000	0,000	0,012	0,000	0,006	0,005	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,008	0,015	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,001	0,003	0,000
Mn	0,003	0,005	0,006	0,003	0,002	0,000	0,012	0,000	0,000	0,005	0,008	0,019	0,000	0,010	0,013	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,036	0,031	0,000	0,000	0,011	0,002	0,000
Ca	0,000	0,098	0,302	0,000	0,019	0,025	0,017	0,125	0,000	0,042	0,000	0,000	0,000	0,000	0,261	0,019	0,002
Na	0,154	0,111	0,125	0,062	0,203	0,066	1,013	0,436	0,085	0,076	0,197	0,000	0,014	0,124	0,065	0,194	0,085
K	3,761	3,929	3,815	3,957	3,952	3,587	2,977	3,653	3,995	3,905	3,808	3,835	3,888	3,927	3,822	3,902	3,941
Ba	0,001	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,0013	0,0157	0,022	0,000	0,000	0,007	0,001	0,022	0,020	0,000
Z	16,0	15,9	15,8	16,0	16,0	16,2	16,0	15,9	15,9	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	15,8	15,9	16,0
X	3,9	4,1	4,2	4,0	4,2	3,7	4,0	4,2	4,1	4,1	4,0	3,9	3,9	4,1	4,2	4,1	4,0
An (mol.%)	0,1	2,5	7,3	0,1	0,5	0,7	0,7	3,0	0,0	1,2	1,1	1,3	0,0	0,2	6,8	0,5	0,1
Ab (mol.%)	3,9	2,7	2,9	1,5	4,8	1,8	25,2	10,3	2,1	1,9	4,9	0,0	0,4	3,0	1,6	4,7	2,1
Or (mol.%)	96,0	94,8	89,8	98,4	94,7	97,5	74,1	86,6	97,9	97,0	94,0	98,7	99,6	96,7	91,6	94,8	97,8

nd - não determinado

Há decréscimo do teor de anortite da plagioclase do granito de Alagoa (GP1) para o granito de Carreiras (GP2), o que confirma a fraccionação da plagioclase. O granodiorito de Carreiras (GP2) tem uma albite com teor de anortite menor do que o granito GP2 confirmando que este granito não poder ser diferenciado do granodiorito. O teor máximo de anortite da plagioclase do granito de Belo-Horizonte (GP3) é idêntico ao valor máximo de anortite da plagioclase do granito de Alagoa (GP1) considerando o erro de 2 mol%, confirmando que o granito de Belo-Horizonte (GP3) não estará relacionado com os outros granitos.

Os conteúdos médios de P_2O_5 das plagioclases são moderados em todos os granitos ($P_2O_5_{plg}=0,17-0,22$), sempre mais elevados do que no feldspato potássico (com exceção do GP3- Tabela 4.3.1c) e mimetizam os teores da rocha total ($P_2O_5_{Rtotal} = 0,16-0,22\%$), o que indica uma forte compatibilidade deste elemento com a plagioclase (Fig. 4.3.1.1-4.3.1.4). O comportamento do P_2O_5 entre feldspato potássico e plagioclase é o oposto do encontrado por London et al. (1990) e Neiva (1998). Há aumento do teor de P_2O_5 e o decréscimo de Ba da plagioclase do granito de Alagoa (GP1) para a plagioclase do granito de Carreiras (GP2), apoiando a fraccionação da plagioclase. Não há relação geral entre os teores de anortite e P_2O_5 da plagioclase e o teor de P_2O_5 dependerá da quantidade de fósforo do magma (Bea et al., 1994).

Tabela 4.3.1c. Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides do Maciço de Portalegre.

		GP1-Alagoa	GP1a-Cigano	GP2-Carreiras		GP3-Belo-Horizonte
		granito	granito	granodiorito	granito	granito
Varição do teor de An da plagioclase	matriz	An ₁ -An ₁₅	An ₁ -An ₈	An ₀ -An ₄	An ₀ -An ₈	An ₀ -An ₁₂
	fenocristais	Or ₆₄ -Or ₁₀₀	Or ₆₇ -Or ₉₇	-	-	Or ₈₇ -Or ₁₀₀
Varição do teor de Or no feldspato K	matriz	Or ₅₀ -Or ₁₀₀	Or ₆₃ -Or ₉₇	Or ₇₈ -Or ₁₀₀	Or ₈₂ -Or ₁₀₀	Or ₇₄ -Or ₉₈
		GP1-Alagoa	GP1a-Cigano	GP2-Carreiras		GP3-Belo-Horizonte
		granito	granito	granodiorito	granitos	granito
%P₂O₅	plagioclase	0,17	0,22	0,09	0,26	0,18
	FK fenocristais	0,04	0,10	-	-	0,33
	FK matriz	0,04	0,00	0,04	0,06	0,38
%BaO	plagioclase	0,04	0,11	0,07	0,09	0,05
	FK fenocristais	0,25	0,48	-	-	0,12
	FK matriz	0,17	0,15	0,12	0,08	0,03

FK- feldspato potássico

A composição do feldspato potássico é mais variada, sobretudo no granito de Alagoa ($50 < \%Or < 100$) e o teor de ortoclase dos fenocristais tende a ser ligeiramente inferior a semelhante ao da matriz em todos os granitos (Tabela 4.3.1), podendo ser indicativo de variações nas condições de P-T durante a cristalização. São os fenocristais que apresentam teores mais elevados de BaO relativamente aos cristais da matriz, sugerindo que correspondam a fenocristais magmáticos (e.g., Long & Luth, 1986 in

Gomes & Neiva, 2005) (Tabela 4.3.1c e Fig. 4.3.1.1-4). O aumento no teor de Or e uma diminuição de BaO no feldspato potássico dos granitos de Alagoa (GP1) e Cigano (GP1a) para o granito de Carreiras (GP2) indica cristalização fraccionada.

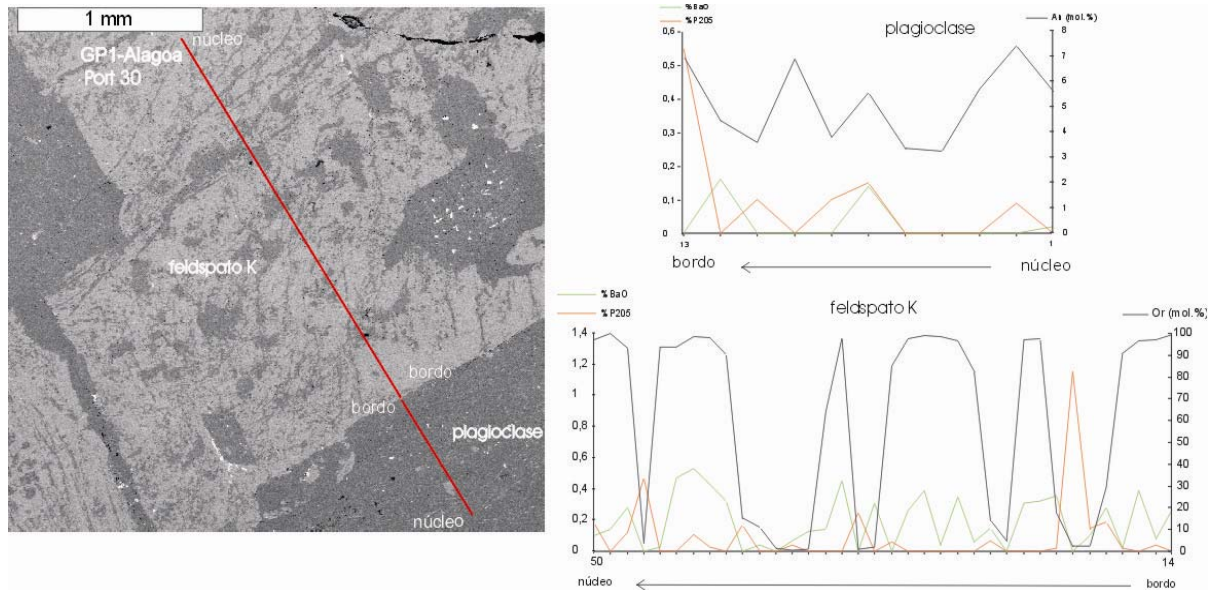


Fig. 4.3.1.1. Perfis da plagioclase e do fenocristal de feldspato potássico perítico do granito de Alagoa (GP1), mostrando a variação dos teores de P_2O_5 e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase, respectivamente. A plagioclase apresenta zonamento oscilatório e o seu conteúdo em P_2O_5 é irregular. O BaO tende a ser mais elevado no feldspato potássico.

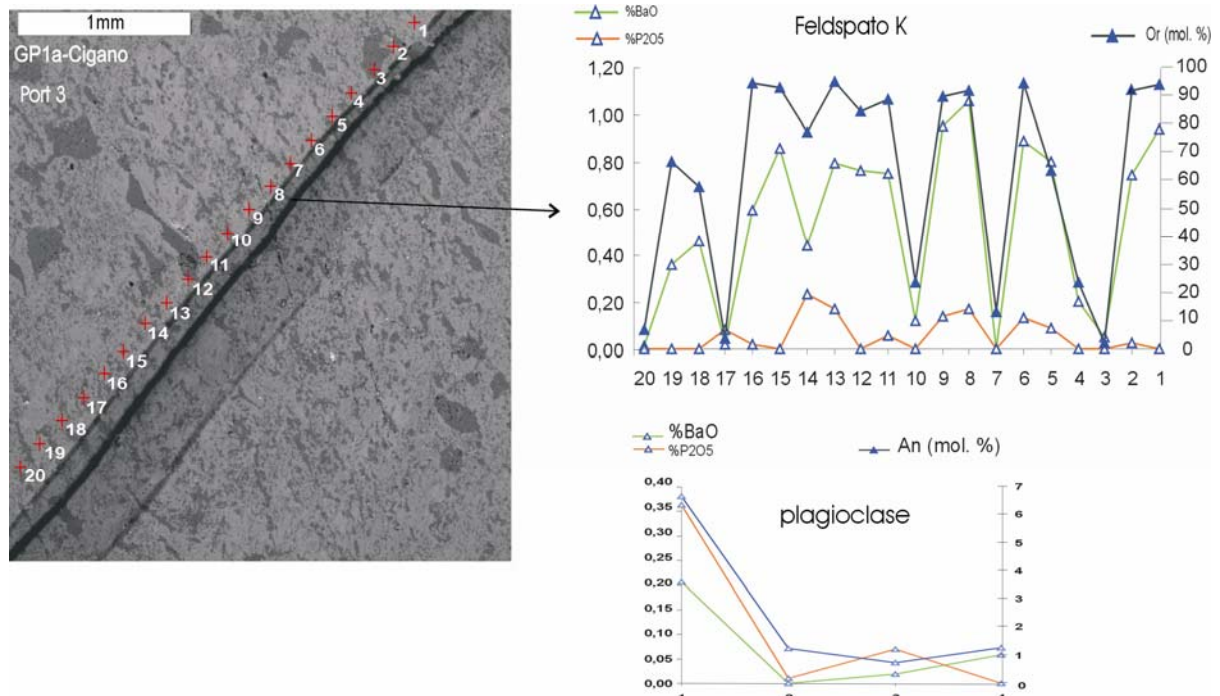


Fig. 4.3.1.2. Perfis da plagioclase (s/foto análise nº 1 e 4 bordo e núcleo respectivamente) e do fenocristal de feldspato potássico perítico do granito do Cigano (GP1a), mostrando a variação dos teores de P_2O_5 e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase. A plagioclase apresenta zonamento inverso e os conteúdos em P_2O_5 são mais elevados nas composições com maior % de An. O BaO tende a ser mais elevado no feldspato potássico.

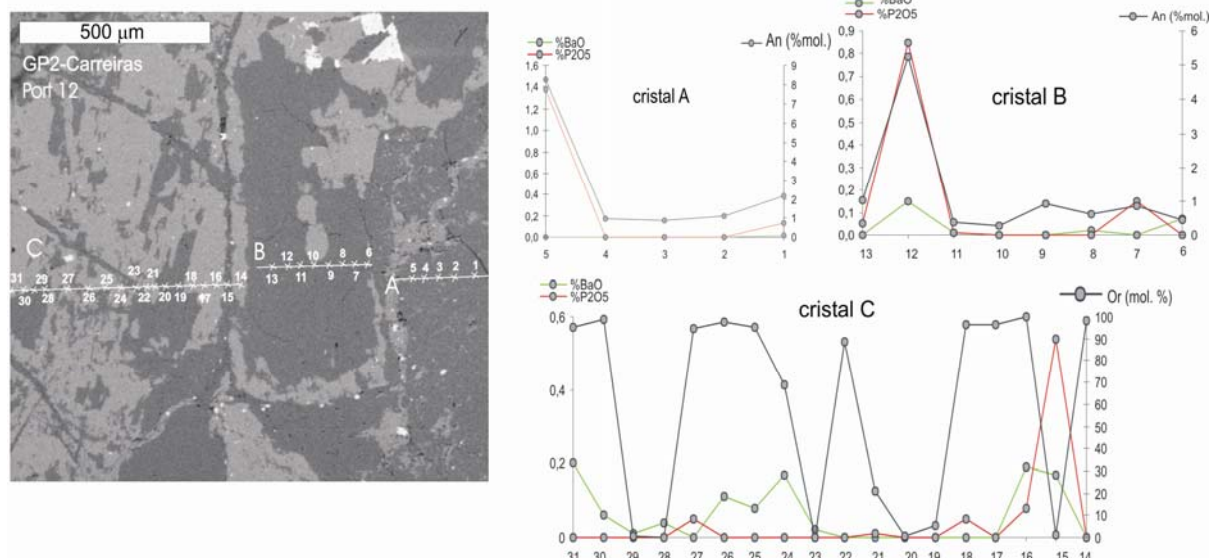


Fig. 4.3.1.3. Perfis da plagioclase (cristais A e B) e do feldspato potássico pertítico (cristal C) do granito de Carreiras (GP2), mostrando a variação dos teores de P_2O_5 e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase. Notar o zonamento inverso do cristal A e oscilatório do cristal B. Notar também que no cristal C, feldspato potássico pertítico na análise n°15, de composição albitica, o P_2O_5 aumenta. O BaO tende a ser mais elevado no feldspato potássico do que na plagioclase como era esperado.

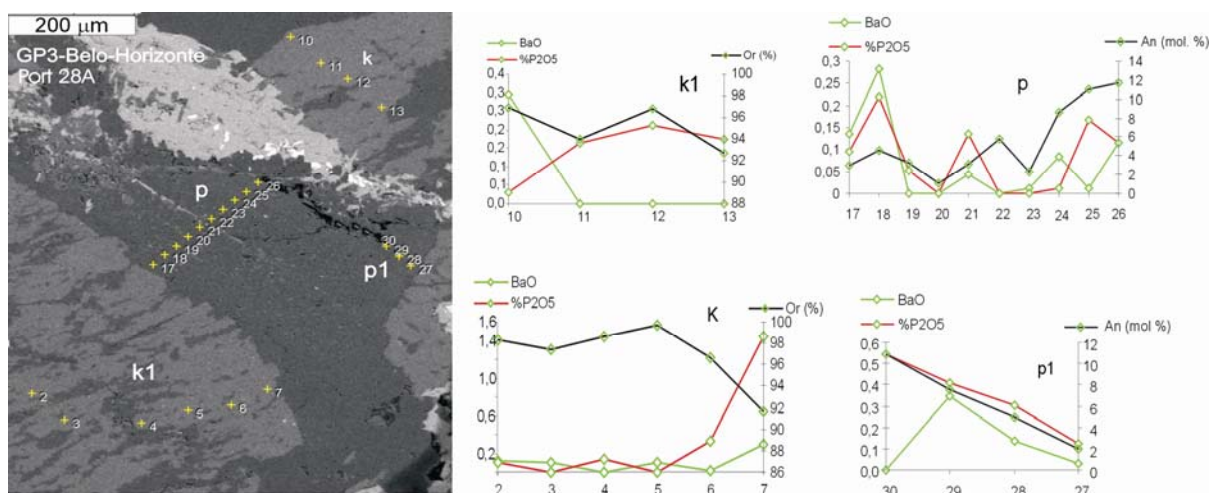


Fig. 4.3.1.4. Perfis da plagioclase (p e p1) com zonamento oscilatório e do feldspato potássico da matriz (K) e do fenocristal (K1) do granito de Belo-Horizonte (GP3) mostrando a variação dos teores de P_2O_5 e BaO relativamente aos conteúdos em anortite e ortoclase dos feldspatos.

4.3.2. Biotite

As composições químicas médias das biotites analisadas para cada granito, e respectivas fórmulas estruturais encontram-se na Tabela. 4.3.2 e a composição química média da biotite de cada amostra é dada no Anexo P3. A gama de valores $0,76 < Fe/(Fe+Mg) < 1$ e $1,1 < Al^{IV} < 1,5$, das biotites de todo o Maciço de Portalegre, aproxima-se do pólo composicional da anite segundo o diagrama classificativo de Deer et al. 1966 (Fig. 4.3.2.1). Estas biotites oscilam entre Fe-biotites e siderofilites (Foster, 1960).

Tabela. 4.3.2. Análises químicas médias (%) das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre.

Biotites	GP1-Alagoa		GP1a-Cigano	GP2-Carreiras			GP3-Belo-Horizonte	
	granitos		granitos	granodiorito	granitos		granitos	
	n=6 amostras		n=2 amostras	n=1 amostra	n=5 amostras		n=3 amostras	
	média	dp	média	média	média	dp	média	dp
SiO ₂	33,51	1,59	34,78	32,92	33,27	0,86	33,76	1,29
TiO ₂	2,01	0,46	1,39	1,75	2,25	0,56	2,35	0,30
Al ₂ O ₃	17,02	1,07	17,39	17,76	16,74	0,59	16,94	0,79
FeO	28,16	1,53	26,35	30,48	30,55	3,01	29,11	1,73
MnO	0,27	0,07	0,34	0,60	0,23	0,09	0,27	0,07
MgO	3,61	0,87	3,90	1,54	2,46	1,37	2,43	0,97
CaO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01	0,03	0,01
Na ₂ O	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04	0,02	0,06	0,02
K ₂ O	9,02	0,36	9,22	8,48	8,68	0,55	8,97	0,23
F	0,57	0,25	0,99	0,00	0,49	0,37	0,72	0,07
Cl	0,02	0,01	0,03	0,13	0,14	0,16	0,04	0,04
Total	94,16	0,69	93,85	93,75	94,68	0,78	94,55	0,87
O=F	0,24	0,11	0,42	0,00	0,20	0,16	0,30	0,03
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01
Total	93,95	0,62	93,68	93,72	94,52	0,80	94,30	0,79
Si	2,712	0,106	2,790	2,707	2,708	0,056	2,731	0,099
Al IV	1,288	0,106	1,210	1,293	1,292	0,056	1,269	0,099
T (total)	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	0,000
Al VI	0,336	0,062	0,433	0,428	0,314	0,041	0,346	0,047
Ti	0,123	0,029	0,084	0,108	0,138	0,032	0,143	0,018
Fe	1,908	0,123	1,769	2,096	2,081	0,221	1,970	0,126
Mn	0,019	0,005	0,023	0,042	0,016	0,006	0,019	0,005
Mg	0,436	0,104	0,466	0,189	0,298	0,162	0,293	0,115
Σ	2,820	0,055	2,776	2,863	2,846	0,071	2,770	0,028
Ca	0,003	0,002	0,003	0,004	0,001	0,001	0,002	0,001
Na	0,005	0,002	0,006	0,006	0,007	0,004	0,010	0,004
K	0,931	0,038	0,944	0,890	0,901	0,050	0,925	0,019
Σ	0,939	0,036	0,953	0,900	0,909	0,052	0,938	0,015
F	0,146	0,064	0,250	0,001	0,124	0,093	0,152	0,042
Cl	0,003	0,001	0,003	0,018	0,019	0,022	0,005	0,006
<i>Fe/Fe+Mg</i>	0,81	0,04	0,79	0,92	0,87	0,07	0,87	0,05
<i>Al total</i>	1,62	0,10	1,64	1,72	1,61	0,07	1,61	0,08

dp-desvio padrão

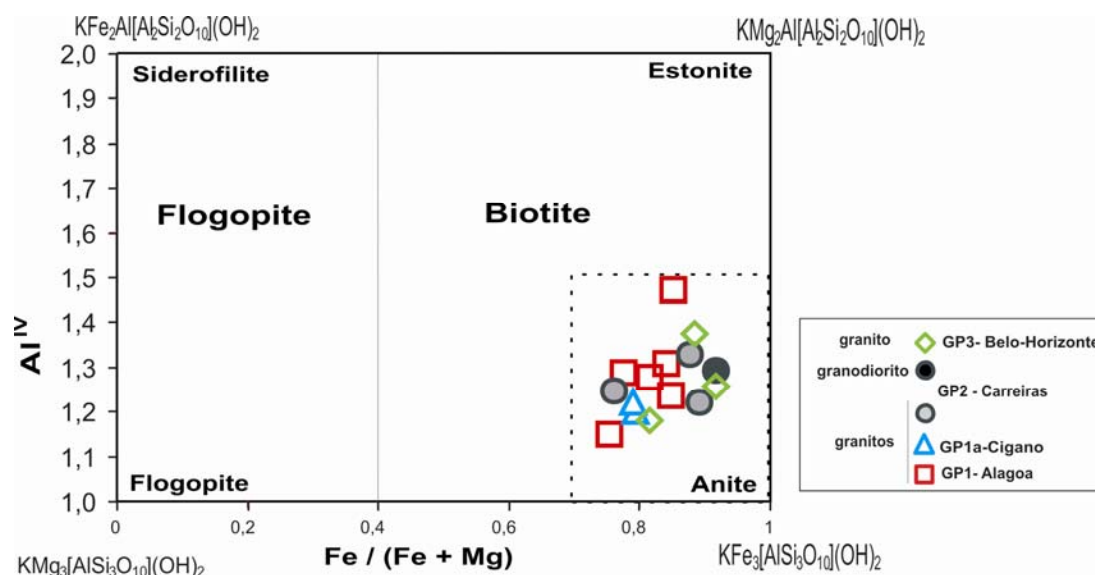


Fig. 4.3.2.1. Projecção das composições médias das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo de Deer et al. (1966), mostrando convergência para o pólo composicional da anite.

De acordo com vários autores, e.g., Nachit, et al., (1985) as biotites reflectem a composição dos magmas a partir do qual cristalizaram. Um diagrama exemplificativo é o da Fig. 4.3.2.2, onde as biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre, projectam-se maioritariamente no campo das biotites das rochas de tipo calco-alcalino, o que está de acordo com os dados de geoquímica de rocha total. Segundo Villaseca & Barbero, 1994 as biotites dos granitos peraluminosos do tipo-I projectam-se no campo das associações calco-alcalinas em oposição às biotites dos granitos peraluminosos do tipo-S que se projectam no domínio das associações alumino-potássicas.

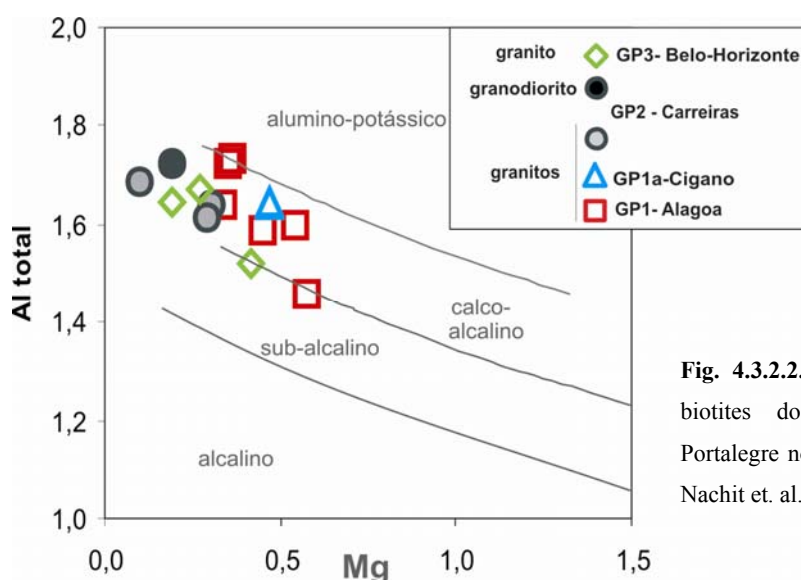


Fig. 4.3.2.2. Projecção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama Al total versus Mg de Nachit et. al. (1985) adaptado à base de 11 (O).

Considerando os diagramas de Abdel-Rahman (1994) da Fig. 4.3.2.3, as biotites projectam-se maioritariamente no campo das séries peraluminosas, incluindo as do tipo S, mas no diagrama A, algumas biotites dos granitos mais evoluídos Carreiras (GP2) e Belo-Horizonte (GP3) projectam-se no

campo das biotites das séries alcalinas. Estas inferências, estão de acordo com as tendências composicionais dos granitos do Maciço de Portalegre que são peraluminosos, em que os termos mais diferenciados são tendencialmente mais “alcalinos” (Fig. 4.2.16).

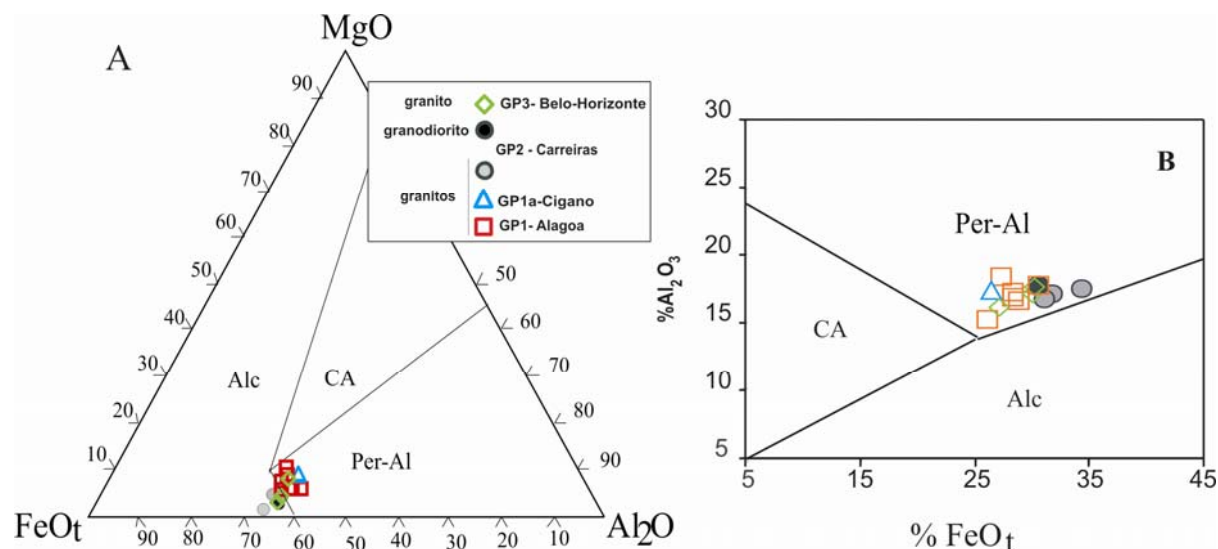


Fig. 4.3.2.3. Projecção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas de Abdel-Rahman (1994) A: diagrama triangular MgO-FeO_t-Al₂O₃, B: FeO_t-Al₂O₃. alc: biotites de séries alcalinas anorogénicas; calc-Alc: biotites de séries calco-alcalinas orogénicas; per-Alc: biotites de séries peraluminosas incluindo tipo S.

As biotites dos granitos do Maciço de Portalegre são magmáticas (Fig. 4.3.2.4A). O diagrama MgO-FeO_t-Al₂O₃ (Fig. 4.3.2.4B), sugere, através dos campos de Nockolds (1947) a não coexistência da biotite com outros minerais ferromagnesianos. De acordo com as observações petrográficas nestas rochas a biotite coexiste com moscovite, em todas as amostras.

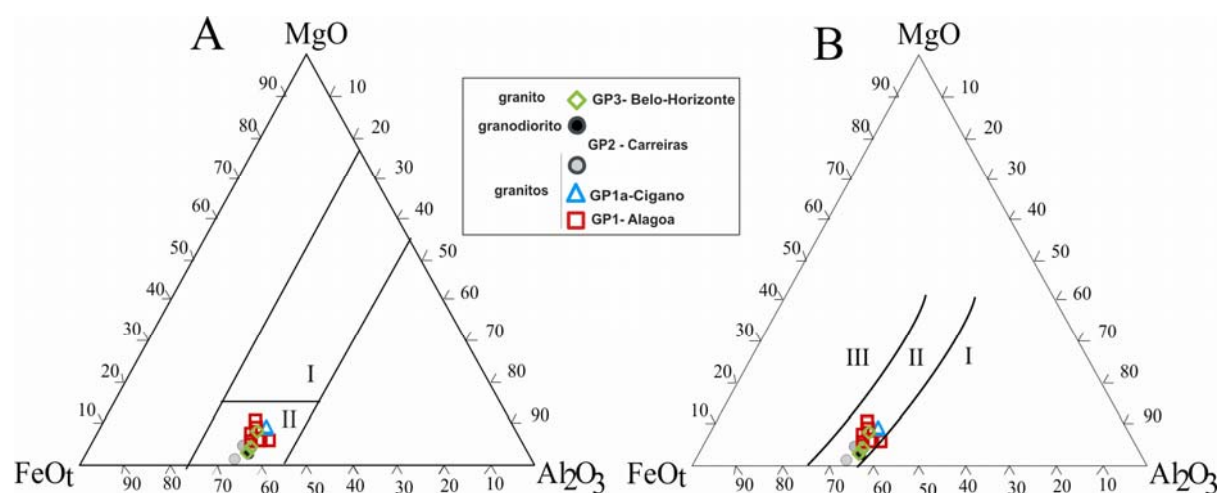


Fig. 4.3.2.4. Projecção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama triangular MgO-FeO_t-Al₂O₃. A: campos de Gokhale (1968) I – biotite de rochas metamórficas/metasomáticas; II – biotite de rochas ígneas; B campos de Nockolds (1947): I – biotite coexistente com moscovite, II – biotite não coexistente com outros minerais ferromagnesianos; III – biotite coexistente com anfíbola e piroxena.

No diagrama TiO_2 - $FeOt$ - MnO de Nachit (1994), as biotites projectam-se principalmente no campo das biotites reequilibradas (Fig. 4.3.2.5).

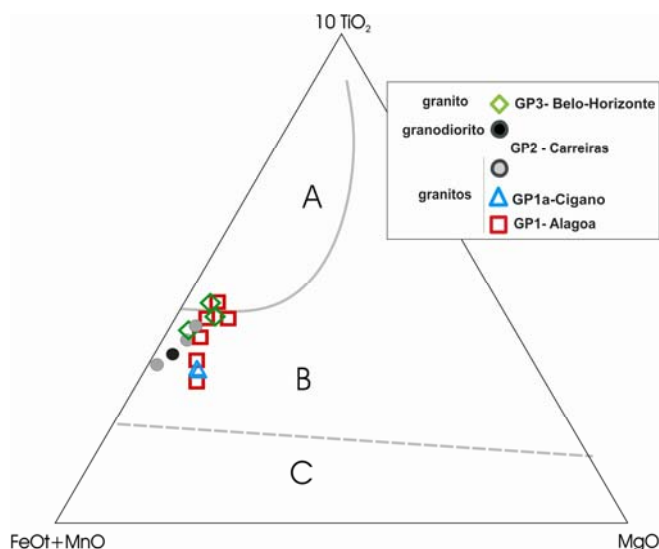


Fig. 4.3.2.5 Projeção das composições das biotites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama triangular de Nachit (1994); campos: A – biotites primárias; B – biotites reequilibradas; C – biotites neoformadas.

A biotite do granito do Cigano (GP1a) tem composição idêntica à da biotite do granito de Alagoa (GP1). Da biotite destes granitos para a biotite do granito de Carreiras (GP2) há decréscimo em Mg e aumento em $Fe/(Fe+Mg)$, indicando fraccionação da biotite (Fig. 4.3.2.6). Tanto Mg como $Fe/(Fe+Mg)$ da biotite do granodiorito e da biotite do granito de Carreiras (GP2) apresentam valores idênticos, indicando que estas biotites não estão relacionadas. A composição da biotite do granito de Belo-Horizonte (GP3) é semelhante à da biotite dos outros granitos.

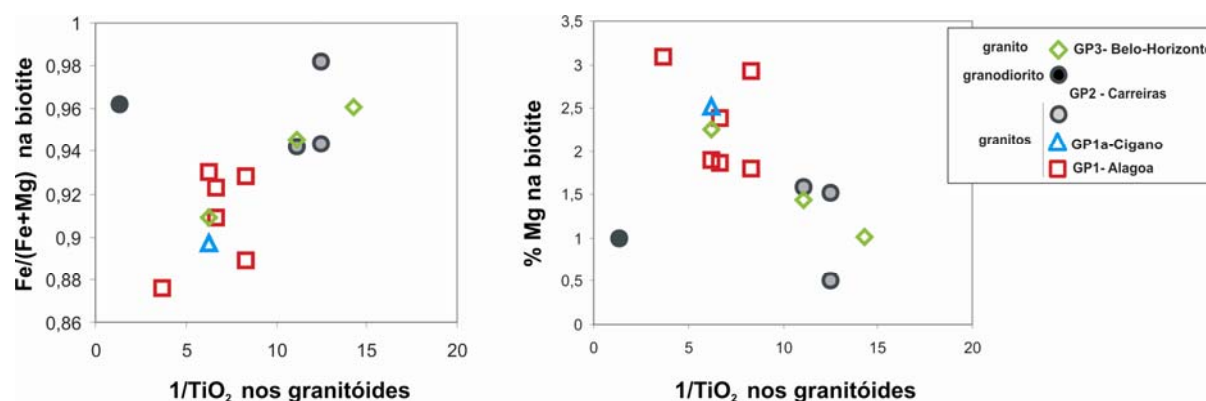


Fig. 4.3.2.6. Relação composicional entre a % de Mg e $(Fe/Fe+Mg)$ na biotite e o índice de diferenciação ($1/TiO_2$) dos granitóides do Maciço de Portalegre.

4.3.3. Moscovite

A composição química média da moscovite e respectivas fórmulas estruturais encontra-se na Tabela 4.3.3. e a composição química média da moscovite de cada amostra é dada no Anexo P4. No diagrama composicional de Deer et al. (1992) observa-se que as moscovites dos granitos do Maciço de Portalegre tem composição próxima do seu termo puro definindo uma solução sólida entre o pólo composicional da moscovite (*ss*) com os pólos da fengite, embora a sua composição seja mais próxima do pólo da moscovite (*ss*) (Fig. 4.3.3.1).

Tabela. 4.3.3. Análises químicas médias (%) das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre.

	GP1- Alagoa		GP1a-Cigano		GP2-Carreiras			GP3-Belo-Horizonte	
	granitos		granitos		granodiorito	granitos		granitos	
	n=6 amostras		n=2 amostras		n=1 amostra	n=4 amostras		n=4 amostras	
	média	dp	média	dp	média	média	dp	média	dp
SiO ₂	47,01	1,18	46,58		47,45	48,00	0,97	46,82	0,55
TiO ₂	0,23	0,29	0,04		0,08	0,07	0,09	0,13	0,14
Al ₂ O ₃	34,32	1,35	34,54		34,00	34,22	1,09	33,90	0,61
FeO	2,35	0,40	2,01		2,90	2,68	0,65	3,13	1,05
MnO	0,04	0,01	0,04		0,06	0,04	0,01	0,05	0,01
MgO	0,74	0,20	0,74		0,47	0,66	0,07	0,57	0,13
CaO	0,02	0,00	0,03		0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,44	0,13	0,75		0,22	0,52	0,26	0,53	0,26
K ₂ O	10,29	0,20	10,12		10,59	10,10	0,26	10,11	0,25
F	0,52	0,09	0,43		0,41	0,70	0,41	0,51	0,26
Cl	0,01	0,02	0,01		0,07	0,01	0,01	0,03	0,06
Total	95,89	1,22	95,03		96,00	96,76	1,78	95,67	1,16
O=F	0,22	0,04	0,18		0,08	0,29	0,17	0,22	0,11
O=Cl	0,00	0,00	0,00		0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	95,71	1,20	94,95		95,92	96,57	1,74	95,50	1,13
Fórmula estrutural (11oxigénios)									
Si	3,118	0,061	3,113		3,152	3,152	0,027	3,124	0,042
Al IV	0,882	0,061	0,887		0,848	0,848	0,027	0,876	0,042
T (total)	4,000	0,000	4,000		4,000	4,000	0,000	4,000	0,000
Al VI	1,801	0,053	1,833		1,813	1,799	0,029	1,789	0,021
Ti	0,012	0,014	0,002		0,004	0,003	0,005	0,006	0,007
Fe	0,130	0,021	0,112		0,161	0,147	0,036	0,174	0,057
Mn	0,002	0,001	0,002		0,003	0,002	0,001	0,003	0,001
Mg	0,073	0,020	0,074		0,046	0,065	0,007	0,057	0,013
∑	2,018	0,014	2,024		2,028	2,017	0,018	2,030	0,035
Ca	0,001	0,000	0,002		0,002	0,001	0,001	0,001	0,000
Na	0,057	0,017	0,098		0,029	0,066	0,033	0,069	0,034
K	0,871	0,026	0,863		0,897	0,846	0,032	0,861	0,026
∑	0,930	0,035	0,963		0,927	0,913	0,057	0,930	0,058
F	0,108	0,019	0,089		0,038	0,143	0,086	0,107	0,055
Cl	0,002	0,002	0,001		0,004	0,001	0,001	0,004	0,007
<i>Al total</i>	2,68	0,10	2,72		2,66	2,65	0,05	2,67	0,04
<i>Fe/Fe+Mg</i>	0,64	0,04	0,60		0,78	0,69	0,03	0,74	0,09

dp-desvio padrão

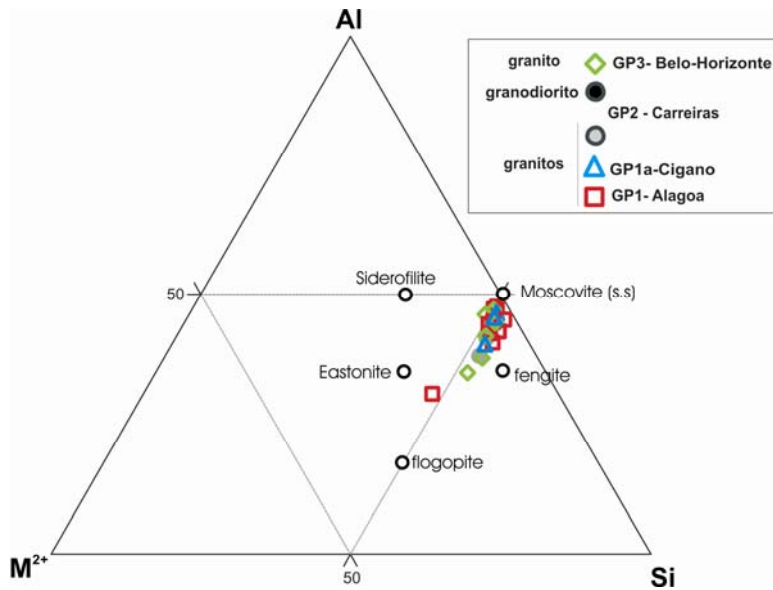


Fig. 4.3.3.1. Projecção das composições médias das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre no diagrama classificativo de Deer et al. (1992), mostrando convergência do termo puro para os pólos composicionais da moscovite e fengite

A origem ígnea *versus* secundária da moscovite nos granitos tem sido amplamente debatida, pelo que alguns autores e.g., Miller et al. (1981), Monier et al. (1984), propuseram diagramas discriminatórios para a origem da moscovite com base em parâmetros químicos (Fig. 4.3.3.2). No diagrama de Miller (1981), a maioria das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre são consideradas secundárias (Fig. 4.3.3.2A) e de acordo com Monier et al. (1984) correspondem a fases tardi – a pós-magmáticas (Fig. 4.3.3.2B). Os critérios químicos estabelecidos por Monier et al. (1984) para moscovites primárias são: serem ricas em Ti, com baixo grau de substituição fengítica, e com parâmetros da formula estrutural (com base em 11 oxigénios) Si = 3-3,2 apf e (K+Na) = 0,9-1,05 apf. Embora as análises químicas incidissem maioritariamente nos cristais tabulares de maiores dimensão presumivelmente primários, a análise da Tabela 4.3.3, mostra que são esporádicas as análises que cumprem estes critérios, pelo que a moscovite é aqui interpretada como uma fase tardia da cristalização ou tendo sofrido reequilíbrio pós-magmático.

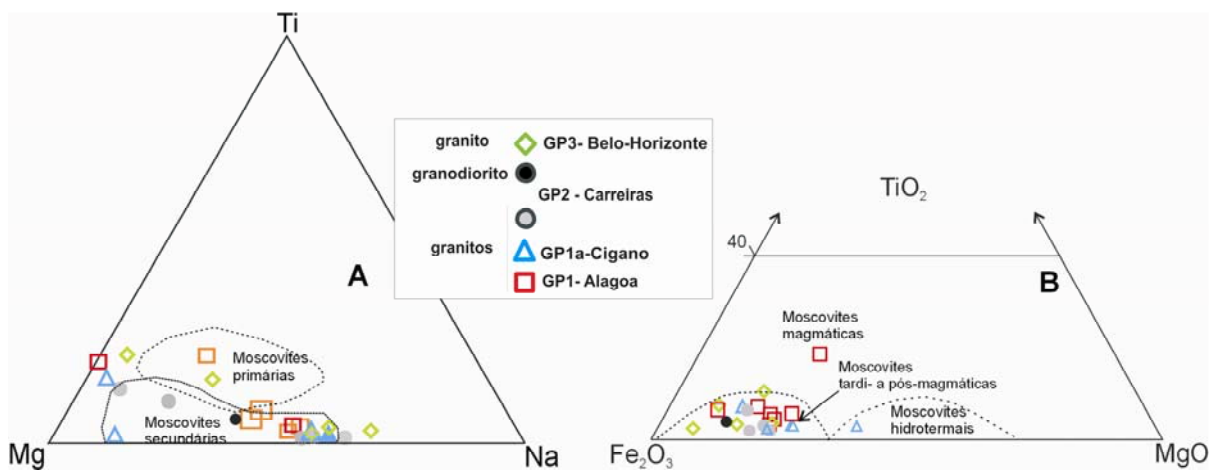


Fig. 4.3.3.2. Projecção das moscovites dos granitóides do Maciço de Portalegre nos diagramas triangulares A) Mg-Ti-Na de Miller (1981); B) Fe₂O₃-TiO₂-MgO de Monier et al. (1984).

As moscovites dos granitos Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) têm composições semelhantes. Destas moscovites para a moscovite do granito de Carreiras (GP2) há decréscimo em Mg e aumento em Fe/(Fe+Mg), sugerindo fraccionação da moscovite (Fig. 4.3.3.3). A moscovite do granito GP2 não está relacionada com a moscovite do granodiorito GP2 (Fig. 4.3.3.3). A moscovite do granito de Belo-Horizonte (GP3) sobrepõe-se às moscovites dos outros granitóides.

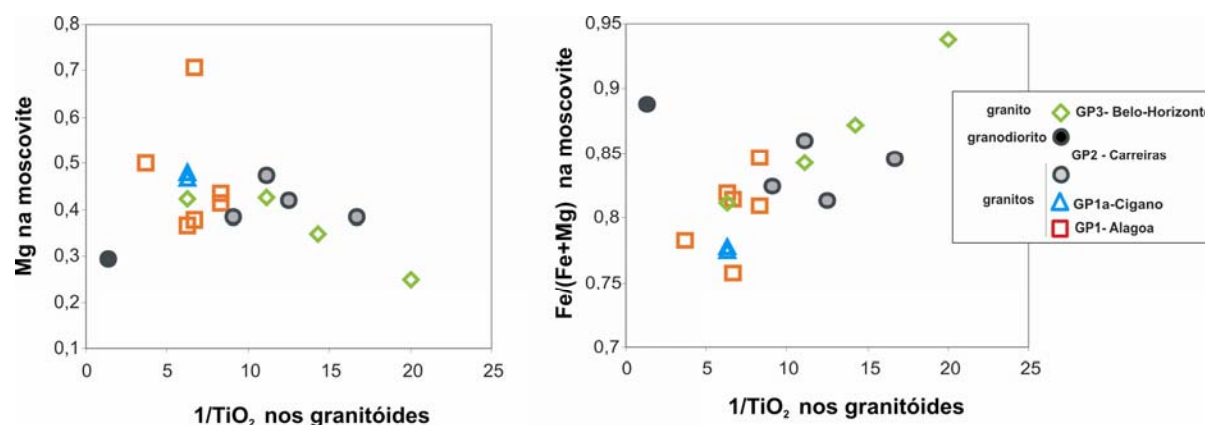


Fig. 4.3.3.3. Relação composicional entre a % de Mg e (Fe/Fe+Mg) na moscovite e o índice de diferenciação ($1/\text{TiO}_2$) dos granitóides do Maciço de Portalegre.

4.3.4. Granada

Este mineral foi encontrado apenas no Granito de Alagoa (GP1), onde ocorre pontualmente associado com a biotite (Fig. 4.1.5 A). A sua composição, $alm=82$, $pir=12$, $espess=4$, $andr=3$ moles%, é homogénea (Tabela 4.3.4). Geralmente, nas rochas graníticas ácidas, a composição da granada é idêntica à das granadas dos metapelitos (Chen, 2000 e Fig. 4.3.4b) e a granada estudada projecta-se no campo das granadas dos micaxistos e metapelitos (Fig. 4.3.4a,b).

A ocorrência de granada em granitos tem sido atribuída a diversas origens (veja-se Miller & Stoddard, 1981; Clarke, 1981). No caso do Maciço de Portalegre as granadas são pobres em Mn ($\text{MnO} < 4\%$), sendo esta composição relativamente rara em granitos, podendo fornecer indicações petrogenéticas úteis (Miller & Stoddard, 1981). No granito de Alagoa, a presença de granada (almandina-piropo) pode corresponder a (Miller & Stoddard, 1981 e bibliog. inclusa; Charif, 2001): 1) cristais refractários (restíticos) do material que fundiu; 2) xenocristais derivados da assimilação parcial de rochas metamórficas regionais pelíticas; 3) cristais que precipitaram a baixas ou moderadas pressões directamente dos magmas peraluminosos em baixas condições de $f\text{O}_2$ e $f\text{H}_2\text{O}$. Contudo, como a granada possui mais piropo do que espersatina, atingindo 12 moles % de $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ é provável que não seja magmática, sendo o seu Mg derivado da assimilação de rochas pelíticas.

Tabela 4.3.4. Composição química (%) e fórmula estrutural da granada do granito de Alagoa (GP1) do Maciço de Portalegre.

GP2-Granito de Alagoa		
	n=6	
	média	dp
SiO ₂	37,17	0,15
TiO ₂	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	20,78	0,12
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02
FeO	37,97	0,51
MnO	1,65	0,08
MgO	2,99	0,05
CaO	0,74	0,03
Total	101,36	0,64
Fórmula estrutural (24 oxigénios)		
Si	5,964	0,008
Al ^{IV}	0,036	0,008
soma	6,000	0,000
Al ^{VI}	3,893	0,020
Cr	0,004	0,002
Fe ³⁺	0,100	0,022
Ti	0,003	0,002
soma	4,000	0,000
Mg	0,716	0,012
Fe ²⁺	4,995	0,034
Mn	0,224	0,011
Ca	0,127	0,005
soma	6,062	0,022
% dos termos finais		
Almandina	82,393	0,325
Andradite	2,504	0,557
Grossulária	0,000	0,000
Piropo	11,815	0,200
Espessartite	3,697	0,192
Uvarovite	0,098	0,055

dp-desvio padrão

4.3.5. Ilmenite

A ilmenite é o opaco mais abundante, dos granitóides do Maciço de Portalegre. A sua composição varia de amostra para amostra do mesmo granitóide marcada pela maior ou menor presença de Fe, Mn e Zn na fórmula relativamente ao Ti, o que sugere substituição com os termos ecandrewsite e pirofanite (Deer et. al., 1992) (Tabela 4.3.5, Fig. 4.3.5.1 e 4.3.5.2). A substituição ZnFe₋₁ verifica-se sobretudo nas ilmenites dos granitos e granodiorito de Carreiras (GP2), sendo ausente nas ilmenites do granito do Cigano (GP1a), onde se verifica somente a substituição MnFe₋₁ (Fig. 4.3.5.1).

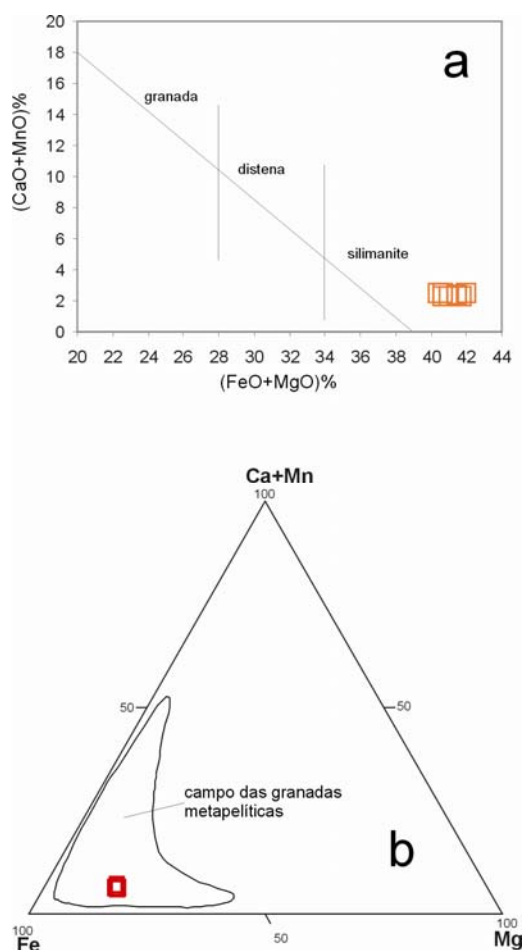


Fig. 4.3.4. Projecção das granadas do granito de Alagoa nos diagramas: a) domínios composicionais das granadas de micaxistos (segundo Nandi, 1967 in Brousse et al. 1972); b) domínios composicionais das granadas de metapelitos (Chen, 2000).

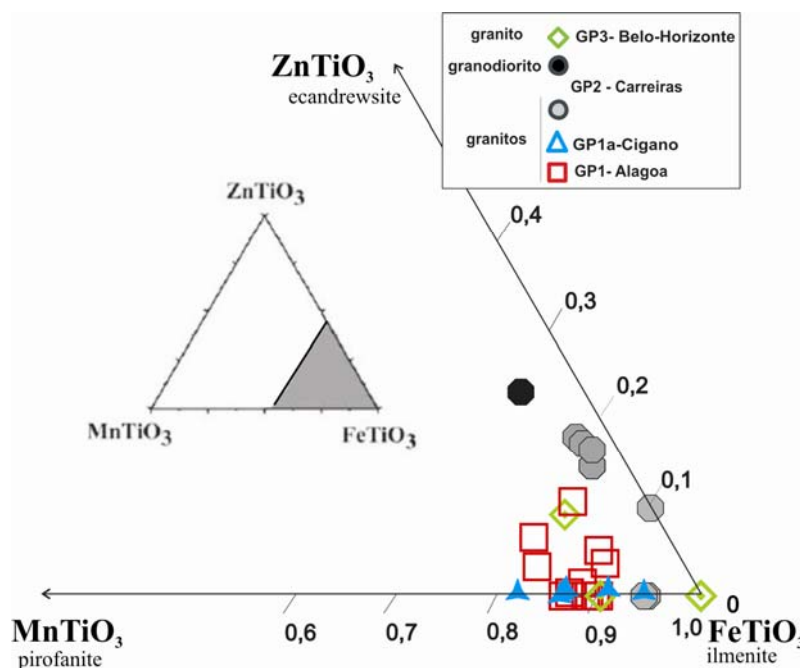


Fig. 4.3.5.1. Projecção da composição da ilmenite (análises pontuais) no diagrama $MnTiO_3$ - $ZnTiO_3$ - $FeTiO_3$ dos granitoides do Maciço de Portalegre mostrando afastamento do termo puro.

Tabela 4.3.5. Composições químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais das ilmenites dos granitoides do Maciço de Portalegre.

	GP1-Alagoa		GP1a-Cigano	GP2-Carreiras		GP3-Belo-Horizonte	
	granitos			granodiorito	granitos		
	n=5 amostras	n=2 amostras		n=1 amostra	n=2 amostras		
	média	dp	média		média		
TiO ₂	55,48	2,21	53,34	53,54	52,96	53,82	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,04	nd	0,00	0,00	
FeO	37,98	2,69	38,03	26,32	39,10	41,30	
MnO	4,98	1,44	6,81	3,54	1,97	2,28	
MgO	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,05	
ZnO	2,39	2,35	0,17	18,10	8,31	0,62	
NiO	0,08	0,04	0,07	nd	0,06	0,00	
Total	99,99	1,03	98,49	101,50	99,64	98,07	
Fórmula estrutural com base em 6 oxigénios							
Ti	2,076	0,072	2,039	2,021	2,023	2,058	
Cr	0,001	0,001	0,002	-	0,000	0,000	
Fe	1,580	0,118	1,616	1,383	1,661	1,758	
Mg	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	0,005	
Mn	0,210	0,062	0,292	0,123	0,085	0,098	
Zn	0,088	0,086	0,006	0,450	0,206	0,023	
Ni	0,003	0,002	0,003	-	0,003	0,000	
Total	3,92	0,07	3,96	3,98	3,98	3,94	
mol% MnTiO ₃	0,11	0,03	0,15	0,06	0,04	0,05	
mol% FeTiO ₃	0,86	0,04	0,85	0,71	0,85	0,93	
mol% ZnTiO ₃	0,05	0,05	0,00	0,23	0,16	0,01	
Fe+Mn+Zn	1,84	0,14	1,91	1,96	1,95	1,88	
Mn/(Mn+Fe)	0,12	0,02	0,15	0,08	0,05	0,06	

dp-desvio padrão; nd-não determinado

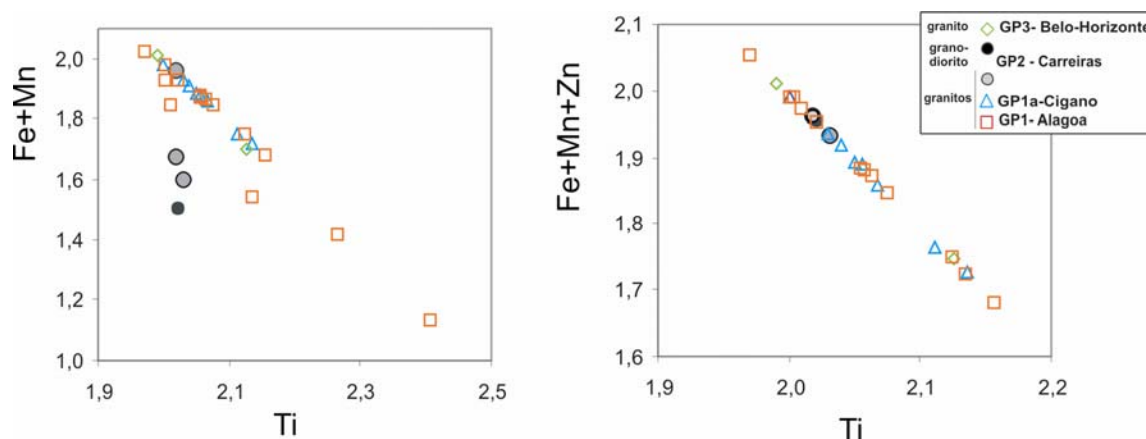


Fig. 4.3.5.2. Correlação entre o (Fe+Mn) e (Fe+Mn+Zn) versus Ti da ilmenite (análises pontuais), mostrando as substituições de Zn e de Mn na estrutura das ilmenites dos granitóides do Maciço de Portalegre.

A grande heterogeneidade de teores em Mn verificada nas várias amostras, sugere a substituição aleatória do Fe→Mn eventualmente relacionada com a forte heterogeneidade composicional ao nível da própria amostra. Esta variabilidade poderá ser indicativa da origem magmática da ilmenite pelo aumento da razão Mn/Fe no magma com a diminuição da temperatura (e.g. Buddington & Lindsley, 1964) e/ou resultante da oxidação progressiva do magma (e.g., Whalen & Chappell, 1988).

No granodiorito de Carreiras (GP2) a ilmenite tem 23 % mol $ZnTiO_3$ (ecandrewsite), 71 %mol. $FeTiO_3$ (ilmenite) e 6 mol. % $MnTiO_3$ (pirofanite). Nos granitos desse grupo (GP2) a ilmenite tem 16%mol $ZnTiO_3$ e 4 % mol $MnTiO_3$. A ilmenite rica em Zn é um mineral pouco frequente e foi descrita pela primeira vez nos metassedimentos de Broken Hill (Brown et al., 1970). Também foi reportada em granitos e riolitos alcalinos a peralcalinos, como é o caso do granito Kuiqui (sul da China) considerado do tipo-A que contém ilmenites com 7,63% ZnO (Suwa et. al., 1987, in Nakashima & Imaoka, 1998). Como normalmente o Zn não é um elemento que entra na estrutura da ilmenite, a paragénese da solução sólida de ilmenite rica em Zn pode ser atribuída a diversas causas (Essaifi et al., 2001 e bibliog.inclusa). No caso do Maciço de Portalegre a ilmenite rica em Zn poderá ser atribuída a:

1) Cristalização em equilíbrio com o magma ou numa fase hidrotermal com um fluido rico em Zn e Cl. Uma possível reacção seria $FeTiO_3 + ZnCl_2 = ZnTiO_3 + FeCl_2$, ou

2) cristalização durante o metamorfismo prógado à custa de outros minerais de Zn, como proposto para os metassedimentos de Broken Hill, através da reacção $ZnS + TiO_2 + H_2O = ZnTiO_3 + H_2S$.

Contudo, a primeira hipótese parece ser a mais lógica.

As condições de fugacidade do oxigénio para a cristalização da ilmenite rica em Zn-Mn são segundo Nakashima & Imaoka, (1998) próximas das do tampão magnetite-hematite e quartzo-faielite-magnetite.

4.3.6. Rútilo

O rútilo é um acessório frequente em todos os granitóides do Maciço de Portalegre. A sua composição química encontra-se na Tabela 4.3.6 e na Fig. 4.3.6. Verifica-se que as análises não são homogêneas em termos dos conteúdos em Fe, que variam de 0,57-21,26% e de Mn (0,01-2,92%). O Zn também pode estar presente variando de 0-2,6%.

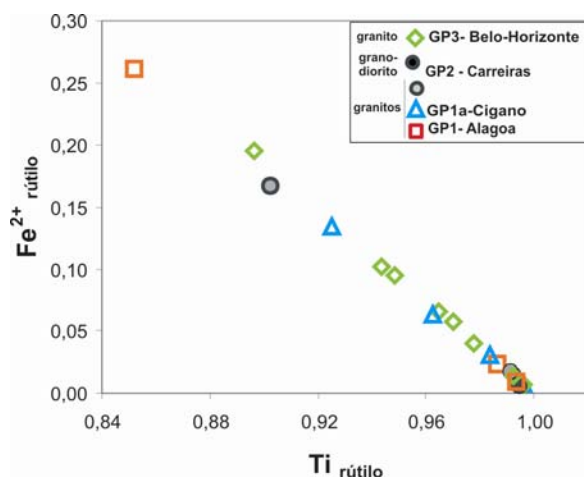


Fig. 4.3.6. Correlação estequiométrica entre o Ti e o Fe²⁺ (apf) das análises pontuais de rútilo dos granitóides do Maciço de Portalegre, mostrando a grande variação nos conteúdos em Fe.

Tabela 4.3.6. Composições químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais dos rútilos dos granitóides do Maciço de Portalegre.

Rútilo	GP1-Alagoa		GP1a-Cigano		GP2-Carreiras		GP3-Belo-Horizonte	
	granitos n=3 amostras		granitos n=2 amostras		grano-diorito n=1 amostra	granitos n=2 amostras		granitos n=2 amostras
	média	dp	média		média	média	média	
TiO ₂	93,15	10,87	94,16		99,91	90,10	93,60	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,04		nd	0,00	0,02	
FeO	6,24	10,03	4,98		0,96	7,74	6,15	
MnO	0,83	1,40	0,59		0,09	0,04	0,45	
MgO	0,07	0,08	0,03		0,05	0,00	0,00	
ZnO	0,14	0,14	0,04		0,12	1,30	0,11	
NiO	0,05	0,06	0,07		nd	0,00	0,02	
Total	100,43	1,20	99,86		101,13	99,19	100,35	
Fórmula estrutural com base em 2 oxigénios								
Ti	0,956	0,070	0,967		0,993	0,947	0,961	
Cr	0,001	0,001	0,000		-	0,000	0,000	
Fe	0,076	0,124	0,059		0,011	0,093	0,072	
Mn	0,008	0,014	0,006		0,001	0,000	0,004	
Mg	0,001	0,002	0,001		0,001	0,000	0,000	
Zn	0,001	0,000	0,000		0,001	0,014	0,001	
Ni	0,001	0,001	0,001		-	0,000	0,000	
Total	1,0	0,1	1,0		1,0	1,1	1,0	

dp-desvio padrão; nd-não determinado

4.3.7. Apatite

Nos granitóides do Maciço de Portalegre, a apatite ocorre normalmente em estreita associação com outros acessórios, incluída em biotite ou nos feldspatos (Fig. 4.1.8 e Fig. 4.1.2F, respectivamente). Foram analisadas apenas as apatites dos granitóides de Alagoa (GP1) e de Carreiras (GP2). As suas composições permitem classificá-las como fluorapatites e revelam alguma heterogeneidade sendo o F o elemento que mais varia. O conteúdo em Cl é muito baixo. As apatites dos granitóides de Carreiras (GP2) tendem a ser as mais ricas em F e Mn/Ca e mais pobres em OH (Tabela 4.3.7), apoiando a sequência de cristalização fraccionada de GP1 para GP2.

Tabela 4.3.7. Composições químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais das apatites dos granitóides do Maciço de Portalegre.

Apatites		
	GP1-Alagoa	GP2-Carreiras
	granitos n=2 amostras	granitos n=2 amostras
	média	média
FeO	0,02	0,39
MnO	0,02	0,40
MgO	0,00	0,00
CaO	56,32	54,32
SrO	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00
P ₂ O ₅	42,73	42,54
Cl	0,01	0,01
F	3,06	3,98
Total	102,15	101,65
O≡F,Cl	1,29	1,68
Total	100,87	99,97
Fórmula estrutural com base em 25 O, OH, Cl, F		
P	5,810	5,800
Fe	0,003	0,052
Mg	0,000	0,001
Mn	0,003	0,054
Na	0,000	0,001
Ca	9,691	9,377
Sr	0,000	0,000
Σ	9,697	9,485
F	1,552	2,026
Cl	0,002	0,003
OH	0,446	0,091
Mn/Ca	0,0003	0,0058

dp-desvio padrão

4.4. Geocronologia do zircão

Para a datação do zircão do Maciço de Portalegre foram seleccionadas quatro amostras representativas dos vários granitos, com a seguinte distribuição (Fig. 4.4.1):

- duas amostras (Port 4 e Port 4a) recolhidas na pedreira da povoação de Alagoa, representando o granito de Alagoa (GP1), mais representativo;
- uma amostra (Port 33) recolhida na mancha do granito do Cigano (GP1a) e;
- uma amostra (Port 2) recolhida na povoação de Carreiras representando o granito de Carreiras (GP2), de bordadura.

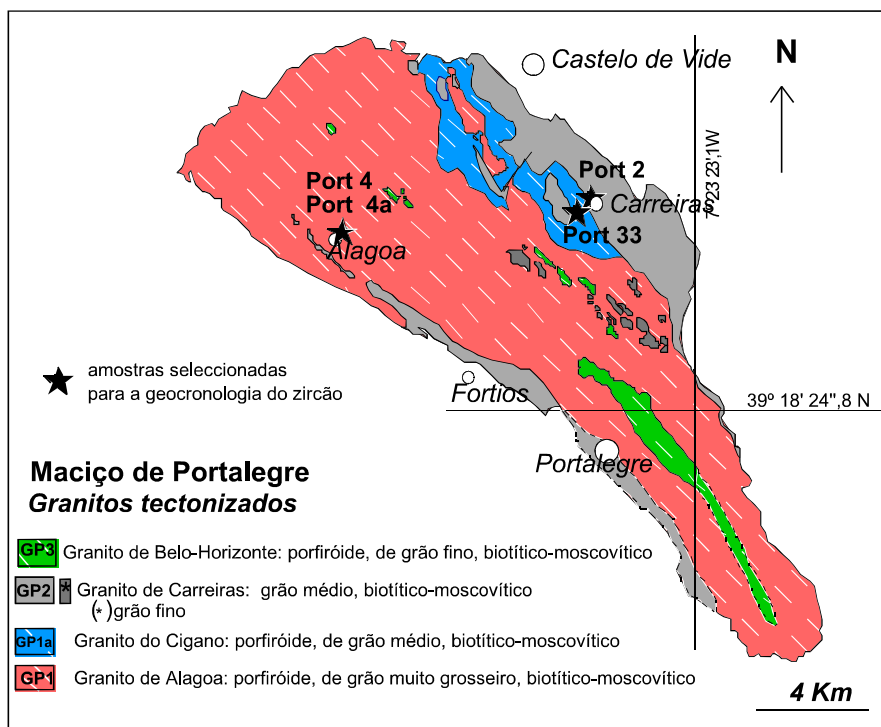


Fig. 4.4.1. Mapa geológico do Maciço de Portalegre com localização das amostras seleccionadas para a geocronologia do zircão.

Uma primeira abordagem foi feita pelo método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões individuais ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ “single-zircon stepwise evaporation method”, Kober, 1987), também conhecido por método de Kober, conjuntamente com o método LA-ICP-MS. Embora o método de Kober seja bastante mais preciso, é bastante mais moroso que o método LA-ICP-MS, o qual permite obter um maior número de análises.

Posteriormente, foi usado o método SHRIMP (“Sensitive High-Resolution Ion-Microprobe”) para resolver algumas dúvidas e clarificar as idades de cristalização magmáticas bem como as idades herdadas. O método de SHRIMP é um método pontual, bastante preciso, uma vez que, combinado com imagens de cátodo-luminescência (CL), permite limitar a idade das rochas que sofreram mais do que um processo de crescimento crustal e que apresentam zircões complexos contendo núcleos herdados e sobre-crescimentos (“overgrowths”) comagmáticos e metamórficos.

4.4.1. Resultados do método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (método de Kober)

Foram analisados doze cristais de zircões das quatro amostras seleccionadas que produziram um total de 31 patamares (“steps”) de evaporação. As idades obtidas por este método estão apresentadas na Tabela 4.4.1. e projectadas na Fig. 4.4.2:

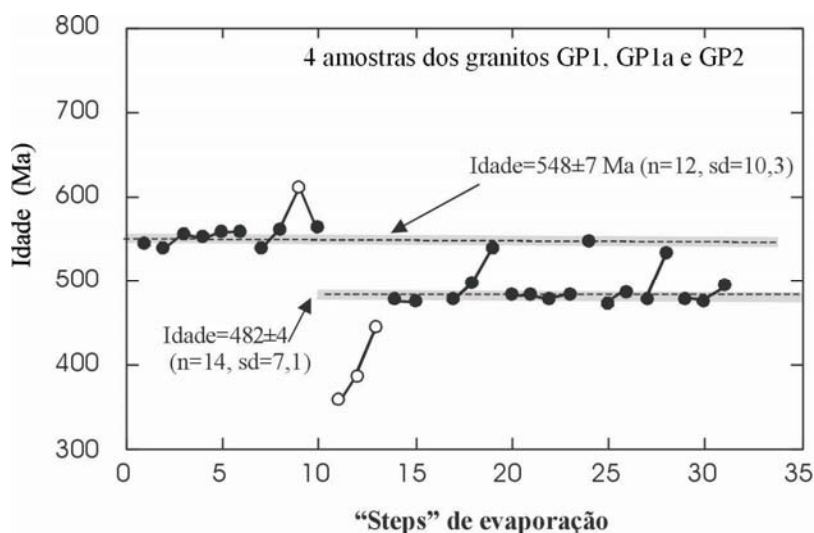


Fig. 4.4.2. Projecção das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas para os granitos GP1, GP1a e GP2 do Maciço de Portalegre. Os patamares de idade 482 ± 4 e 548 ± 7 Ma foram calculados com as análises representadas com os símbolos a cheio

-No granito de Alagoa (GP1) na amostra Port 4, o primeiro zircão (1) produziu somente uma etapa com a idade mínima de 2630 ± 20 Ma, sugerindo claramente que se trata de um grão herdado (não projectado na Fig. 4.4.2., por razões de escala). Considerando os restantes zircões das amostras Port 4 e Port 4a verifica-se que em dois casos deram uma idade de bordo em torno dos 480 Ma, com núcleos de 530-535 Ma e outros dois casos deram uma idade uniforme em torno dos 480 Ma. O zircão (4) da amostra Port-4 produziu um único “step” com 547 Ma.

-No granito do Cigano (GP1a) os 5 zircões produziram 15 steps de evaporação. Os 3 primeiros deram idades homogéneas de cerca de 540-550 Ma, excepto um step do zircão (3) que deu uma idade de núcleo de 611 Ma. No zircão (4) obteve-se uma idade de ≈ 358 Ma, num bordo, com idades mais antigas para o núcleo. O último zircão (5) deu uma idade uniforme de ca. 480 Ma.

-No granito de Carreiras (GP2) foi analisado apenas um zircão (1) que produziu 3 “steps” com idades homogéneas, em torno dos 476-493 Ma.

Analisando o conjunto dos dados destes granitos, é visível a presença de duas populações nítidas, que definem dois patamares: um a 548 ± 7 Ma (n=12, sd=10,3) e outro a 482 ± 4 Ma (n=14, sd=7,1).

A idade mais jovem obtida foi de 358 ± 36 Ma, no granito do Cigano (GP1a), e corresponde provavelmente a um sobrecrescimento de zircão anterior, provavelmente relacionado com a deformação Varisca. A idade mais antiga de 2630 Ma, no granito de Alagoa (GP1), corresponde a um zircão herdado.

Tabela 4.4.1. Resultados do método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das amostras do maciço de Portalegre.

amostra	Grão de zircão	Step	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (2s)	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	idade (Ma)
Granito de Alagoa (GP1)							
Port 4: granito porfiróide de grão muito grosseiro, biotítico-moscovítico, muito deformado							
	1	1	0,000019	0,174496	1,20	0,174686	2630±20
	2	1	0,000015	0,056738	0,26	0,056657	478±6
	2	2	0,000012	0,057205	0,40	0,057164	498±9
	2	3	0,000032	0,058521	0,70	0,058197	535±15
	3	1	0,000020	0,056959	0,30	0,056805	484±7
	3	2	0,000020	0,056964	0,19	0,056810	484±4
	3	3	0,000019	0,056791	0,11	0,056652	478±2
	3	4	0,000020	0,056969	0,16	0,056816	484±4
	4	1	0,000016	0,058563	1,30	0,058472	547±28
Port 4a: granito idêntico ao anterior (Port 4)							
	1	1	0,000020	0,056650	0,60	0,056496	472±13
	1	2	0,000214	0,059799	1,20	0,056821	485±26
	2	1	0,000019	0,056802	1,00	0,056663	478±22
	2	2	0,000046	0,058604	0,80	0,05808	533±17
Granito do Cigano (GP1a)							
Port 33: granito ± porfiróide de grão médio, biotítico-moscovítico, pouco deformado							
	1	1	0,000000	0,058212	1,70	0,058353	543±37
	2	1	0,000026	0,058470	0,30	0,058233	538±7
	2	2	0,000026	0,058921	0,70	0,058691	556±15
	2	3	0,000014	0,058655	0,80	0,058600	552±17
	2	4	0,000012	0,058758	0,40	0,058726	557±9
	2	5	0,000016	0,058842	0,30	0,058753	558±7
	3	1	0,000130	0,059980	0,50	0,058227	538±11
	3	2	0,000486	0,065724	0,30	0,058818	560±6
	3	3	0,000328	0,064816	0,30	0,060216	611±7
	3	4	0,000102	0,064561	0,30	0,058866	562±7
	4	1	0,000385	0,059183	1,60	0,053684	358±36
	4	2	0,000354	0,059414	0,30	0,054380	387±7
	4	3	0,000279	0,059740	0,30	0,055812	445±9
	5	1	0,000378	0,062138	0,29	0,056645	478±5
	5	2	0,000364	0,061722	1,00	0,056563	475±21
Granito de Carreiras (GP2)							
Port 2: granito de grão médio-grosseiro, biotítico-moscovítico, c/ quartzo fumado, muito deformado							
	1	1	0,000049	0,057220	0,28	0,056644	478±6
	1	2	0,000008	0,057673	0,50	0,056602	476±11
	1	3	0,000059	0,057757	0,30	0,057037	493±7

Características dos zircões

Port 4, grão 1: arredondado de 180x150 µm, idiomórfico de pirâmides curtas, amarelo claro, transparente

Port 4, grão 2: acicular de 250x60 µm, quase incolor, muito idiomórfico de pirâmides curtas

Port 4, grão 3: prisma curto de 220x120 µm, fumado, semi-transparente

Port 4, grão 4: idêntico ao anterior (3)

Port 4a, grão 1: prisma idiomórfico de 120x70 µm, fumado límpido, transparente

Port 4a, grão 2: prisma curto de 110x80 µm, fumado límpido, semi-transparente

Port 33, grão 1: prismático médio-largo, idiomórfico de 300x<100 µm, amarelo claro, límpido

Port 33, grão 2: prisma curto de 150x100 µm, amarelo claro, límpido, transparente

Port 33, grão 3: fragmento de prisma largo de 300x70 µm, amarelo muito claro, transparente

Port 33, grão 4: prisma de 200x80 µm, fumado, claro, límpido e transparente

Port 33, grão 5: prisma de 250x150 µm, idiomórfico, amarelo claro, límpido, transparente

Port 2, grão 1: acicular prismático de 300x70 µm, fumado, semi-transparente

4.4.2. Resultados do método LA-ICP-MS

Para este método, foram seleccionadas duas amostras, uma do granito de Alagoa (GP1) e outra do granito do Cigano (GP1a), tendo-se obtido um total de 53 análises pontuais (cada análise corresponde a um zircão, pois o diâmetro do feixe foi mantido no intervalo de 60-80 micrones). Os resultados estão representados na tabela 4.4.2 e nas Figs. 4.4.3 e 4.4.4. As análises são, maioritariamente, muito discordantes (Fig. 4.4.3).

Da análise do gráfico de distribuição de idades (Fig. 4.4.4) observam-se dois máximos muito claros, um a 480 Ma, que corresponde a uma das idades obtidas pelo método de Kober, e outro máximo a 335 Ma, ligeiramente mais jovem do que a idade observada num cristal pelo método de Kober (ca. 358 Ma).

A população de 550 Ma (observada pelo método de Kober) não aparece bem diferenciada por LA-ICP-MS, existindo, contudo, alguns zircões que dão uma discórdia com idades próximas dos 530 Ma.

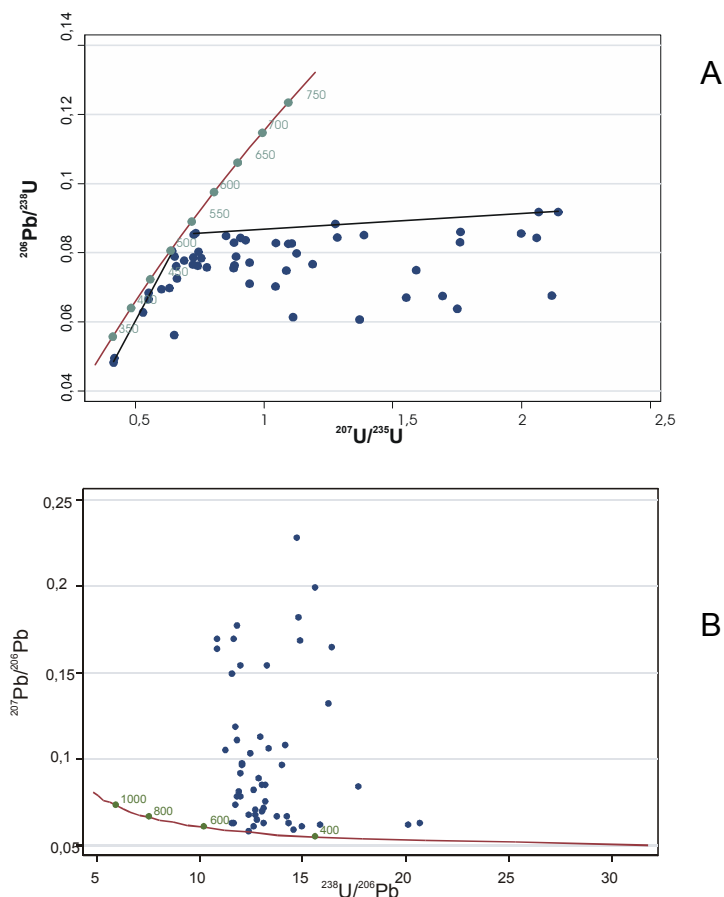


Fig. 4.4.3. Projecção das idades obtidas por LA-ICP-MS para os granitos do Maciço de Portalegre, mostrando que a grande maioria são discordantes. A: diagrama da concórdia-discórdia U-Pb; B: diagrama Tera-Wasserburg.

Tabela 4.4.2. Dados isotópicos obtidos por LA-ICP-MS dos zircões dos granitos do Maciço de Portalegre.

Ref	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ^t (Ma)	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ^t (Ma)	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb ^t (Ma)	²³² Th/ ²⁰⁸ Pb ^t (Ma)
Granito de Alagoa (GPI)												
Port 4: granito porfíroide de grão muito grosseiro, biotítico-moscovítico, muito deformado												
a1	55	232	610	0,0767429	1,188480	0,045177	0,112318	0,004208	443	477	795	893
a11	33	114	414	0,0764132	0,884350	0,031904	0,083937	0,001768	458	475	643	635
a12	24	184	193	0,0843211	2,058489	0,043566	0,177055	0,010244	443	522	1135	862
a14	38	157	420	0,0828642	1,044819	0,031427	0,091447	0,003100	491	513	726	625
a17	43	248	539	0,0710343	0,943651	0,025790	0,096347	0,003786	420	442	675	515
a19	75	910	633	0,0850797	1,388113	0,027164	0,118330	0,004623	486	526	884	542
a2	104	451	1327	0,0703029	1,043822	0,032488	0,107683	0,003612	409	438	726	646
a21	44	248	477	0,0852404	0,727023	0,026118	0,061858	0,001145	525	527	555	521
a23	59	593	408	0,0918159	2,142215	0,037572	0,169216	0,008224	488	566	1163	746
a24	31	167	368	0,0755409	0,880913	0,028996	0,084576	0,001519	453	470	642	578
a25	62	550	649	0,0674866	1,693103	0,033939	0,181954	0,008705	354	421	1006	675
a26	234	922	2345	0,0844038	1,284145	0,049131	0,110344	0,003963	488	522	839	969
a27	26	131	289	0,0826290	1,093469	0,029765	0,095978	0,003234	487	512	750	593
a28	132	551	1295	0,0675686	2,117336	0,076264	0,227269	0,011707	330	422	1155	1486
a3	19	69	244	0,0784520	0,756429	0,020751	0,069929	0,001393	479	487	572	415
a5	23	81	258	0,0843320	0,908015	0,029090	0,078090	0,001840	509	522	656	580
a6	28	73	321	0,0848465	0,852190	0,033582	0,072845	0,002124	515	525	626	668
a9	14	89	131	0,0883908	1,277192	0,036924	0,104796	0,003145	514	546	836	733
bz10	15	43	176	0,0857113	0,734282	0,030202	0,062133	0,001083	527	530	559	601
bz13	34	100	298	0,0856155	1,999216	0,086526	0,169357	0,009391	455	530	1115	1677
bz14	26	74	336	0,0762030	0,741429	0,028066	0,070566	0,001528	465	473	563	560
bz15	29	161	359	0,0757450	0,777299	0,025072	0,074427	0,001457	460	471	584	501
bz2	28	351	282	0,0805163	0,642867	0,022680	0,057907	0,002557	499	499	504	453
bz21	60	157	491	0,0917394	2,066605	0,097076	0,163379	0,007296	491	566	1138	1873
bz3	25	118	314	0,0765422	0,723416	0,024057	0,068546	-0,001715	468	476	553	481
bz4	16	156	160	0,0803130	0,744938	0,024461	0,067271	-0,001266	492	498	565	489
bz5	66	440	784	0,0776924	0,689102	0,022359	0,064328	0,000476	478	482	532	447
c10	30	78	336	0,0826409	1,106853	0,051999	0,097138	0,002468	486	512	757	1025
c11	43	69	413	0,0830226	1,761888	0,134772	0,153914	0,007434	452	514	1032	2556
c15	31	119	381	0,0786117	0,725419	0,025297	0,066926	0,000344	482	488	554	505
Granito do Cigano (GPIa)												
Port 33: granito ± porfíroide de grão médio, biotítico-moscovítico, pouco deformado												
a1	100	1721	886	0,0798436	1,126049	0,020496	0,102285	0,003236	467	495	766	410
a2	26	398	247	0,0748277	1,085350	0,023471	0,105197	0,003814	437	465	746	469
a3	80	172	1295	0,0627945	0,530108	0,025156	0,061226	0,000339	389	393	432	502
a4	59	849	623	0,0771704	0,943501	0,017259	0,088672	0,002654	460	479	675	346
a5	25	396	476	0,0482504	0,414903	0,009906	0,062365	0,000605	300	304	352	199
a6	187	584	1706	0,0860079	1,762920	0,073170	0,148659	0,006246	471	532	1032	1427
a8	2155	224059	3372	0,0607036	1,370590	0,009582	0,163753	0,008000	328	380	876	193
a9	55	3181	219	0,0725786	0,660956	0,013834	0,066048	0,000650	446	452	515	278
bz2	161	5065	1487	0,0670200	1,552093	0,012860	0,167961	0,007676	359	418	951	258
bz3	17	270	188	0,0694962	0,600708	0,019206	0,062690	0,000110	429	433	478	385
bz5	315	583	4911	0,0666343	0,551265	0,021268	0,060001	0,000484	413	416	446	425
bz5	110	654	2147	0,0495524	0,417287	0,017960	0,061075	0,000415	308	312	354	360
bz7	297	3982	3917	0,0698377	0,631964	0,011444	0,065629	0,000635	430	435	497	230
c1	63	1254	940	0,0562287	0,649673	0,011649	0,083798	0,001614	339	353	508	234
c11	105	879	1065	0,0749860	1,590338	0,029898	0,153817	0,006666	409	466	966	595
c12	52	497	596	0,0829308	0,882432	0,011692	0,077172	0,001648	501	514	642	235
c14	199	1980	2712	0,0683919	0,551476	0,015053	0,058481	0,000127	425	427	446	302
c2	171	3143	2033	0,0613818	1,111605	0,016401	0,131343	0,005592	347	384	759	329
c4	163	1326	1774	0,0638584	1,751409	0,036624	0,198914	0,009970	327	399	1028	727
c6	19	280	204	0,0788884	0,652778	0,017874	0,060013	0,000000	488	490	510	358
c7	131	1955	1212	0,0788567	0,891070	0,022926	0,081954	0,001748	474	489	647	458
c8	195	3187	2269	0,0761642	0,658791	0,011654	0,062733	0,000391	470	473	514	234
c9	55	345	575	0,0835708	0,927713	0,029894	0,080511	0,001641	503	517	666	595

Considerando os resultados obtidos por estes dois métodos, duas hipóteses prováveis podem ser encaradas para a idade dos granitos de Portalegre: 1) a cristalização ocorreu ca. 548 Ma e um importante evento, aos ca. 482 Ma, produziu sobrecrecimentos e novos zircões; ou 2) a cristalização ocorreu aos 482 Ma, com a participação na sua génese de um protólito dominante com ca. de 548 Ma.

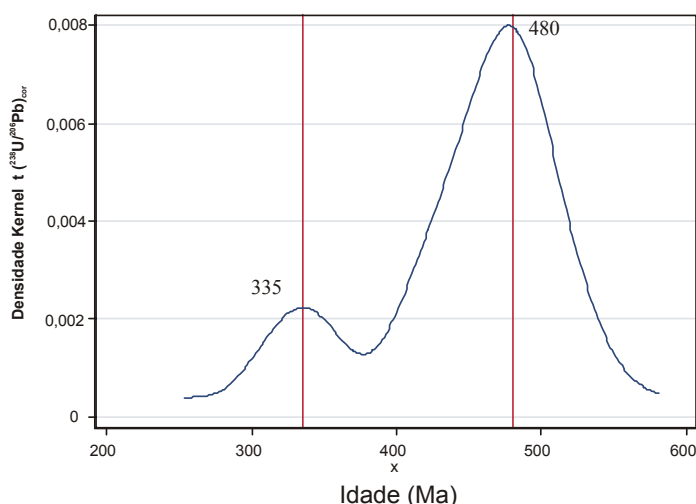


Fig. 4.4.4. Distribuição das idades (densidade kernel) obtidas por LA-ICP-MS para os granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) do Maciço de Portalegre, mostrando as duas populações dominantes.

4.4.3. Resultados do método SHRIMP

Com o objectivo de esclarecer a idade de cristalização dos granitos do Maciço de Portalegre, foram seleccionados para este método grãos de zircão do granito mais representativo - granito de Alagoa (GP1). A selecção das análises pontuais foi feita após a observação dos grãos em luz reflectida e transmitida (Fig. 4.4.5 e 4.4.6, de modo a evitar fracturas e inclusões) e da análise de imagens de cátodo-luminescência (CL) que forneceram uma boa definição de texturas internas (Fig.4.4.7 e 4.4.8). Antes da apresentação dos resultados analíticos será feita uma breve descrição da morfologia do zircão.

Morfologia do zircão

Os grãos de zircão nas amostras Port 4 e 4a ocorrem em duas formas principais: Aproximadamente 50% dos grãos são de reduzida dimensão, com diâmetro $<50 \mu\text{m}$, límpidos, incolores e alongados (relação largura/altura 4-6) com poucas fracturas e inclusões. Alguns grãos apresentam uma cavidade central. A maioria dos zircões não é perfeitamente euédrica, apresentando nalgumas faces dos cristais incisões (ou entalhes) planos superficiais (Fig. 4.4.5 e 4.4.6). Os outros 50% dos grãos são maiores (diâmetro de $50\text{-}100\mu\text{m}$), achatados, acastanhados e mais ricos em inclusões. A maioria dos cristais são euédricos, mas dois deles (Port 4a-7 e Port 4a-12; Fig. 4.4.6) mostram terminações arredondadas e a superfície finamente “picada” características dos zircões detríticos.

Com raras excepções, os zircões mostram forte zonamento em imagem de cátodo-luminescência (CL). Nos grãos alongados o zonamento é geralmente bandado mas alguns apresentam o zonamento central truncado e mal definido. As terminações dos zircões são, na maioria, sublinhadas por estreitos sobrecrecimentos (“overgrowths”) zonados (Fig. 4.4.7 e 4.4.8).

A maioria dos zircões achatados compõe-se de um núcleo e de um sobrecrecimento. Os núcleos variam de grãos euédricos simples a fragmentos de cristais irregulares, com forte a muito fraca CL e

com zonamento variando de concêntrico simples a complexo ou até mesmo ausente. Alguns grãos exibem muito fraca CL, em que o zonamento é difícil de observar (Fig. 4.4.7 e 4.4.8).

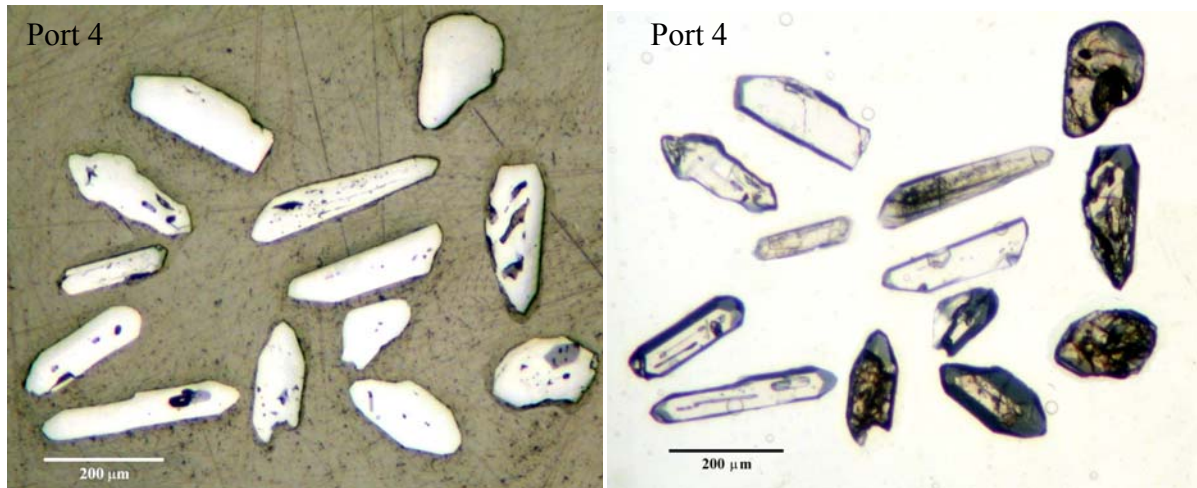


Fig. 4.4.5. Aspecto dos zircões da amostra Port4 do granito de Alagoa (GP1), em luz reflectida (esquerda) e transmitida (direita).

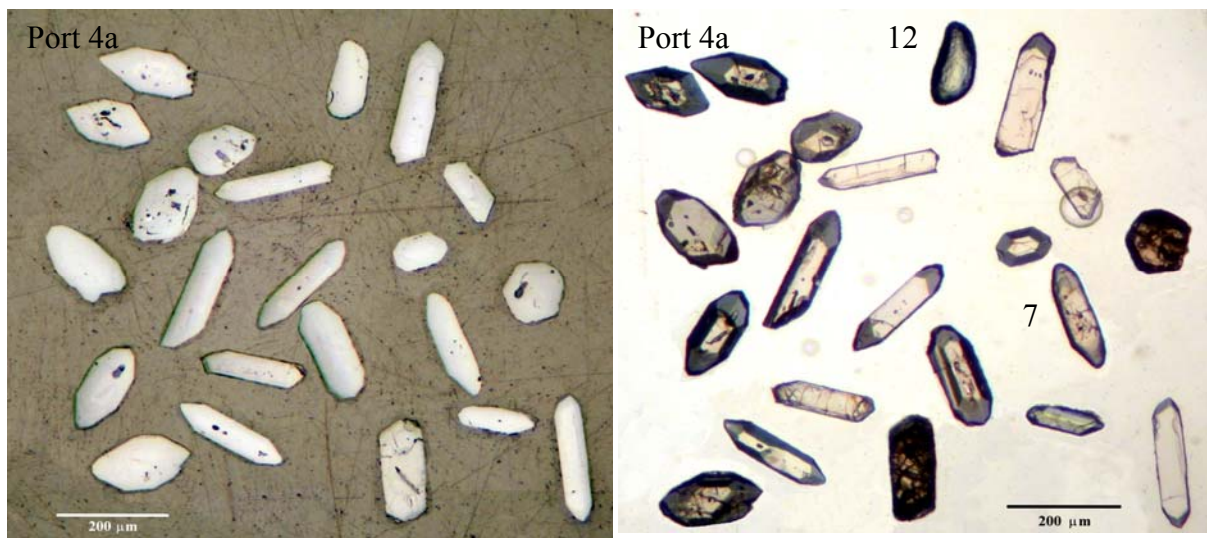


Fig. 4.4.6. Aspecto dos zircões da amostra Port4a do granito de Alagoa (GP1), em luz reflectida (esquerda) e transmitida (direita).

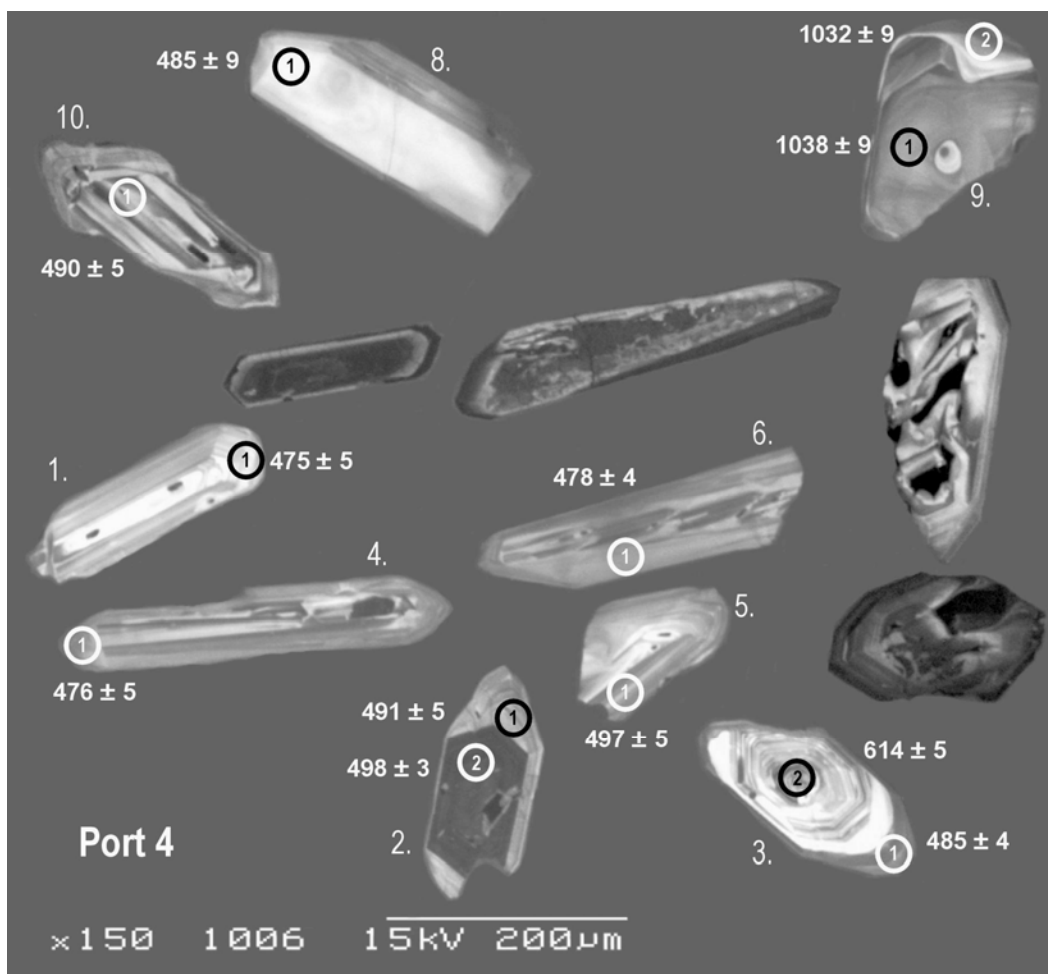


Fig. 4.4.7. Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados da amostra Port4 do granito de Alagoa (GP1). A posição dos grãos é aproximadamente a da Fig. 4.4.5. **Grão 1:** forma prismática alongada com *ca.* 476 Ma com forte CL e zonamento bandado; **grão 2:** sobrecrecimento com *ca.* 491 Ma, com média CL e zonamento concêntrico, a envolver um núcleo de *ca.* 498 Ma, com fraca CL e fraco zonamento concêntrico; **grão 3:** núcleo com *ca.* 614 Ma, com forte CL e zonamento concêntrico, envolvido por um sobrecrecimento menos luminescente, com fraco zonamento concêntrico de *ca.* 485 Ma; **grão 4:** forma prismática alongada com zonamento bandado envolvido por sobrecrecimento de *ca.* 476 Ma com moderada CL sem zonamento; **grão 5:** fragmento de um zircão com *ca.* 497 Ma, média CL e zonamento concêntrico; **grão 6:** forma prismática com *ca.* 478 Ma, CL moderada sem zonamento; **grão 8:** forte CL, sem zonamento com *ca.* 485 Ma; **grão 9:** núcleo com *ca.* 1038 Ma, com CL e zonamento moderado, envolvido por sobrecrecimento com *ca.* 1032 Ma, mais luminescente com fraco zonamento; **grão 10:** forma prismática, com um núcleo com *ca.* 490 Ma, CL moderada e zonamento bandado, envolvido por um sobrecrecimento não datado.

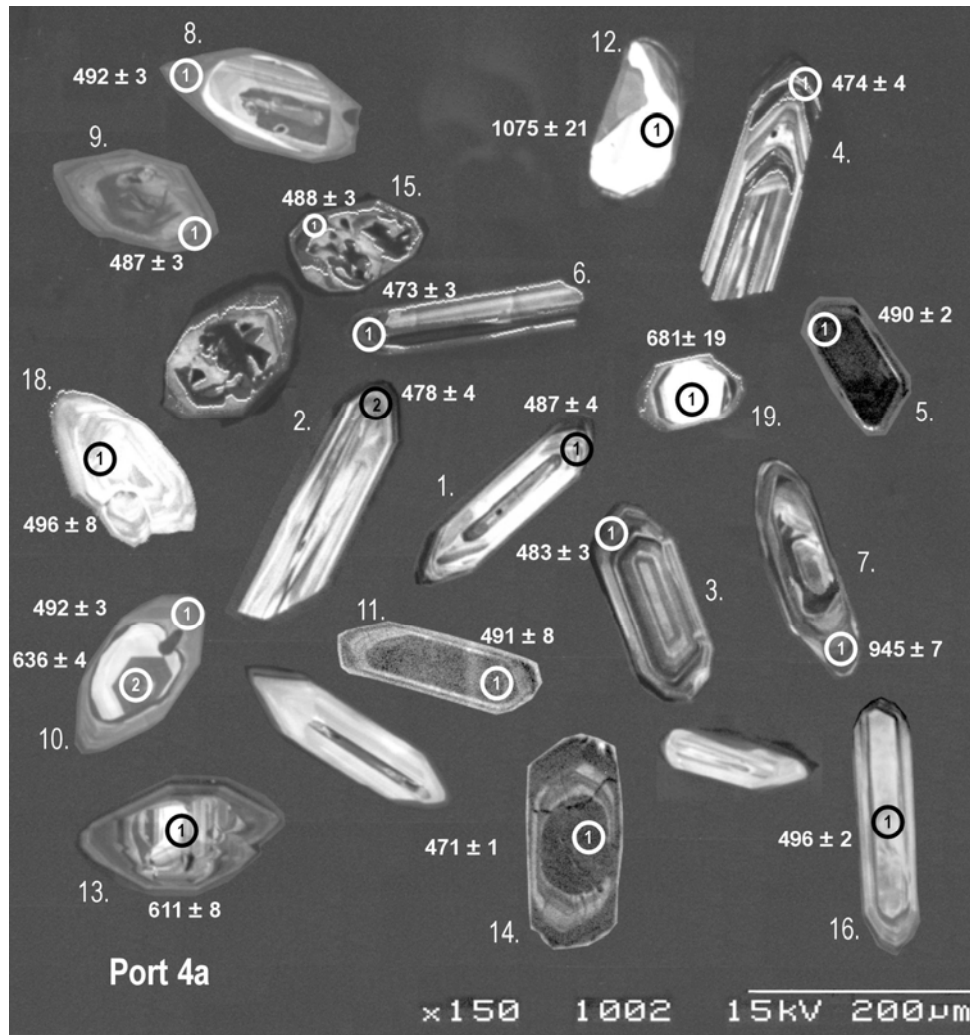


Fig. 4.4.8. Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados da amostra Port4a do granito de Alagoa (GP1). A posição dos grãos é aproximadamente a da Fig. 4.4.6. **Grão 1:** forma prismática alongada com *ca.* 487 Ma com forte CL e zonamento concêntrico; **grão 2:** forma prismática alongada com *ca.* 478 Ma, com forte CL e zonamento bandado; **grão 3:** com *ca.* 483 Ma, com moderada CL e zonamento concêntrico; **grão 4:** sobrecrecimento com *ca.* 474 Ma com fraca CL e fraco zonamento a envolver um núcleo com CL moderada e zonamento bandado; **grão 5:** com *ca.* 490 Ma, CL ausente, sem zonamento, envolvido por um estreito sobrecrecimento com fraca CL; **grão 6:** forma prismática com CL moderada e zonamento bandado envolvido por sobrecrecimento com *ca.* 473 Ma com fraca CL e sem zonamento; **grão 7:** com *ca.* 945 Ma, CL moderada e zonamento concêntrico; **grão 8:** sobrecrecimento com moderada CL, fraco zonamento com *ca.* 492 Ma a envolver um núcleo não datado, mais luminescente com zonamento complexo; **grão 9:** sobrecrecimento com *ca.* 487 Ma, com fraca CL e fraco zonamento, a envolver um núcleo não datado, com zonamento complexo; **grão 10:** núcleo com *ca.* 636 Ma, com fraca CL e fraco zonamento, envolvido por uma zona intermédia muito luminescente não datada e por um sobrecrecimento com 492 Ma, com CL moderada e fraco zonamento concêntrico; **grão 11:** com *ca.* 491 Ma, CL ausente, sem zonamento, envolvido por um sobrecrecimento com moderada CL e zonamento concêntrico; **grão 12:** forma arredondada, com *ca.* 1075 Ma, forte CL e fraco zonamento; **grão 13:** núcleo com *ca.* 611 Ma, forte CL e fraco zonamento; **grão 14:** núcleo com *ca.* 471 Ma, sem CL e sem zonamento; **grão 15:** com *ca.* 488 Ma com CL moderada e zonamento complexo; **grão 16:** forma prismática com *ca.* 496 Ma com CL forte/moderada e zonamento concêntrico; **grão 18:** com *ca.* 496 Ma forte CL e zonamento concêntrico/complexo; **grão 19:** núcleo com *ca.* 681 Ma com forte CL e sem zonamento.

Resultados analíticos

Foram efectuadas por SHRIMP um total de 32 análises pontuais (“spots”) em zircões: 12 na amostra Port4 e 20 na amostra Port 4a. Desse total, 24 análises representam idades “jovens”, interpretadas como magmáticas, e 8 correspondem a idades de núcleos e/ou zircões herdados. Como ambas as amostras foram recolhidas na mesma pedreira, a poucos metros de distância uma da outra, foram consideradas em conjunto para o cálculo da idade. Os resultados encontram-se na Tabela 4.4.3 e projectados nas Figs. 4.4.9 e 4.4.10.

As análises de zircões “jovens” (i.e. magmáticos) mostram conteúdos em U moderados a altos (74-7111 ppm) e a razão Th/U muito baixa a alta (0,034-2,57). Os zircões têm uma composição isotópica aproximadamente concordante num intervalo limitado, mas os valores de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ estão mais dispersos do que o esperado das incertezas analíticas (Tabela 4.4.3 e Fig. 4.4.9B). Mesmo quando três valores anómalos (“outliers” 4a-4.1; 4a-14.1; 4a-6.1) são excluídos, deixando 21 análises, a dispersão continua elevada (MSWD = 3,9). Contudo, excluindo as quatro análises com $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais baixo (4a- 2.1; 4- 6.1; 4- 4.1), assumindo perda de chumbo, restam 17 análises ainda com alguma dispersão, obtendo-se uma média ponderada de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $492,7 \pm 3,5$ Ma e MSWD = 2,1. A incerteza é devida ao excesso de dispersão acrescida de 0,25% proveniente da incerteza na calibração de Pb/U (Fig. 4.4.9B e Fig. 4.4.10B).

Os oito núcleos de zircões herdados têm idades e composições variáveis, o que indicia que provêm de fontes distintas. Os teores de U são muito baixos a moderados (27-601 ppm) e a razões Th/U muito baixas a elevadas (0,032-2,4). Os núcleos caem amplamente em dois grupos de idade, Neoproterozóico (611-681 Ma e 945 Ma), e Mesoproterozóico (1,03-1,08 Ga) (Fig. 4.4.9A e 4.4.10A). As análises são aproximadamente concordantes, embora o seu pequeno número não permita detectar aglomerados dentro daqueles dois grupos de idades.

Tabela 4.4.3. Dados isotópicos obtidos por SHRIMP dos zircões do granito de Alagoa do Maciço de Portalegre.

Grão ".Spot"	Tipo de zircão	Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppb	^{204}Pb		^{206}Pb		^{207}Pb		^{208}Pb		^{232}Th		^{235}U		^{238}U		Idades aparentes (Ma)				
						^{204}Pb ppb	^{206}Pb ppb	$^{206}\text{Pb}^*$ ppb	^{206}Pb ppb	$^{207}\text{Pb}^*$ ppb	^{207}Pb ppb	$^{208}\text{Pb}^*$ ppb	^{208}Pb ppb	$^{232}\text{Th}^*$ ppb	^{232}Th ppb	$^{235}\text{U}^*$ ppb	^{235}U ppb	$^{238}\text{U}^*$ ppb	^{238}U ppb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
Granito de Alagoa (GPT): granito porfirítico de grão muito grosseiro, biotítico-moscovítico, muito deformado																								
Port 4																								
9.1	MedWZ	28	160	44	0.28	1	3,59E-05	4,54E-05	0,0822	0,0023	0,0518	0,0016	0,1748	0,0016	1,751	0,031	0,0727	0,0010	1021	30	1038	9	1005	28
3.2	LtCZCo	58	385	862	2.24	2	4,86E-05	2,13E-05	0,6903	0,0084	0,0308	0,0005	0,1000	0,0009	0,830	0,012	0,0602	0,0006	613	10	614	5	609	22
2.2	DrkCZCo	146	1893	390	0.21	1	1,06E-05	4,49E-06	0,0642	0,0010	0,0250	0,0004	0,0803	0,0004	0,623	0,005	0,0562	0,0004	499	8	498	3	461	14
5.1	MedCZ	22	172	442	2.57	2	1,50E-04	8,37E-05	0,7939	0,0089	0,0248	0,0005	0,0801	0,0010	0,614	0,020	0,0556	0,0016	495	9	497	6	436	65
10.1	MedBCo	24	271	222	0.82	0	1,86E-05	1,37E-05	0,2512	0,0029	0,0243	0,0004	0,0789	0,0008	0,621	0,014	0,0570	0,0010	484	8	490	5	492	40
8.1	LtUZ	6	74	46	0.62	1	1,78E-04	7,57E-05	0,1874	0,0053	0,0236	0,0009	0,0781	0,0016	0,601	0,031	0,0568	0,0025	471	17	485	9	445	102
6.1	MedUZ	18	248	39	0.16	0	2,00E-05	2,00E-05	0,0492	0,0013	0,0238	0,0007	0,0770	0,0007	0,600	0,010	0,0565	0,0007	475	14	478	4	474	28
1.1	LtCZ	10	114	116	1.02	2	2,16E-04	7,00E-05	0,2963	0,0058	0,0222	0,0005	0,0765	0,0008	0,572	0,017	0,0542	0,0015	444	10	475	5	380	61
3.1	MedCZOgth	32	437	36	0.08	1	2,89E-05	1,28E-05	0,0260	0,0013	0,0249	0,0012	0,0762	0,0007	0,610	0,008	0,0566	0,0005	447	24	485	4	475	20
2.1	MedCZOgth	26	352	109	0.31	2	1,01E-04	3,20E-05	0,0403	0,0018	0,0104	0,0005	0,0792	0,0008	0,614	0,011	0,0563	0,0008	208	10	491	5	464	30
4.1	MedUZOgth	22	313	39	0.12	2	1,01E-04	3,33E-05	0,0337	0,0015	0,0209	0,0010	0,0767	0,0007	0,585	0,011	0,0554	0,0009	417	19	476	4	427	37
9.2	LWZOgth	23	126	69	0.55	0	2,00E-05	2,00E-05	0,1665	0,0023	0,0628	0,0010	0,1735	0,0017	1,754	0,028	0,0733	0,0008	1039	19	1032	9	1023	22
Port 4a																								
12.1	LtUZ	6	27	30	1.10	1	2,81E-04	1,42E-04	0,3237	0,0138	0,0536	0,0027	0,1814	0,0039	1,837	0,109	0,0735	0,0039	1055	51	1075	21	1027	110
7.1	MedCZ	36	244	8	0.032	0	4,38E-06	4,97E-06	0,0101	0,0004	0,0490	0,0020	0,1579	0,0013	1,558	0,021	0,0716	0,0007	968	38	945	7	973	21
19.1	LtUZCo	6	51	35	0.67	1	1,49E-04	7,96E-05	0,1934	0,0095	0,0319	0,0020	0,1113	0,0032	0,917	0,041	0,0597	0,0018	635	39	681	19	593	68
10.2	DrkWZCo	67	601	382	0.64	1	2,00E-05	2,00E-05	0,1966	0,0016	0,0319	0,0004	0,1037	0,0007	0,859	0,011	0,0601	0,0006	635	7	636	4	606	21
13.1	LWZCo	20	185	117	0.64	4	2,57E-04	7,78E-05	0,1733	0,0042	0,0271	0,0008	0,0994	0,0014	0,830	0,026	0,0606	0,0016	541	15	611	8	623	58
17.1	NaCL	138	1841	180	0.098	80	6,21E-04	3,62E-05	0,0261	0,0015	0,0215	0,0012	0,0803	0,0004	0,625	0,010	0,0565	0,0008	429	24	498	2	471	33
18.1	LtCZCo	12	144	69	0.48	0	4,35E-05	2,38E-05	0,1527	0,0037	0,0255	0,0008	0,0800	0,0013	0,600	0,016	0,0544	0,0011	509	15	496	8	388	45
16.1	LtUZ	31	400	115	0.29	7	2,71E-04	3,25E-05	0,0875	0,0017	0,0245	0,0005	0,0800	0,0003	0,628	0,008	0,0570	0,0007	488	10	496	2	491	27
11.1	BkUZ	192	2640	89	0.034	5	2,69E-05	6,84E-06	0,0091	0,0004	0,0215	0,0009	0,0792	0,0013	0,617	0,017	0,0565	0,0011	430	19	491	8	473	45
5.1	BkUZ	126	1708	194	0.11	68	5,84E-04	9,34E-05	0,0313	0,0043	0,0218	0,0030	0,0790	0,0004	0,621	0,022	0,0570	0,0020	437	60	490	2	491	78
15.1	MedUZCo	48	649	109	0.17	51	1,14E-03	1,78E-04	0,0395	0,0069	0,0186	0,0033	0,0787	0,0005	0,589	0,032	0,0543	0,0029	373	65	488	3	383	125
1.1	LtCZ	29	385	67	0.18	2	7,13E-05	2,44E-05	0,0521	0,0013	0,0233	0,0006	0,0785	0,0007	0,607	0,012	0,0561	0,0009	466	13	487	4	455	37
3.1	MedCZ	39	521	104	0.20	2	5,42E-05	2,92E-05	0,0622	0,0015	0,0242	0,0006	0,0778	0,0005	0,597	0,011	0,0557	0,0009	483	12	483	3	440	36
2.1	LiB	23	320	61	0.19	2	9,87E-05	4,68E-05	0,0529	0,0023	0,0215	0,0009	0,0770	0,0007	0,591	0,015	0,0556	0,0013	429	19	478	4	438	52
14.1	BkUZCo	598	7111	2581	0.36	1	1,82E-06	1,54E-06	0,1097	0,0010	0,0230	0,0002	0,0761	0,0001	0,593	0,002	0,0565	0,0002	459	5	471	1	473	7
6.1	LiB	64	922	142	0.15	268	4,21E-03	2,12E-04	0,0190	0,0088	0,0092	0,0042	0,0745	0,0006	0,612	0,037	0,0596	0,0036	185	85	463	3	588	135
4.1	DrkWZOgth	58	782	204	0.26	1	2,05E-05	1,03E-05	0,0827	0,0009	0,0242	0,0003	0,0763	0,0004	0,603	0,006	0,0574	0,0004	483	6	474	2	505	15
8.1	MedWZOgth	39	524	56	0.11	2	4,59E-05	2,15E-05	0,0314	0,0010	0,0232	0,0008	0,0793	0,0005	0,611	0,008	0,0559	0,0007	463	15	492	3	450	27
9.1	DrkWZOgth	37	514	39	0.076	3	9,33E-05	2,23E-05	0,0218	0,0010	0,0224	0,0011	0,0784	0,0005	0,608	0,007	0,0562	0,0005	448	21	487	3	461	22
10.1	MedWZOgth	29	384	69	0.18	2	7,21E-05	2,32E-05	0,0540	0,0016	0,0239	0,0007	0,0793	0,0006	0,605	0,008	0,0553	0,0006	477	14	492	3	426	24

* Radiogénico, corrigido para Pb comum usando ^{204}Pb incertezas analíticas 1s.
 códigos de tipo de zircão:
 Catodoluminescência: Lt - clara, Med - média, Drk - escura, Bk - ausente
 Zonamento: S - forte, W - fraco, C - concêntrico, B - bandado, U - sem zonamento
 localização: Co - núcleo, Ogth - "overgrowth", Mixed - transição dos limites texturais

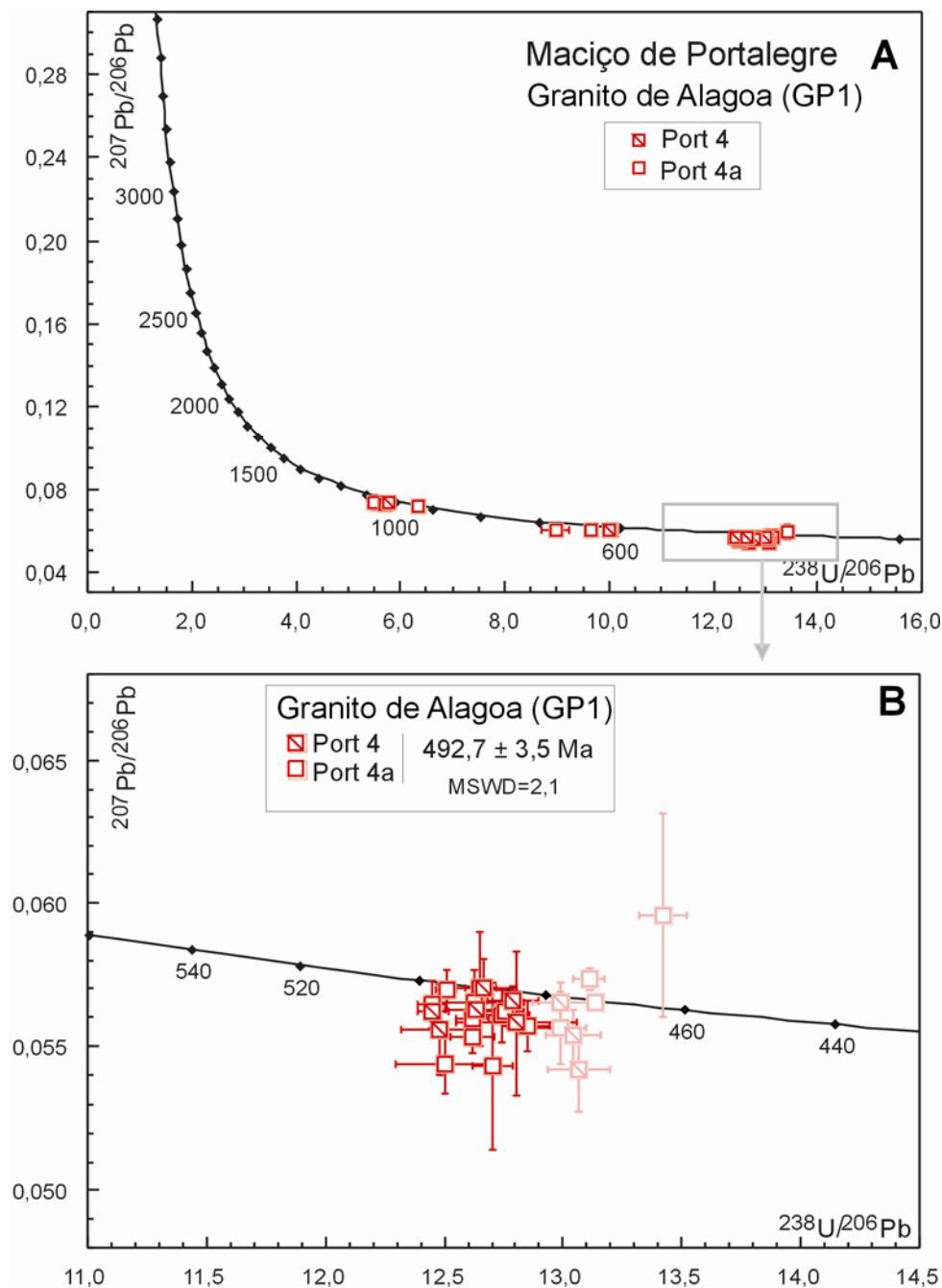


Fig. 4.4.9. Diagramas da concórdia Tera-Wasserburg, para os zircões analisados por SHRIMP do Maciço de Portalegre. A: todos os dados; B: dados das idades mais recentes. As sete análises com símbolos a rosa não foram usadas no cálculo da idade (ver explicação no texto).

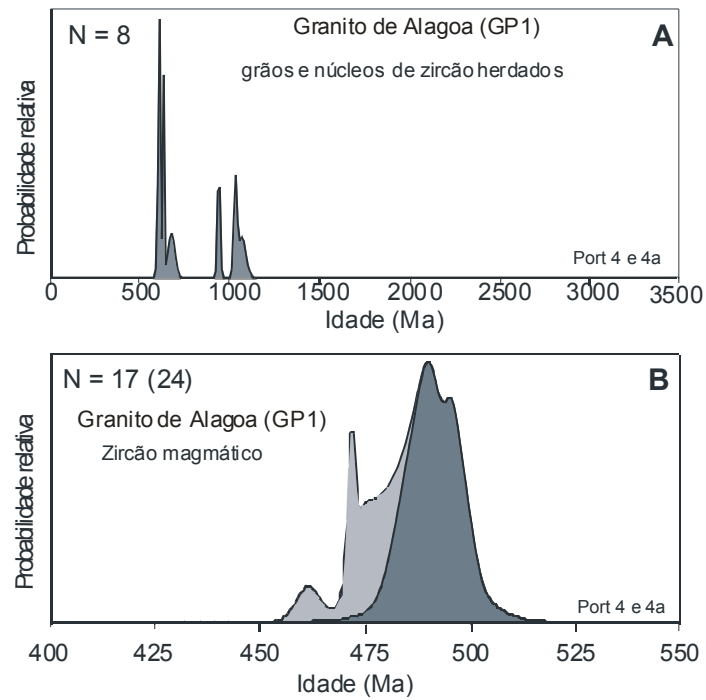


Fig. 4.4.10. Histogramas de distribuição da probabilidade das idades do zircão das amostras do Maciço de Portalegre: A: componentes de idades herdadas do granito de Alagoa (GP1); B: componentes de idades de zircão mais jovens, interpretadas como idades magmáticas do granito de Alagoa (GP1). A distribuição a cinzento corresponde às 7 análises das 24 que não foram consideradas no cálculo da idade.

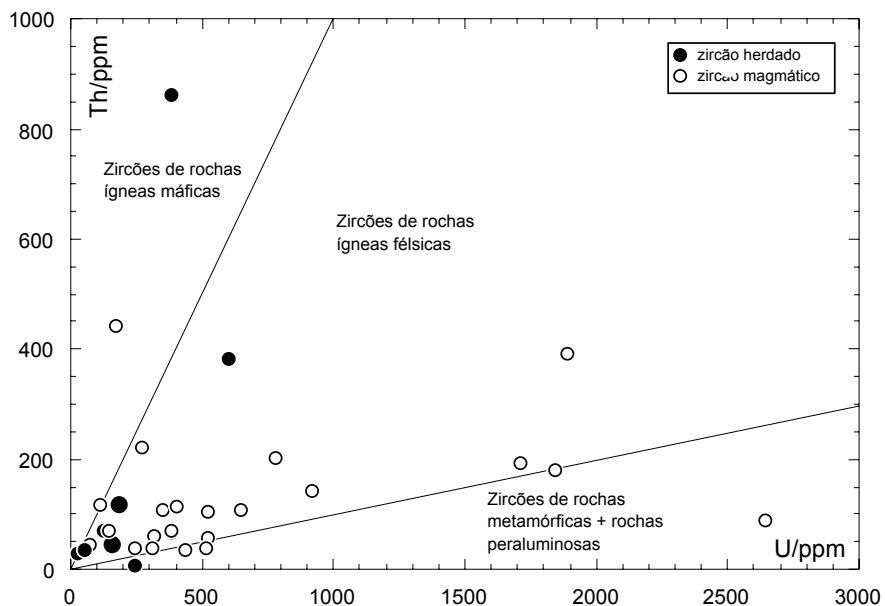


Fig. 4.4.11. Diagrama Th versus U das análises obtidas por SHRIMP mostrando a variação das composições dos zircões do granito de Alagoa (GP1).

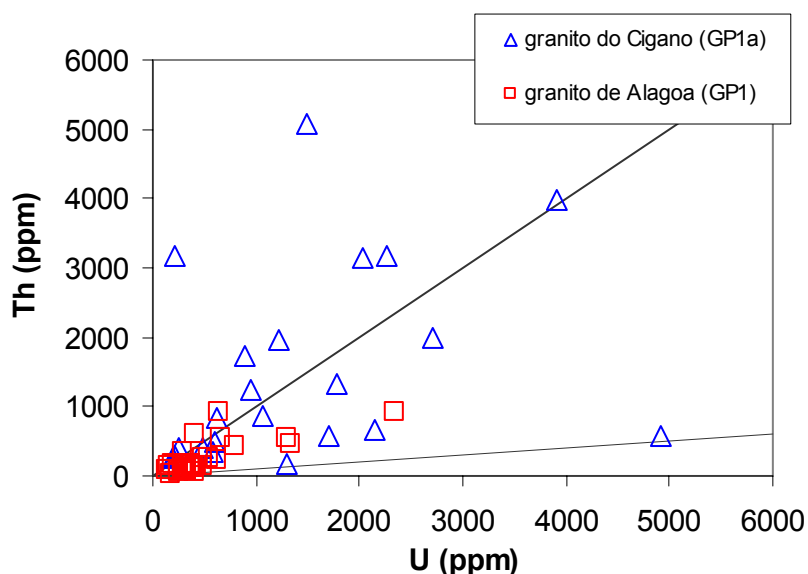


Fig. 4.4.12. O mesmo diagrama da figura anterior (Th versus U) considerando as análises obtidas por LA-ICP-MS mostrando as variações composicionais dos zircões nos dois granitos. Notar também, que o espectro composicional obtido para o granito de Alagoa é idêntico ao obtido por SHRIMP (comparar com o diagrama da Fig. 4.4.11).

4.4.4. Resumo das idades

- 1) As idades de cristalização dos granitos GP1 e GP1 do Maciço de Portalegre obtidas pelos três métodos foram (ver Tabela 4.4.4):

492,7±3,5 Ma (n= 17 (24), MSWD= 2,1) obtida por SHRIMP, no granito GP1 – Alagoa)

482 ±4 Ma (n=14, sd=7,3) (obtida por $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Kober, nos granitos GP2 - Carreiras, GP1 - Alagoa e GP1a - Cigano).

480 Ma (obtida por LA-ICP-MS nos granitos GP1 - Alagoa e GP1a - Cigano)

Considerando os intervalos de erro, a idade obtida por SHRIMP é apenas ligeiramente mais antiga que as obtidas pelos outros métodos. De referir que no cálculo desta idade, foram omitidas as análises com $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais baixo (Fig. 4.4.9B e 4.4.10B). Caso estas tivessem entrado no cálculo, a idade seria ligeiramente menor, mas menos precisa.

Visto que, dos 3 métodos utilizados, o SHRIMP é o que oferece maior precisão, irá ser dada maior importância a esta idade no decurso deste trabalho. Considerando ainda que, pelo método de Kober, os 3 granitos (Alagoa (GP1), Cigano (GP1a) e Carreiras (GP2),) deram idades de cristalização muito semelhantes, admite-se com grande grau de probabilidade, que sejam contemporâneos. Relativamente ao granito de Belo-Horizonte (GP3), que não foi datado, mas que apresenta relações de contemporaneidade com o granito de Alagoa (GP1), sugeridas por alguns afloramentos, considera-se também a mesma idade dos restantes. Assim, a idade de cristalização deste granito GP1 do Maciço de Portalegre terá ocorrido aos 492,7±3,5 Ma, correspondendo ao topo do Câmbrio-Superior, próximo do limite com o Ordovícico inferior (Fig. 4.4.13).

A idade obtida neste trabalho de $492,7 \pm 3,5$ Ma está de acordo com a idade publicada recentemente por Cordani et al. (2006) de 497 ± 10 Ma, no “ortognaisse de Portalegre” também pelo método de SHRIMP.

2) Os granitos GP1 e GP1a do Maciço de Portalegre são rochas crustais policíclicas, pois possuem zircões restílicos de várias idades com sobrecrecimentos magmáticos. As razões Th/U do zircão herdado sugerem que o protólito dominante seja de natureza ígnea félsica (Fig.4.4.11 e 12). A composição U/Th da maioria dos zircões do granito GP1 (Alagoa) e de cerca de 50% dos zircões do granito GP1a (Cigano) enquadra-se na composição dos zircões típicos de rochas ígneas félsicas (Fig. 4.4.11 e 4.4.12). Os restantes 50% dos zircões do granito do GP1a têm composições típicas dos zircões de rochas ígneas máficas.

3) As idades herdadas testemunham protólitos de diferentes idades Precâmbricas:

-Neoproterozóico (a maioria Edicariano a Criogeniano):

548 ± 7 Ma (n=12, sd=10,3), pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Kober) presente nos granitos GP1 - Alagoa e GP1a – Cigano, o que apoia que estes dois granitos devem ter uma origem comum e, muito provavelmente, representam o mesmo granito com variação no tamanho do grão. (Cap. 4.2). Esta idade representa o limite entre o Precâmbrico e o Câmbrico (Fig. 4.4.13). Esta idade não foi encontrada no granito de Carreiras, no único um zircão, analisado.

De referir também que esta idade não foi encontrada pelo método SHRIMP. O objectivo dessa sessão analítica foi a verificação da idade magmática.

611 ± 7 Ma (n=1) pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Kober) no granito GP1a - Cigano;

611 ± 8 Ma, 614 ± 5 Ma, 636 ± 4 Ma, 681 ± 19 Ma (análises pontuais pelo método SHRIMP no granito GP1 - Alagoa);

945 Ma ± 7 Ma (n =1), pelo método SHRIMP no granito GP1 - Alagoa.

-Mesoproterozóico:

1032 ± 7 Ma; 1038 ± 9 Ma; 1075 ± 21 Ma (análises pontuais pelo método SHRIMP no granito GP1 - Alagoa). Estas idades sugerem a proveniência de uma área cratónica com afinidades Grenvillianas.

-Neoarcaico:

2630 ± 20 Ma (n=1) pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Kober) no granito GP1 - Alagoa.

4) Também foram verificadas idades mais recentes: **358 ± 36 Ma** pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Kober) no granito GP1a - Cigano e uma população de ca. **335 Ma**, por LA-ICP-MS no granito GP1 - Alagoa. Estas idades correspondentes ao período Carbónico estão provavelmente relacionadas com a deformação/metamorfismo Varisco que provocou recrescimentos de zircão nos granitos.

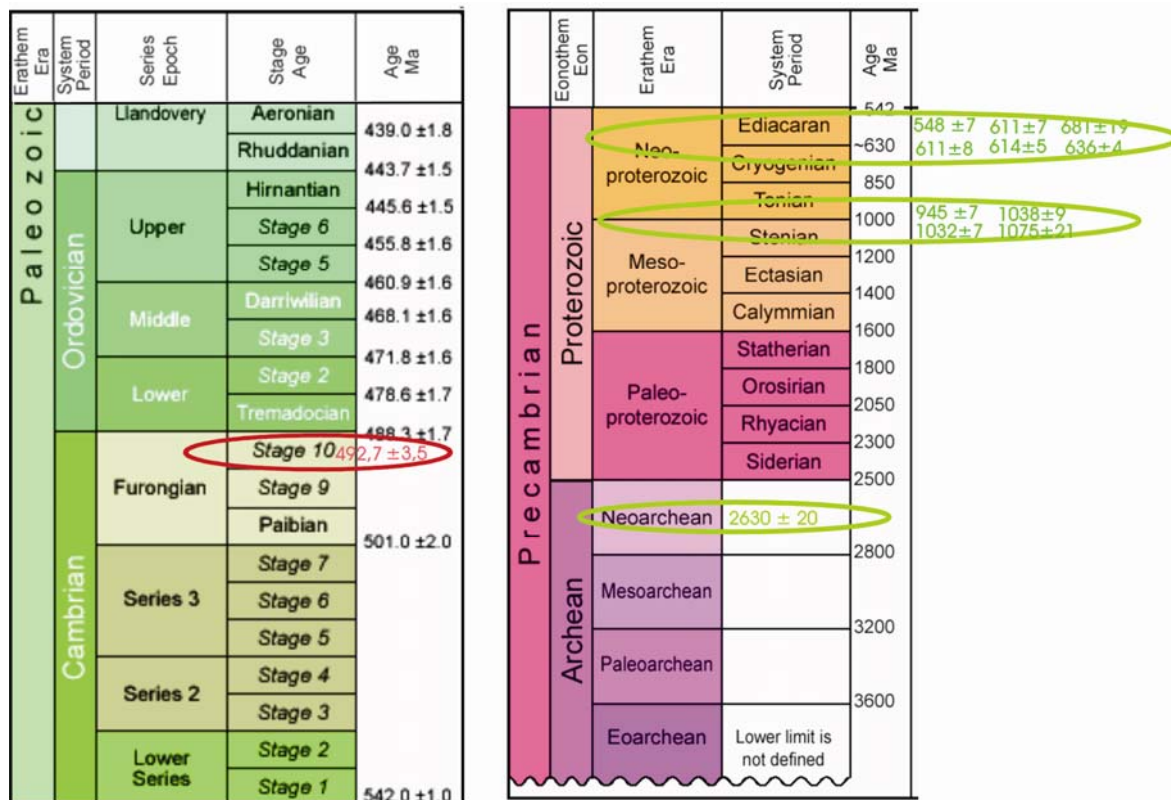


Fig.4.4.13. Extracto da coluna estratigráfica proposta pela IUGS, de Grandstein et al. (2004), em que se sobrepôs as idades magmáticas e herdadas encontradas nos granitos do Maciço de Portalegre.

4.5. Geoquímica Isotópica de Rocha Total

4.5.1. Isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd

As determinações de isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd foram efectuadas em oito amostras representativas dos vários granitos. Os resultados são apresentados nas Tabelas 4.5.1 e 4.5.2., respectivamente, e projectados na Fig. 4.5.1. Na Tabela 4.5.2 são também apresentadas as idades modelo Nd, calculadas em relação reservatório condrítico uniforme (T_{CHUR}) e ao manto empobrecido (T_{DM}). Para o cálculo das razões isotópicas iniciais de Sr e Nd foi utilizada a idade de 493 Ma, obtida pelo método SHRIMP na amostra Port 4 e Port 4a, admitindo que os vários granitos são contemporâneos (Capítulo 4.4).

Tabela 4.5.1. Dados isotópicos Rb-Sr obtidos para os granitos do Maciço de Portalegre.

amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493}$
GP1-Alagoa							
PORT4	204,20	31,83	6,42	18,797	0,8371	0,0030	0,70501
PORT21	202,90	36,98	5,49	16,039	0,8132	0,0020	0,70055
GP1a-Cigano							
PORT33	239,34	30,87	7,75	22,783	0,8666	0,0016	0,70653
GP2-Carreiras							
PORT2	357,30	10,41	34,32	105,186	1,3191	0,0030	0,58012
PORT11	396,80	19,53	20,32	60,852	1,0667	0,0020	0,63917
PORT24	360,40	9,19	39,22	122,244	1,4985	0,0020	0,63971
PORT14	348,50	25,02	13,93	41,276	0,9573	0,0040	0,66736
GP3-Belo horizonte							
PORT15	269,60	11,90	22,66	68,247	1,1308	0,0020	0,65131
PORT8	273,30	17,01	16,07	47,982	1,0345	0,0030	0,69744

Tabela 4.5.2. Dados isotópicos Sm-Nd obtidos para os granitos do Maciço de Portalegre.

amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2σ)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{493}$	ϵNd_{493}	T_{CHUR} (Ga)	T_{DM} (Ga)
GP1-Alagoa										
PORT4	3,06	11,17	0,27	0,166	0,512490	0,0018	0,511955	-0,94	0,73	1,69
PORT21	3,01	10,83	0,28	0,168	0,512459	0,0018	0,511916	-1,71	0,96	1,85
GP1a-Cigano										
PORT33	3,40	12,68	0,27	0,162	0,512467	0,0020	0,511944	-1,16	0,75	1,64
GP2-Carreiras										
PORT2	2,17	6,94	0,31	0,189	0,512509	0,0020	0,511898	-2,06	2,65	2,80
PORT11	1,90	5,01	0,38	0,229	0,512700	0,0020	0,511960	-0,85	-	-
PORT24	1,97	5,68	0,35	0,210	0,512534	0,0018	0,511856	-2,88	-	-
PORT14	2,17	5,52	0,39	0,238	0,512712	0,0030	0,511943	-1,17	-	-
GP3-Belo horizonte										
PORT15	2,20	7,27	0,30	0,183	0,512471	0,0019	0,511880	-2,41	1,87	2,51
PORT8	3,51	12,06	0,29	0,176	0,512511	0,0014	0,511942	-1,19	0,94	2,00

$\epsilon\text{Nd}(t)$ e T_{CHUR} foram calculados com os coeficientes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{CHUR}=0,51238$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{CHUR}=0,1967$ (Jacobsen & Wasserburg, 1984). Para o cálculo T_{DM} usou-se $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{DM}=0,513114$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{DM}=0,222$ (Michard et al. 1985 in Faure, 1986).

O espectro composicional Rb-Sr do Maciço de Portalegre, aliado à forte deformação a que foi sujeito, é altamente vulnerável a variações na razão Rb/Sr (por efeitos pós-magmáticos), pois são granitos extremamente evoluídos, com razões Rb/Sr elevadas e muito baixo Sr (Tabela 4.5.1). Nestes casos, qualquer pequena perda de Sr (ou ganho de Rb) faz aumentar drasticamente a razão Rb/Sr e,

como consequência, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial calculada será muito menor. Também por essa razão, o sistema Rb-Sr não é um bom método geocronológico para este tipo de rochas.

Considerando os granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a), que representam os termos menos evoluídos do Maciço de Portalegre com Rb/Sr = 5,49 a 7,75 e maior conteúdo em Sr (>30 ppm), as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para a idade de 493 Ma estão no intervalo 0,70055-0,70653 (Tabela 4.5.1 e Fig 4.5.1B).

Nos restantes, de Carreiras (GP2) e de Belo-Horizonte (GP3), que apresentam razões Rb/Sr mais elevadas e menores teores de Sr (<25 ppm), as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para a mesma idade são sempre anormalmente baixas e irrealistas (Tabela 4.5.1 e Fig 4.5.1A), sugerindo, indiscutivelmente, perturbações no sistema Rb-Sr por efeitos pós-magmáticos (alteração, metamorfismo?).

Assim, sem outras evidências, as razões isotópicas de Sr, mesmo as dos granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a), bastante primitivas, devem ser encaradas com alguma reserva, para caracterizar as suas fontes (considerando apenas as duas amostras com razões realistas de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493} = 0,70501$ e 0,70653), que correspondem a granitos quimicamente semelhantes mas com variação textural.

A abertura do sistema Rb-Sr, e consequente modificação isotópica de Sr inicial, tem sido amplamente referenciada na literatura. Por exemplo, na Zona Saxo-Thuringia, Alemanha, que ocupa posição estrutural correlacionável com a região em estudo, as sequências metaígneas e metassedimentares câmbrico-ordovícicas e o substrato cadomiano, apresentam fortes perturbações das composições isotópicas de Sr (Linnemann & Romer, 2002). Estes desvios foram interpretados como resultantes da mobilidade dos elementos alcalinos e calco-alcalinos ocorridos durante a orogenia Varisca..

O facto de o granito de Carreiras (GP2) estar situado na periferia do Maciço, com contactos sublinhados por acidentes com movimentação Varisca, poderá ter favorecido o seu desequilíbrio isotópico. Também a situação do granito de Belo-Horizonte, que ocorre numa estreita faixa alinhada no interior do granito de Alagoa (GP2) é sugestiva de um acidente tectónico que pode ter sofrido movimentação Varisca posterior.

Analisando agora as composições isotópicas de Sm-Nd, que não são sensíveis aos processos pós-magmáticos (alteração e metamorfismo), pois nenhum dos elementos é particularmente móvel, verifica-se o seguinte (Tabela 4.5.2 e Fig. 4.5.1 a 4.5.3):

-As razões iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos granitos do Maciço de Portalegre, calculadas para 493 Ma, apresentam, pequenas variações com valores de ϵNd_{493} ligeiramente negativos (-2,88 a -0,85) e bastante acima dos valores característicos dos metassedimentos, sugerindo a inexistência (ou participação desprezável) de componentes sedimentares nas suas fontes magmáticas (Fig.4.5.2 e 4.5.3).

-As fontes magmáticas dos granitos GP1 e GP3 do Maciço de Portalegre são compatíveis com componentes da crosta continental reciclada, de natureza ígnea (Fig.4.5.2).

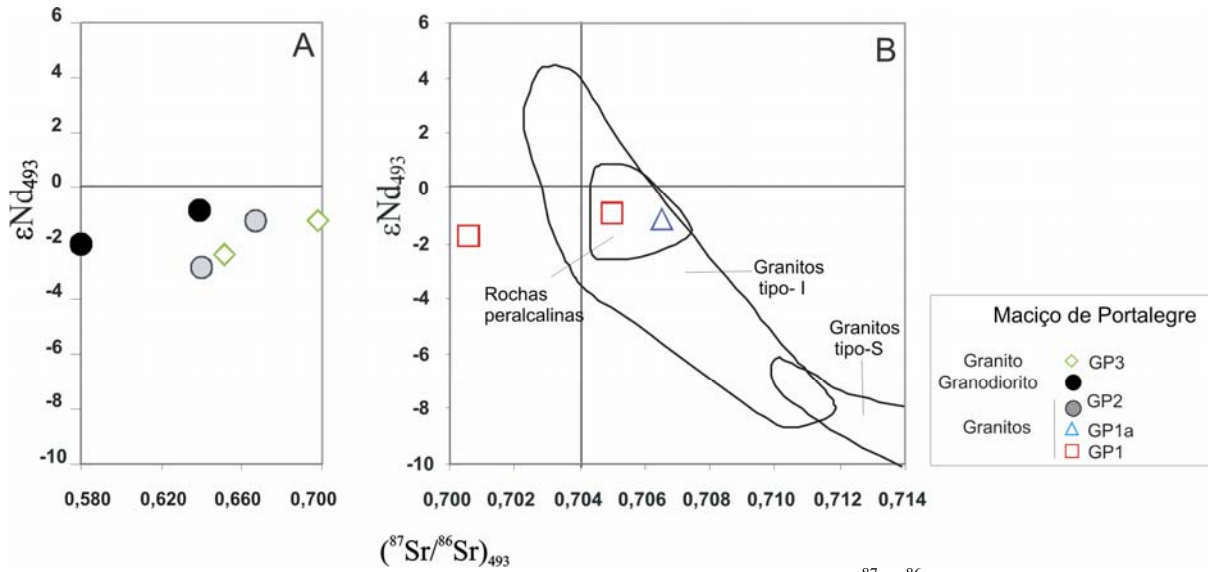


Fig. 4.5.1. Projecção dos granitos do Maciço de Portalegre no diagrama ϵNd_{493} versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493}$. A: granitos de Carreiras (GP2) e de Belo Horizonte (GP3). Notar que nesta projecção os valores isotópicos iniciais de Sr são anormalmente baixos, indicando forte perturbação do sistema Rb/Sr. B: granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) a que se sobrepõem os campos dos granitos tipo I e tipo S da região de Lachlan Fold Belt e das rochas peralcalinas do Sul da Austrália segundo King et al. (1997) com dados de Chappell et al. (1990) e Turner et al. (1992), respectivamente. Uma das amostras de GP1 tem um valor muito baixo de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493}$ atribuído a perturbação do sistema Rb/Sr, devido à deformação varisca.

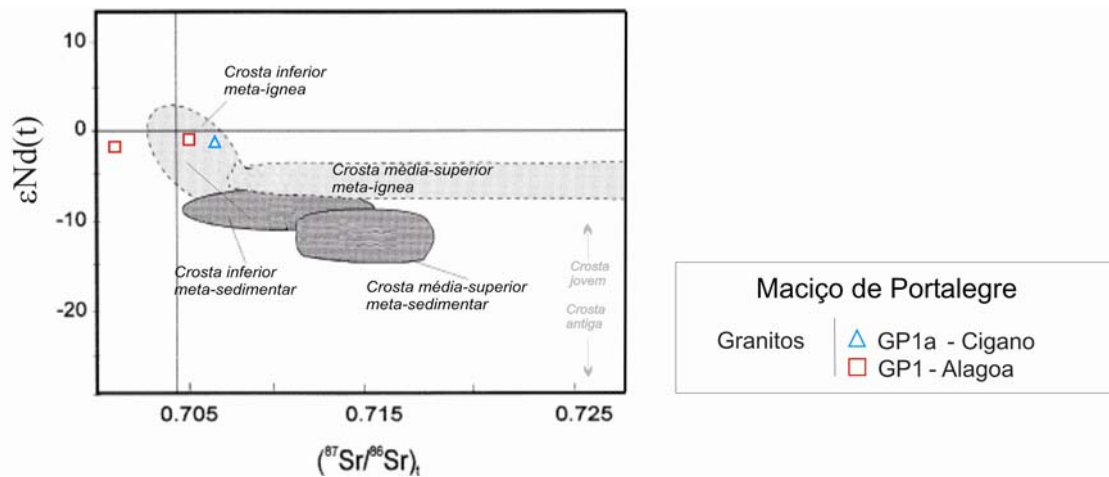


Fig. 4.5.2. Projecção dos granitos do Maciço de Portalegre (GP1-Alagoa e GP1a- Cigano) no diagrama ϵNd_t versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$, mostrando os campos das rochas meta-ígneas e meta-sedimentares da crosta média-superior e xenólitos meta-ígneos e meta-sedimentares do Maciço Central Francês (Turpin et al., 1990; Downes & Duthou, 1988 in Villaseca et al., 1998).

-GP1 e GP1a têm ϵNd_{493} semelhante ($\epsilon_{\text{GP1}} = -0,94$ a $-1,71$; $\epsilon_{\text{GP1a}} = -1,16$) o qual pode ser tomado como indicação de co-geneticidade pois trata-se do mesmo granito. GP2 tem o maior intervalo de variação de ϵNd_{493} ($-0,85$ a $-2,88$). O facto de o intervalo de variação do GP1 e GP1a estar incluído neste

último, permite colocar a hipótese de uma relação genética entre eles. Relativamente a GP3, com ϵNd_{493} de -1,19 a -2,41, o mesmo raciocínio poderia ser colocado, além da possibilidade, sempre presente, de resultarem de líquidos diferentes. Por outro lado, todas estas heterogeneidades são passíveis de explicar por heterogeneidades na região fonte (diferentes proporções de crosta jovem/crosta antiga), e/ou por um mecanismo de mistura com outro(s) componente(s).

-O carácter relativamente primitivo das assinaturas de Nd dos granitos do Maciço de Portalegre sugerem uma curta história de residência crustal para os protólitos (i.e. derivados de crosta jovem).

-Contudo, as idades modelo Nd sugerem maiores tempos de residência crustal dos protólitos - T_{CHUR} (0,75-2,75 Ga) e T_{DM} (1,85-2,80Ga). Porém, em contraste com essas idades modelo obtidas, as evidências da geocronologia do zircão apenas documentam eventos maioritariamente Neoproterozóicos (548 Ma; 611-681Ma; 945 Ma), alguns Mesoproterozóicos (1,03-1,08 Ga) e somente uma idade Arcaica (2,63 Ga) (Cap. 4.4). Esta discrepância pode ser explicada pelo facto de as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dos granitos do Maciço de Portalegre serem elevadas (0,16-0,24), sempre superiores a 0,14, sugerindo que possa ter ocorrido fraccionação de Sm/Nd na geração do magma, provavelmente durante a fusão parcial do protólito previamente reciclado (e.g. Teipel et al., 2004). De referir que o valor típico de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ crustal é cerca de 0,12 (Liew & Hofmann, 1988 *in* Teipel et al., 2004). Assim, as idades modelo, calculadas para o Maciço de Portalegre, sobretudo as mais antigas, não têm qualquer significado geológico.

Comparando agora as assinaturas Sr-Nd do Maciço de Portalegre com as de unidades referenciadas no Maciço Ibérico verifica-se que estas se enquadram no espectro composicional dos granulitos félsicos da crosta inferior (Fig. 4.5.3).

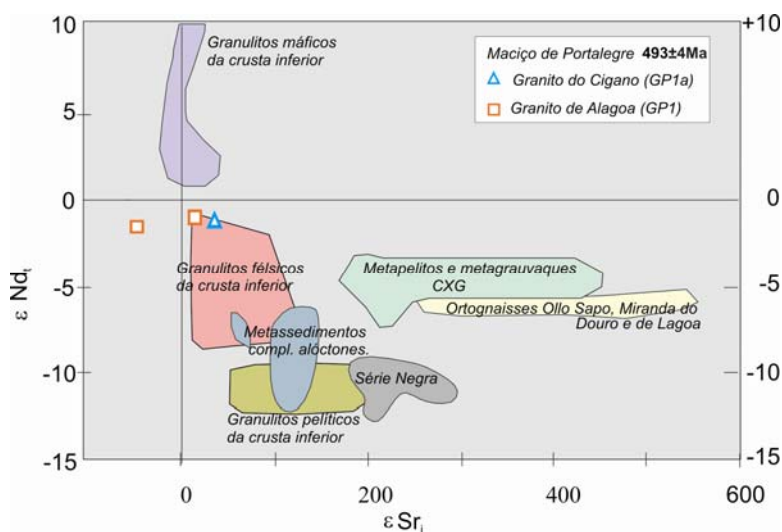


Fig. 4.5.3. Comparação das assinaturas isotópicas ϵNd_i versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ dos granitos do Maciço de Portalegre (GP1-Alagoa e GP1a-Cigano) com as de algumas unidades do Maciço Ibérico, segundo Beetsma (1995) e Azevedo & Valle-Aguado (2006).

4.5.2. Isótopos de Oxigénio

As composições isotópicas de oxigénio são úteis para a distinção do tipo de protólito de que derivam os granitos, sendo usualmente aceite que valores de $\delta^{18}\text{O} \sim 10\text{‰}$ marcam a transição entre os granitos infracrustais (tipo I $< +10\text{‰}$) dos supracrustais (tipo S $> +10\text{‰}$) de Chappell & White (1974). Contudo, a sua distinção torna-se difícil no caso em que os granitos derivem de uma mistura de protólitos ígneos e sedimentares (e.g. Faure, 1986). Os isótopos de oxigénio foram determinados em seis amostras representativas do Maciço de Portalegre. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam um intervalo relativamente restrito, variando de +9,88 a +10,77 ‰ (Tabela 4.5.3 e Fig. 4.5.4), compatíveis com uma fonte crustal com tendência infracrustal dado o carácter extremamente evoluído do Maciço de Portalegre, e os erros analíticos associados ($\pm 0,2\text{‰}$).

Não há distinção nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos granitos GP1 e GP1a (Tabela 4.5.3) apoiando que são cogenéticos e que correspondem ao mesmo granito com variação nas texturas. Além disso, não há aumento em $\delta^{18}\text{O}$ do granito GP1 para o GP2, indicando que durante a evolução magmática, não terá havido assimilação de material metassedimentar. O granito GP3 apresenta um menor valor de $\delta^{18}\text{O}$, o que apoia (com reserva) a sua origem por uma pulsação magmática distinta, podendo também ser indicativo de contaminação com um material mais básico.

Tabela 4.5.3. Resultados dos isótopos de oxigénio para os granitos seleccionados do Maciço de Portalegre.

Maciço de Portalegre		amostra	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	%SiO ₂
GP1	Alagoa	Port 28b	9,98	74,39
		Port 4	10,77	75,39
GP1a	Cigano	Port 33	10,51	75,68
GP2	Carreiras	Port 2	10,62	74,66
		Port 32	10,28	76,01
GP3	Belo-Horizonte	Port 28a	9,88	75,66

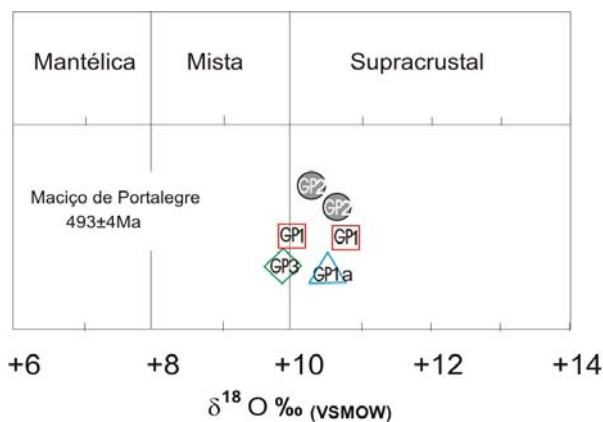


Fig. 4.5.4. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o Maciço de Portalegre nos intervalos de $\delta^{18}\text{O}$ conhecidos de granitóides derivados de vários tipos de fontes (Taylor, 1968, 1978 in Whalen et. al., 2006).

A combinação das razões isotópicas de oxigénio, Sr e Nd são bons indicadores para inferir as regiões fontes dos granitos, e as suas heterogeneidades isotópicas, quando ocorrem, são normalmente interpretadas como reflexo das heterogeneidades da fonte magmática e/ou eventuais misturas com outros magmas ou sedimentos. No caso do Maciço de Portalegre verifica-se homogeneidade \pm relativa dos isótopos de O e Nd, (as pequenas variações ocorrem dentro de cada grupo, não permitindo distingui-los) e heterogeneidade no caso dos isótopos de Sr (Tabela 4.5.4), que é atribuída à deformação varisca que foi muito intensa nesta região.

Relativamente à natureza da fonte, dos magmas (GP1/GP1a) e GP3, apesar da indiscutível origem crustal evidenciada pela presença de zircão restítico, não é possível excluir, desde já, a eventual participação de um magma máfico. Esta hipótese é favorecida pela sugestiva fraccionação de feldspato, sobretudo plagioclase (baixos teores em Eu e Sr), e também pela presença de zircões com composições típicas de rochas ígneas máficas no caso do granito do Cigano (GP1a) (Fig. 4.4.12).

Tabela 4.5.4. Resumo das assinaturas isotópicas de O, Nd e Sr para os granitos do Maciço de Portalegre.

Maciço de Portalegre	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	ϵNd_{493}	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493}$
			0,701 e
GP1 Alagoa	9,98-10,77	-1,71 a -0,94	0,705
GP1a Cigano	10,51	-1,16	0,707
GP2 Carreiras	10,28-10,62	-2,88 a -0,85	irrealista <0,700
GP3 Belo-Horizonte	9,88	-2,41 a -1,19	irrealista <0,700

4.6. Petrogênese

Embora as rochas graníticas não possam realisticamente espelhar a região fonte onde foram inicialmente extraídas, devido à grande heterogeneidade das suas fontes, permitem, no entanto, constrangimentos indirectos para a história geológica de uma área que possa não ter expressão à superfície actual (e.g., Roberts et al., 2000).

Os granitóides do Maciço de Portalegre são rochas muito félsicas, com composição de “temperatura mínima de fusão”, podendo representar, do ponto de vista petrogenético, duas hipóteses extremas (Ramos et al., 1971; King et al., 1997, 2001):

1-líquidos derivados por fusão parcial de uma fonte crustal de natureza essencialmente quartzo-feldspática,

2-produtos da diferenciação magmática de quartzo, feldspatos e minerais máficos de um líquido de composição mais básica;

Além disso, poderá derivar da cristalização fraccionada de um magma granítico menos evoluído (e.g., Neiva et al., 1987; Neiva, 1998; Gomes & Neiva, 2002) ou da cristalização fraccionada do magma granítico acompanhada da assimilação de material crustal (Silva & Neiva, 2000; Gomes & Neiva, 2005) ou ainda, da mistura de um magma granítico crustal com um magma básico do manto superior seguido de cristalização fraccionada (e.g., Neiva, 1993).

As características químicas dos termos finais reflectem quer a composição de um magma primário (parental) e/ou da rocha fonte ou diferenças nas condições físico-químicas da fusão, segregação, cristalização e contaminação e mistura (e.g. King et al., 2001).

Os mecanismos para produzir granitos extremamente evoluídos quimicamente, com assinaturas isotópicas primitivas, como é o caso do Maciço de Portalegre (Cap. 4.5), não são ainda bem conhecidos. Porém, considerando a impossibilidade de derivar o granito de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a), com zircões herdados (Cap. 4.4), como resultado da diferenciação extrema de líquidos primários básicos ou da diferenciação de um magma granítico, teremos de nos basear somente na fusão parcial de uma fonte félsica.

4.6.1. Origem dos granitóides GP1, GP1a, GP2 e GP3

Os granitóides GP1, GP1a, GP2 e GP3 teriam sido contemporâneos e de $492,7 \pm 3,5$ Ma, idade obtida para o zircão de GP1 por SHRIMP.

As características geoquímicas e isotópicas dos granitóides e seus minerais do Maciço de Portalegre permitiram excluir a existência de um único líquido na gênese dos granitóides do Maciço de Portalegre e verificar se uma evolução por processos de cristalização fraccionada pode explicar todos os granitóides.

Os diagramas de variação dos granitóides (Figs. 4.2.17 e 18) mostram que os granitos de Alagoa (GP1) e Cigano (GP1a) têm composições idênticas (elementos maiores e menores). Têm também

idênticos teores de REE (Fig. 4.2.19E). O teor de anortite da plagioclase é semelhante (Tabela 4.3.1c) e a composição da sua biotite e moscovite são idênticas (Figs. 4.3.2.6 e 4.3.3.3). Portanto, tratam-se de granitos quimicamente equivalentes mas com variação textural.

Os diagramas de variação de Ba, Rb, Ta e Y (Figs. 4.2.18) dos granitos e de Fe/(Fe+Mg) e Mg das biotites e das moscovites (Fig. 4.3.2.6 e 4.3.3.3), bem como os diagramas subparalelos de REE dos granitos, os quais mostram decréscimo em todas as REE e aumento na anomalia negativa de Eu de GP1 para GP2 (Fig. 4.2.20), sugerem que o granito GP2 derivará do granito GP1 por cristalização fraccionada, o que é apoiado pelos decréscimos do teore de anortite e aumento de P₂O₅ da plagioclase de GP1 para a plagioclase de GP2, bem como pelo aumento de Or e diminuição de BaO na microclina de GP1 para GP2 (Tabela 4.3.1C). Também a variação da composição da apatite do granito GP1 para GP2 (aumento de F, Mn/Ca e diminuição de OH, Tabela 4.3.7) apoia uma relação por cristalização fraccionada entre os dois granitos.

O processo de cristalização fraccionada não terá sido acompanhado por assimilação de material metassedimentar, pois $\delta^{18}\text{O}$ de GP2 está dentro do intervalo obtido para GP1 (Fig. 4.5.4 e Tabela 4.5.4).

A cristalização fraccionada do magma granítico GP1 terá ocorrido num período máximo de 4 Ma, pois a idade de 482 ± 4 Ma foi obtida por $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, método Kober, para os granitos GP1, GP1a e GP2 (Fig. 4.4.2).

O modelo de cristalização fraccionada foi testado para derivar o granito de Carreiras (GP2) a partir do magma parental representado pelo granito de Alagoa (GP1) utilizando o programa de cristalização fraccionada de Albarède. Tendo a modelização sido efectuada para os óxidos. Como representante do magma parental foi seleccionada a amostra Port-21A, a menos evoluída do granito de Alagoa (GP1), enquanto que a amostra Port 10, representativa do granito de Carreiras (GP2) foi seleccionada como magma residual. As composições minerais consideradas neste teste foram: albite, anortite, feldspato potássico e quartzo (termos puros) e a biotite e moscovite mais ricas em Mg e a ilmenite mais rica em Ti, obtidas por microsonda electrónica da amostra representativa do magma parental. O teor de anortite da plagioclase do cumulado calculado está próximo do maior teor de anortite de plagioclase do granito de Alagoa. O granito de Carreiras (GP2) pode derivar do magma parental representado pelo granito de Alagoa (GP1) por cristalização fraccionada de plagioclase, biotite e quartzo (Tabela 4.6.1).

Foram também modelizados os elementos menores Rb, Ba, Sr, pois são os elementos mais informativos, dado que o seu comportamento nas rochas graníticas está fortemente dependente dos principais minerais dos granitos (Neiva et al., 1987). Para a modelização dos elementos menores foram testadas duas equações, uma para a cristalização fraccionada perfeita (Rayleigh) e outra para a cristalização fraccionada em equilíbrio (Tindle & Pearce, 1981 in Neiva et al., 1987), que deram resultados muito equivalentes, embora aplicando a primeira equação (Rayleigh), os resultados sejam ligeiramente mais próximos dos valores determinados pela análise química. Porém, os resultados

obtidos neste teste diferem dos determinados pela análise química e são fortemente dependentes dos coeficientes de distribuição utilizados (Tabela 4.6.1). Os cálculos efectuados com os coeficientes de Nash & Crecraft (1985) in Rollinson (1993) são os que mais se aproximam dos valores determinados (Tabela 4.6.1).

Tabela 4.6.1. Resultados da modelização da cristalização fraccionada para testar a cristalização fraccionada do granito de Alagoa (GP1) para o granito de Carreiras (GP2).

	magma parental determinado		magma parental calculado		R
	GP1	GP2	GP1	GP2	
(%)	Port 21A	Port 10	Port 10	Port 10	
SiO ₂	75,4		75,3		+ 0,5
TiO ₂	0,3		0,2		+ 0,4
Al ₂ O ₃	13,7		13,5		+ 1,6
Fe ₂ O ₃ total	2,4		2,3		+ 0,7
MgO	0,5		0,5		-1,1
CaO	0,4		0,5		-1,1
Na ₂ O	2,6		2,7		-0,9
K ₂ O	4,8		4,9		-0,9
F			0,890 ± 0,036		
Composição modal do cumulado					
Plagioclase	20,4 ± 23,1				
Biotite	38,9 ± 7,4				
Quartzo	40,7 ± 14,8				
Ilmenite	0,0 ± 0,003				
Composição do magma residual *					
(ppm)	Determinado	Determinado	Calculado (1)	Calculado (2)	
Rb	275	422	267	258	
Ba	164	37	62	146	
Sr	26	15	20	26	

F=fracção do líquido residual

R - representa o erro no valor calculado, sendo $X_{\text{determinado}} - X_{\text{calculado}} / \sigma X_{\text{determinado}}$

* utilizando a equação de cristalização fraccionada perfeita (Rayleigh)

$$C_l = C_0 * F^{(D-1)}$$

C_l=Concentração do elemento no líquido residual

C₀=Concentração do elemento no magma parental

D_a = coeficiente de distribuição do elemento a na associação mineral

$D_a = \sum_i k_a^i x_i$ (k_aⁱ=coeficiente de distribuição do elemento a na fase mineral i; x_i = fracção do mineral i)

coeficientes de distribuição (K_a) utilizados

1) Nash & Crecraft (1985) SiO₂= 71,9-76,2 in Rollinson (1993) pg 110-111

2) Peccerillo et al. (1994) / granito

A distribuição do Sr é fortemente controlada pela plagioclase, enquanto que as distribuições do Ba e Rb são controladas principalmente pela biotite, quando a moscovite e o feldspato potássico não fraccionam (Neiva et al., 1987; Neiva, 1998). Contudo, o valor calculado de Rb é mais baixo do que o valor determinado pela análise química, enquanto que os valores calculados de Sr e Ba são superiores

aos determinados (Tabela 4.6.1), o que pode reflectir a incerteza que existe nos coeficientes de distribuição ou porque o comportamento dos LILE do granito de Carreiras (GP2) foi controlado por fluidos magmáticos (Neiva et al., 1987; Neiva, 1998).

Durante o processo de cristalização fraccionada do magma granítico GP1 terá havido também fraccionação de monazite, apatite e zircão, pois as terras raras leves, médias e pesadas decrescem do granito GP1 para o granito GP2 (Fig. 4.2.20).

O granito de Carreiras (GP2) não derivará por cristalização fraccionada do granodiorito GP2, pois há um grande intervalo na composição entre eles (Figs. 4.2.17 e 18) nas composições das suas biotites (Fig. 4.3.2.6) e moscovites (Fig. 4.3.3.3), os seus diagramas de REE não são subparalelos (Fig. 4.2.19C) e a plagioclase do granodiorito tem um máximo teor de anortite inferior ao valor máximo de anortite da plagioclase do granito (Tabela 4.3.1C). Porém, o teor mais elevado de CaO do granodiorito relativamente aos granitos indica que esse óxido se concentrou preferencialmente na apatite. De facto, esta fase mineral foi confirmada por estudo petrográfico inclusa nos vários minerais, sobretudo em plagioclases (Fig. 4.1.2 F).

Os diagramas de variação de Ba, Rb, Ta e Y dos granitos indicam que o granito de Belo Horizonte (GP3) corresponderá a uma pulsação magmática distinta (Fig. 4.2.18), o que é apoiado pelo seu perfil de REE, que corta o perfil de REE do granito Carreiras (GP2) nas LREE e MREE (Fig. 4.2.20), e pelo seu mais baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$ (Tabela 4.5.4).

4.6.2. Natureza dos protólitos

Globalmente, no Maciço de Portalegre verifica-se homogeneidade \pm relativa dos isótopos de O e Nd e heterogeneidade no caso dos isótopos de Sr (Tabela 4.5.4). Estas últimas, atribuídas à deformação Varisca que foi muito intensa nesta região (Cap. 4.5.1). Contudo, as rochas graníticas muito evoluídas e, portanto, muito pobres em Sr, apresentam geralmente valores isotópicos anómalos de Sr.

Os baixos valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493} = 0,70501$ e $0,70653$ e ϵNd_{493} ligeiramente negativos ($-2,88$ a $-0,85$), e $\delta^{18}\text{O} \sim 10\text{‰}$ (Tabela 4.5.4) obtidos para os granitos do Maciço de Portalegre, que são muito evoluídos, são característicos de assinaturas primitivas, compatíveis com protólitos crustais reciclados, metaígneos e relativamente jovens na sua génese (Villaseca et al., 1998 e bibliog. inclusa). A contribuição sedimentar nos protólitos parece estar ausente (ou é muitíssimo diminuta).

Os granitos de Alagoa (GP1) e Belo Horizonte (GP3) derivarão da fusão parcial de fonte heterogénea, o que é apoiado pelos seus distintos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Tabela 4.5.3), que sugerem que para GP1 terá havido dois componentes, sendo um mantélico e o outro crustal, o que é apoiado pelo gráfico $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}$ versus ϵNd_T (Fig. 4.5.2). Provavelmente para GP3 também existiram dois componentes, mas em proporções distintas, pois $\delta^{18}\text{O}$ é de $9,88 \text{‰}$.

As assinaturas isotópicas primitivas destes dois granitos GP1 (Alagoa) e GP3 (Belo-Horizonte) do Maciço de Portalegre (Tabela 4.5.4), e os seus perfis multielementares (Fig. 4.2.21) sugerem que um dos componentes tivesse uma assinatura mantélica enriquecida.

No contexto do Maciço Ibérico, um material precursor dos granitos GP1 e GP3 do Maciço de Portalegre poderia corresponder a: 1) granulito félsico da crosta inferior ou 2) rochas vulcânicas e/ou graníticas ricas em zircão, com altas razões Ga/Al (\pm rochas ígneas básicas), geradas num ciclo magmático anterior (Cadomiano).

Dado que os granulitos félsicos representam o resíduo de materiais que previamente sofreram fusão parcial (e.g. Villaseca et al., 1998), alguns autores são da opinião que não deverão produzir elevadas quantidades de magmas granítico (e.g. Clemens & Vielzeuf, 1987). Importa também salientar a presença, nas imediações da região, de um arco oceânico a Sul (Anfibolitos de Besteiros) e de um arco continental a N (Ribeiro et. al., 2003; Henriques et. al., 2006), documentando episódios da orogenia Cadomiana, o que apoia a hipótese 2). Esta hipótese é favorecida pela presença de uma considerável população de zircão herdado com 548 ± 7 Ma- Precâmbrico/Câmbrico (Fig. 4.4.10), indicando o envolvimento do soco Cadomiano nos processos de fusão que originaram os granitos do Maciço de Portalegre.

As altas temperaturas requeridas para a segregação magmática poderão ter sido induzidas por um influxo de magma máfico (mantélico?) presente na região. Durante o Ordovícico (490-470 Ma), a região em estudo corresponderia a uma zona dinâmica com elevados gradientes geotérmicos, da ordem dos 700-800°C (Solá et. al., 2003), com magmas em ascensão/evolução, representados pelos granitos e rochas máficas do Maciço do Carrascal e pelos vulcanoclastitos da Formação de Urra (Solá, 2007).

De referir, também, que os protólitos dos granitos GP1 e GP1a ainda contêm zircões herdados Mesoproterozóicos (1,03-1,08 Ga e Fig. 4.4.10), ou seja, que testemunham a proveniência de uma área cratónica gerada num ciclo anterior ao Cadomiano (Grenvilliano). Estas idades foram também obtidas em zircões de algumas unidades da ZCI, pertencentes ao “Complexo Xisto-Grauváquico” (e.g. Fernández-Suárez et al., 2000; Gutiérrez Alonso et al., 2003) e interpretadas pelos mesmos autores como tendo afinidade com o soco da Amazónia (e.g. Fernández-Suárez et al., 2000; Gutiérrez Alonso et al., 2003). Até ao momento, zircões com registos dos eventos Grenvillianos não foram referenciados nas unidades da ZOM, para as quais é sugerida afinidade com o Cratão W africano (Ordoñez-Casado, 1998; Gutiérrez Alonso et al., 2003). Assim, de acordo os dados de proveniência do zircão, é sugerido neste trabalho um protólito de afinidade com a Zona-Centro-Ibérica.

4.6.3. Estimativa da temperatura dos magmas

As temperaturas magmáticas foram estimadas através da temperatura de saturação do zircão, usando o geotermómetro de Watson & Harrison (1983), e estão apresentadas na Tabela 4.6.2. Este geotermómetro baseia-se no facto do Zr ser, nas rochas félsicas, um constituinte essencial do zircão e a sua concentração depender da solubilidade desta fase mineral no magma, a qual é função da temperatura, para uma dada composição do líquido. Assim, assumindo que o magma está saturado em Zr, as temperaturas magmáticas podem ser calculadas a partir de uma análise química da rocha (Watson & Harrison, 1983).

Conforme exposto nos capítulos anteriores, os granitos do Maciço de Portalegre contêm zircão, o que suporta a existência de zircão suficiente na fonte magmática de modo a permitir a sua saturação em Zr. Contudo, essa solubilidade não terá sido “completa” pois alguns grãos de zircão são herdados com sobrecrescimentos magmáticos coexistentes com novos zircões magmáticos (Figs. 4.4.7 e 4.4.8). Dado que parte do Zr ocorre no zircão herdado, as temperaturas calculadas pelo método Watson & Harrison (1983) devem ser encaradas somente como temperaturas máximas da fusão crustal (Miller et al., 2003).

Tabela 4.6.2. Estimativa das temperaturas dos magmas através do cálculo da temperatura de saturação do zircão.

				intervalo de T (°C) obtido	T média (°C)	DP (°C)
GP1	Alagoa	granito	(n=12)	753-816	773	16
GP1a	Cigano	granito	(n=2)	778-783	781	2
GP2	Carreiras	granodiorito	(n=1)	877	877	13
		granito	(n=12)	(716-762)	734	
GP3	Belo-Horizonte	granito	(n=7)	712-767	744	19

DP – Desvio padrão

A análise da Tabela 4.6.2. permite verificar que as médias das temperaturas máximas de fusão crustal dos granitos do Maciço de Portalegre variam entre 734 -781°C, sendo relativamente mais elevadas no caso dos granitos de Alagoa (GP1) e do Cigano (GP1a) e havendo decréscimo para o granito Carreiras, como esperado. O granodiorito GP2 apresenta um valor bastante mais elevado de 877°C, como seria de esperar.

4.6.4. Estimativa da pressão

Embora ocasional, a presença de granada (Fig. 4.1.5A) com 80% de almandina e pobre em Mn (MnO < 4%, Tabela 4.3.4) pode ser indicativa de que os magmas originais foram gerados em condições de P superiores a 5-6 Kbares (e.g., Green, 1977).

Também, a presença de rútilo primário (Fig. 4.1.6 D e E) de composição semelhante em todos os granitóides (Fig. 4.3.6) pode ser indicativa de pressões elevadas na zona fonte dos magmas (e.g. Xiong et al. 2005).

4.6.5. O zonamento do Maciço de Portalegre

O granito de Alagoa (GP1), que ocupa a parte principal e central do Maciço (Fig. 4.4.1), tem a idade de $492,7 \pm 3,5$ Ma obtida por SHRIMP em zircão. Este granito diferenciou-se e originou o granito GP2 que envolve parcialmente o granito GP1, indicando um zonamento inverso, que é pouco comum. A cristalização fraccionada do magma granítico GP1 terá ocorrido num período máximo de 4 Ma, pois a idade de 482 ± 4 Ma foi obtida por $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, método Kober, para os granitos GP1, GP1a e GP2. O granito GP3 terá sido, provavelmente, o último granito do Maciço a intruir no interior de GP1, mas não foi datado.

4.6.6. Ambiente geodinâmico

A determinação do ambiente geodinâmico de granitos policíclicos, como é o caso do Maciço de Portalegre, é difícil de estabelecer. As suas assinaturas geoquímicas são continentais, mas os vários diagramas discriminantes utilizados não permitiram precisar com segurança o ambiente geodinâmico em termos de sin/pós-colisional ou de arco vulcânico (Fig. 4.2.14).

Na região, que do ponto de vista geodinâmico representa um segmento crustal complexo (transição ZCI/ZOM), o Maciço de Portalegre está espacialmente associado com outros eventos magmáticos de idade contemporânea: o Maciço do Carrascal (granitóides do tipo I e rochas máficas com 486 ± 7 - 471 ± 2 Ma respectivamente - Cap 5), a Formação vulcanoclástica de Urrea (de composição riolítica, calco-alcalina, 495 ± 7 - 488 ± 5 Ma; Solá et al. 2006; Solá, 2007) e algumas rochas magmáticas peralcalinas sub e sobressaturadas, com idades de 482 ± 16 Ma (Lancelot & Allegret et al., 1982; Ribeiro, 1986; Mata, 1986), estas já no domínio da ZOM. Estas últimas ocorrências são normalmente interpretadas em regime tectónico extensional, como resultado de um rift intracontinental, com base na sua assinatura química WPB (Mata, 1986; Ribeiro et al., 1992), enquanto que as primeiras (Maciço do Carrascal e vulcanoclastitos da Urrea) são compatíveis com eventos compressivos ou extensivos.

Assim, o Maciço de Portalegre, poderá representar um plutonismo gerado num ambiente mais complexo, transicional, (transpersivo?), possivelmente relacionado com a manifestação da fase Sarda na região (e.g., Romão et al., 2005 e bibliografia inclusa). A fase Sarda, também documentada noutras regiões da ZCI, marca um curto período de inversão tectónica, ocorrido no limite Cambro-Ordovícico (coincidente com a idade do Maciço de Portalegre) num regime extensional dominante.

4.7. Conclusões gerais

1) O Maciço de Portalegre corresponde a uma intrusão granítica fortemente tectonizada, com cerca de 200 km², orientada NW-SE, de forma elíptica, que aflora imediatamente a SW do sinclinal Varisco da Serra de S. Mamede, na transição das Zonas Centro-Ibérica/Ossa-Morena. O contacto S é sublinhado por um importante acidente, o cavalgamento de Portalegre. Não foram observadas evidências de metamorfismo de contacto nas rochas encaixantes pertencentes à Formação do Quartzito Armoricano e à Formação de Urra. A N é cortado transversalmente pelo Maciço de Nisa.

2) É composto por um granito de grão muito grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico, o granito de Alagoa (GP1), de idade de 492,7±3,5 Ma (SHRIMP, em zircão) que ocupa a parte principal e central do Maciço. De granularidade bastante mais fina, afloram granitos biotítico-moscovíticos - granito do Cigano (GP1a) e granito de Belo-Horizonte (GP3) - com relações de campo contemporâneas com GP1. Nas margens do Maciço, ocorre o granito biotítico-moscovítico de Carreiras (GP2), de cor cinzenta, por vezes bastante escura, sobretudo o da mancha de Carreiras, a Norte, devido à presença de quartzo fumado. Para os granitos GP1, GP1a e GP2 foi obtida a idade de 482±4 Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, em zircão).

3) A intensidade da deformação varisca conduziu a estruturas variáveis, pois em alguns locais as rochas conservam a textura granitóide levemente orientada, enquanto que noutros foi bastante acentuada com texturas fortemente cataclásticas/miloníticas como é o caso da mancha do granito de Carreiras (GP2).

4) GP1, GP1a, GP2, GP3 apresentam composições químicas de sienogranitos a granitos com feldspato alcalino, mas ocorrem também esporádicos granodioritos (GP2). Possuem como minerais acessórios: ilmenite, rútilo, zircão, apatite, monazite, torite, xenótimo, fosfatos de Y, REE e U, fosfatos de REE e Th, óxidos de U e Th, óxidos de Nb e carbonatos e silicatos de Ca, Y e REE. A associação dos minerais acessórios portadores de REE, Y, Th, U, é típica de rochas peraluminosas. No GP1 ocorre esporadicamente granada (almandina-piropo) e GP2 possui turmalina.

5) Os granitóides são rochas extremamente evoluídas quimicamente, com razões FeO/(FeO+MgO) elevadas, peraluminosas, de alto-K e com assinaturas predominantemente crustais. Têm composições químicas que tendem a aproximar-se das composições dos granitos do tipo-A, (1000Ga/Al>3, alto SiO₂, baixo Sr e CaO) e características mineralógicas, tais como biotite rica em anite, feldspatos predominantemente alcalinos com soluções sólidas e intercrescimentos micrográficos, típicas dos granitos tipo-A. Contudo possuem mais baixos teores em Zr, Nb, Y e REE do que os granitos típicos tipo-A referidos na literatura, podendo corresponder a granitos do tipo-I extremamente fraccionados.

6) Os diagramas de variação de elementos maiores e menores mostram que GP1 e GP1a têm composições idênticas. Têm também idênticos teores de REE. O teor de anortite da plagioclase é semelhante e as composições das suas biotites e moscovites são idênticas. Portanto tratam-se de granitos quimicamente equivalentes, mas com variação textural. Não há distinção nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e ϵNd_{493} apoiando que é o mesmo granito.

7) Os diagramas de variação dos óxidos, Zr e Th mostram grande sobreposição dos granitos, mas os diagramas de Ba, Rb, Ta e Y permitem alguma distinção, sugerindo que GP1 e GP2 formem uma sequência.

8) O granito GP2 não deriva da fraccionação do granodiorito GP2 o que é apoiado por: hiato composicional nos diagramas de variação das rochas e micas; idêntico teor de P_2O_5 ; distinto perfil de REE com maior cociente $(\text{La}/\text{Yb})_N$ e menor anomalia de Eu no granodiorito; teor de albite inferior no granodiorito do que no granito; Mg e $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ idênticos na biotite do granodiorito e granito e inferiores na moscovite do granodiorito.

9) Os diagramas de variação de elementos maiores e menores dos granitóides e das suas micas sugerem que GP2 deriva de GP1 por cristalização fraccionada. Diagramas subparalelos de REE, com decréscimo em todas as REE e aumento na anomalia negativa de Eu de GP1 para GP2; decréscimos de anortite e aumento de P_2O_5 da plagioclase de GP1 para a plagioclase de GP2; aumento de Or e diminuição de BaO na microclina de GP1 para GP2; aumento de F, Mn/Ca e diminuição de OH da apatite do granito GP1 para a apatite de GP2, confirmam o processo de cristalização fraccionada.

10) A modelização dos elementos maiores e menores foi testada e indica que o granito de Carreiras (GP2) pode derivar do magma representado pelo granito de Alagoa (GP1) por cristalização fraccionada de plagioclase, biotite e quartzo.

11) Terá havido também fraccionação de monazite, apatite e zircão para originar o granito GP2.

12) A cristalização fraccionada do magma granítico GP1 terá ocorrido num período máximo de 4 Ma (erro da datação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão). Este processo não terá sido acompanhado por assimilação de material metassedimentar pois, $\delta^{18}\text{O}$ de GP2 está dentro do intervalo obtido para GP1.

13) Os diagramas Ba, Rb, Ta e Y apontam que GP3 corresponda a uma pulsação magmática distinta dos granitos GP1 e GP2, o que é apoiado pelo seu perfil de REE que corta o perfil de REE do granito GP2 nas LREE e MREE e pelo seu mais baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$.

14) A datação do zircão do granito GP2 obtida por SHRIMP foi de **492,7±3,5 Ma** (n= 17 (24), MSWD= 2,1), correspondendo ao topo do Câmbrio-Superior, próximo do limite com o Ordovício inferior interpretada como idade de cristalização magmática. Outras datações por métodos com menor precisão foram : **482 ±4 Ma** (n=14, sd=7,3), obtidas pelo método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nos granitos GP1, GP1a e GP2 e de ca. **480 Ma** obtida por LA-ICP-MS nos granitos GP1 e GP1a. Considerando os intervalos de erro, a idade obtida por SHRIMP é apenas ligeiramente mais antiga que as obtidas pelos outros métodos.

15) A presença de zircão herdado indica que são rochas crustais policíclicas. As idades obtidas testemunham protólitos com várias idades Precâmbrias:

- Neoproterozóico (a maioria Edicariano a Criogeniano):

548 ±7 Ma (n=12, sd=10,3), nos granitos GP1 e GP1a ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Esta idade representa o limite entre o Precâmbrio e o Câmbrio; **611±7 Ma** (n=1), no granito GP1a ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$);

611±8 Ma, 614±5 Ma, 636±4 Ma, 681±19 Ma no granito GP1 (SHRIMP)

945 Ma±7 Ma (n =1) no granito GP1 (SHRIMP)

-Mesoproterozóico: **1032±7 Ma; 1038±9 Ma; 1075±21 Ma** no granito GP1 (SHRIMP)

-Neoarcaico: **2630 ± 20 Ma** (n=1) pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Kober) no granito GP1.

16) Foram também obtidas idades correspondentes ao período Carbónico: **358±36 Ma** (GP1a, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e uma população de ca. **335 Ma**, (GP1 e GP1a, LA-ICP-MS) relacionadas com a deformação/metamorfismo Varisco que terá provocado recrescimentos de zircão nos granitos.

17) Os granitos GP1, GP1a, GP2 deram idades de cristalização muito semelhantes, admitindo-se com grande grau de probabilidade, que sejam contemporâneos. As razões isotópicas de Sr e Nd foram calculadas para a idade de 493 Ma obtida por SHRIMP (método de maior precisão). Para GP3, que não foi datado, foi considerada a mesma idade, pois apresenta relações de contemporaneidade com GP1, sugeridas por alguns afloramentos. Verifica-se homogeneidade ± relativa dos isótopos de O e Nd, e heterogeneidade no caso dos isótopos de Sr, estas últimas, ocorrem sobretudo no GP2 e GP3 com valores irrealistas, atribuídas à deformação Varisca que foi muito intensa nesta região e aos baixos teores de Sr dos granitos.

18) Os baixos valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493} = 0,70501$ e $0,70653$ (obtidos para GP1 e GP1a) e ϵNd_{493} ligeiramente negativos (-2,88 a -0,85), e $\delta^{18}\text{O} \sim 10\%$ obtidos para GP1, GP1a, GP2 e GP3, são característicos de assinaturas primitivas, compatíveis com protólitos crustais reciclados, metaígneos e

relativamente jovens na sua génese. A contribuição sedimentar nos protólitos parece estar ausente (ou é muitíssimo diminuta).

19) Os granitos GP1 e GP3 derivarão da fusão parcial de fonte heterogénea, o que é apoiado pelos seus distintos valores de $\delta^{18}\text{O}$, sugerindo que para GP1 terá havido dois componentes, sendo um crustal e outro com assinatura mantélica, o que é apoiado pelo gráfico $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{493}$ versus ϵNd_{493} . Provavelmente para GP3 também existiram dois componentes, mas em proporções distintas, pois $\delta^{18}\text{O}$ é de 9,88 ‰. As assinaturas isotópicas primitivas destes granitos e os seus perfis multielementares sugerem que o material precursor dos protólitos tivesse uma assinatura mantélica enriquecida.

20) A razão Th/U da maioria dos zircões magmáticos de GP1 e GP1a é semelhante à dos zircões típicos de rochas ígneas félsicas, mas em GP1a vários zircões magmáticos têm composições típicas dos zircões de rochas ígneas máficas. A razão Th/U do zircão herdado sugere que o protólito dominante seja de natureza ígnea félsica.

21) No contexto do Maciço Ibérico, o material precursor dos granitos GP1 e GP3 do Maciço de Portalegre é compatível com o granulito félsico da crosta inferior. Contudo neste trabalho foram sugeridos como prováveis protólitos rochas vulcânicas e/ou graníticas ricas em zircão, com altas razões Ga/Al, (\pm rochas ígneas básicas), geradas num ciclo magmático anterior (Cadomiano), apoiado pela presença de uma importante população de zircão herdado de idade edicariana. A presença de zircões herdados de ca. 1,0 Ga (Grenvillianos) testemunham a proveniência de uma área cratónica gerada num ciclo anterior ao Cadomiano, e sugerem afinidades com a ZCI.

22) As temperaturas máximas de fusão crustal estimadas através da temperatura de saturação do zircão, usando o geotermómetro de Watson & Harrison (1983) variam entre 734 -781°C, sendo relativamente mais elevadas no caso dos granitos GP1 e GP1a e havendo decréscimo para o granito GP2. Estes valores devem ser encaradas somente como temperaturas máximas, visto que nestes granitos, a solubilidade do zircão não terá sido “completa” uma vez que vários grãos são herdados.

23) As altas temperaturas requeridas para a segregação magmática poderão ter sido induzidas por um influxo de magma máfico (mantélico?) presente na área. A região em estudo, correspondia a uma zona dinâmica com elevados gradientes geotérmicos da ordem dos 700-800°C, com magmas em ascensão/evolução, representados pelos granitos e rochas máficas do Maciço do Carrascal e pelos vulcanoclastitos da Formação de Urra, de idade contemporânea com o Maciço de Portalegre.

24) Os magmas GP1 deverão ter sido gerados em condições de P superiores a 5-6 Kbares, apoiada pela presença de granada com MnO < 4%, inclusa na biotite e pela ocorrência de rútilo primário.

25) A determinação do ambiente geodinâmico de granitos policíclicos, como é o caso do Maciço de Portalegre é difícil de estabelecer. As suas assinaturas geoquímicas são continentais, mas os vários diagramas discriminantes utilizados não permitiram precisar com segurança o ambiente geodinâmico em termos de sin/pós-colisional ou de arco vulcânico. Assim, o Maciço de Portalegre, poderá representar um plutonismo gerado num ambiente mais complexo, transperssivo transicional?, possivelmente relacionado com as manifestação da fase Sarda na região.

CAPÍTULO 5

MACIÇO DO CARRASCAL

5.1. Petrografia

5.2. Geoquímica de rocha total

5.3. Mineralogia química

5.4. Geocronologia do zircão

5.5. Geoquímica isotópica

5.6. Petrogénese

5.7. Conclusões Gerais

5. MACIÇO DO CARRASCAL

5.1. Petrografia

Granitóide do Bordo (GCB)

Apresenta granularidade média a grosseira, com tendência porfiróide com fenocristais de feldspato potássico (essencialmente microclina), biotítico, com textura cataclástica, mais ou menos evidente, por vezes protomilonítica. É constituído por quartzo, plagioclase, feldspato potássico, biotite frequentemente cloritizada, ilmenite, apatite e outros acessórios que ocorrem com abundância sobretudo no interior da biotite (Tabela 5.1.1). O quartzo ocorre com fortes extinções ondulantes, por vezes com aspecto granulado e cristais recristalizados. As principais características petrográficas encontram-se na Tabela 5.1.1 e podem ser visualizadas nas Figs 5.1.1, 5.1.7 e 5.1.8 a-c.

Granito do Núcleo (GCN)

É um granito muito semelhante ao anterior, de granularidade um pouco mais fina, biotítico e sem megacristais. Ocorre geralmente menos deformado que o do bordo. A mineralogia é idêntica à do granito do bordo, composta por quartzo, plagioclase, feldspato potássico, biotite menos cloritizada que a do granito do bordo com inclusões de inúmeros acessórios (Tabela 5.1.1). A moscovite é esporádica, numa única amostra. O epidoto é um acessório frequente. As principais características deste granito estão sumariadas na Tabela 5.1.1 e Figs 5.1.2, 5.1.8 d-f e 5.1.9.

Rochas máficas (RMC)

São rochas de cor escura, de composição e granularidade muito variável, que ocorrem principalmente no interior do granitóide do núcleo do Maciço (GNC). Apresentam textura intergranular, com cristais subédricos a anédricos. Algumas amostras apresentam uma ligeira tendência gnaissóide observável apenas ao microscópio. As rochas de granularidade mais fina têm microfenocristais de plagioclase e de anfíbola. São compostas por plagioclase, anfíbola (hornblenda), biotite (por vezes inexistente), quartzo (raro) e óxidos em proporções muito variáveis. O feldspato potássico é muito escasso, ocorrendo apenas em dois exemplares. As plagioclases apresentam-se quase sempre alteradas para minerais do grupo do epidoto e moscovites secundárias, estando por vezes completamente transformadas, contudo é possível observar zonamentos. As anfíbolas têm diferentes gerações e diferentes tonalidades desde o verde muito pálido a verde acastanhado a castanho alaranjado, com composição distinta e ocorrem com frequência macladas e com exsoluções. Nas biotites, quando ocorrem, são características inclusões de rútilo em duas direcções entrecruzadas. As composições ultrabásicas e mais básicas não apresentam minerais típicos de alta temperatura (orto- e clinopiroxenas e olivinas), sugerindo que foram substituídos por um conjunto de minerais de baixa temperatura, anfíbolas, biotite, epidoto, quartzo e clorite.

As características petrográficas de cada tipo de rochas máficas encontram-se resumidas na Tabela 5.1.2 e podem ser visualizadas nas Figs 5.1.3 a 5.1.6; 5.1.10 a 5.1.12).

Tabela 5.1.1. Características petrográficas dos granitóides do bordo (GCB) e do núcleo (GCN) do Maciço do Carrascal.

	granitóide do bordo (Figs 5.1.1, 5.1.7 e 5.1.8 a-c)	granito do núcleo (Figs 5.1.2, 5.1.8 d-f e 5.1.9)
Granularidade	grão médio-grosseiro tendência porfiróide	grão médio-fino
Textura	deformação variável, granular hipidiomórfica a cataclástica/milonítica	
<i>Constituintes minerais</i>		
Quartzo	anédrico, com fortes extinções ondulantes recristalizado	anédrico, com fortes extinções ondulantes
Plagioclase	zonada moles %An 1-31 fracturada e alterda para minerais do grupo de epidoto	zonada moles %An 1-22
Feldspato potássico	microclina a ortoclase ligeiramente peritítico moles %Or fenocristais 48-100 moles %Or matriz 94-100	microclina a ortoclase ligeiramente peritítico moles %Or 42-99
Biotite	(Fe+Mg)=0,63-0,85	(Fe+Mg)=0,70-0,80
Moscovite	ausente	esporádica
<i>Minerais acessórios</i>	ilmenite, rútilo, esfena xenótima, zircão, alanite torite e silicato de Th e U apatite, monazite muito rica em Th e La carbonatos de REE fosfatos de Th e U fosfatos de Th e U e REE silicato de Th, U, Zr e Fe e P	ilmenite, rútilo, esfena xenótima, zircão, alanite, epidoto torite e silicato de Th e U apatite, monazite muito rica em Th e La carbonatos de REE fosfatos de Ce, La e Zr
<i>Observações</i>		epidoto por vezes rodeia a alanite

Tabela 5.1.2. Características petrográficas das rochas máficas do Maciço do Carrascal (RMC).

	hornoblendito (Figs 5.1.3 e 5.1.10 c-f)	gabro hornoblendico (Figs 5.1.4 A-E e 5.1.10 a-b)	gabros (Figs 5.1.4F; 5.1.6 C-D e 5.1.10 c-f)	dioritos (Figs 5.1.3, 5.1.5, 5.1.6 a-b, 5.1.11, 5.1.12 a-b)
Granularidade	grão médio a grosseiro	grão médio	grão fino a muito fino	grão fino a muito fino
Textura	cumulática, texturas coroníticas, biotite/clorite envolvendo anfíbola	granular, sub-ofítica a ofítica	microgranular/intergranular anédrica a sub-euédrica	microgranular/intergranular anédrica a sub-euédrica, localmente traquítica com megacristais de plagioclase e anfíbola
<i>Constituintes minerais</i>				
Quartzo	ausente	ausente	< 5 % modal anédrico, intersticial extinção ondulante	< 10 % modal anédrico, intersticial extinção ondulante
Plagioclase	ausente	35 % modal An 26-62 zonamento normal	40-70 % modal An 7-64 zonamento normal, inverso e oscilatório	40-70 % modal An 2-49; zonamento normal, inverso e oscilatório
Feldspato potássico	ausente	ausente	ausente	microclina muito raro, detectado apenas numa amostra anédrico, intersticial
Biotite	5% modal, cloritizada	< 5% modal (Fe+Mg)núcleo=0,36-0,4	0-5% modal Fe/(Fe+Mg)=0,52-0,58	0-5% modal Fe/(Fe+Mg)=0,52-0,58
Anfíbola	85 % modal Mg-hornoblenda, magneshastingsite rica em Cr tschermaquite, actinolite cummingtonite pargasite	60 % modal Mg-hornoblenda pargasite, edenite actinolite cummingtonite	25-45 % modal Mg-hornoblenda dominante e actinolite	25-45 % modal Mg-hornoblenda dominante e actinolite nas amostras de textura traquítica cristais de magneshastingsite, tschermaquite-ferrohornoblenda com bordos de reacção de Fe-actinolite
Clinopiroxena	ausente	5-10% modal, diópsido	ausente	ausente
<i>Minerais acessórios</i>	apatite, ilmenite, óxidos de Fe, esfena, rútilo, pirite, pentlandite, Cr-espínela	apatite, óxidos de Fe, ilmenite, rútilo, esfena pirite, pentlandite Cr-espínela	apatite, ilmenite, esfena, rútilo, zircão epídoto, alanite, monazite	apatite, ilmenite, esfena, rútilo, zircão epídoto, alanite, torite, silicato de Th e U, monazite
<i>Observações</i>	inclusões na anfíbola totalmente retrogradadas, clorite e calcite	anfíbolas fibrosas, clorite, epídoto e carbonatos associados a processos retrometamórficos	em geral, a Mg-hornoblenda apresenta exsoluções lamelares de cummingtonite-grunerite	

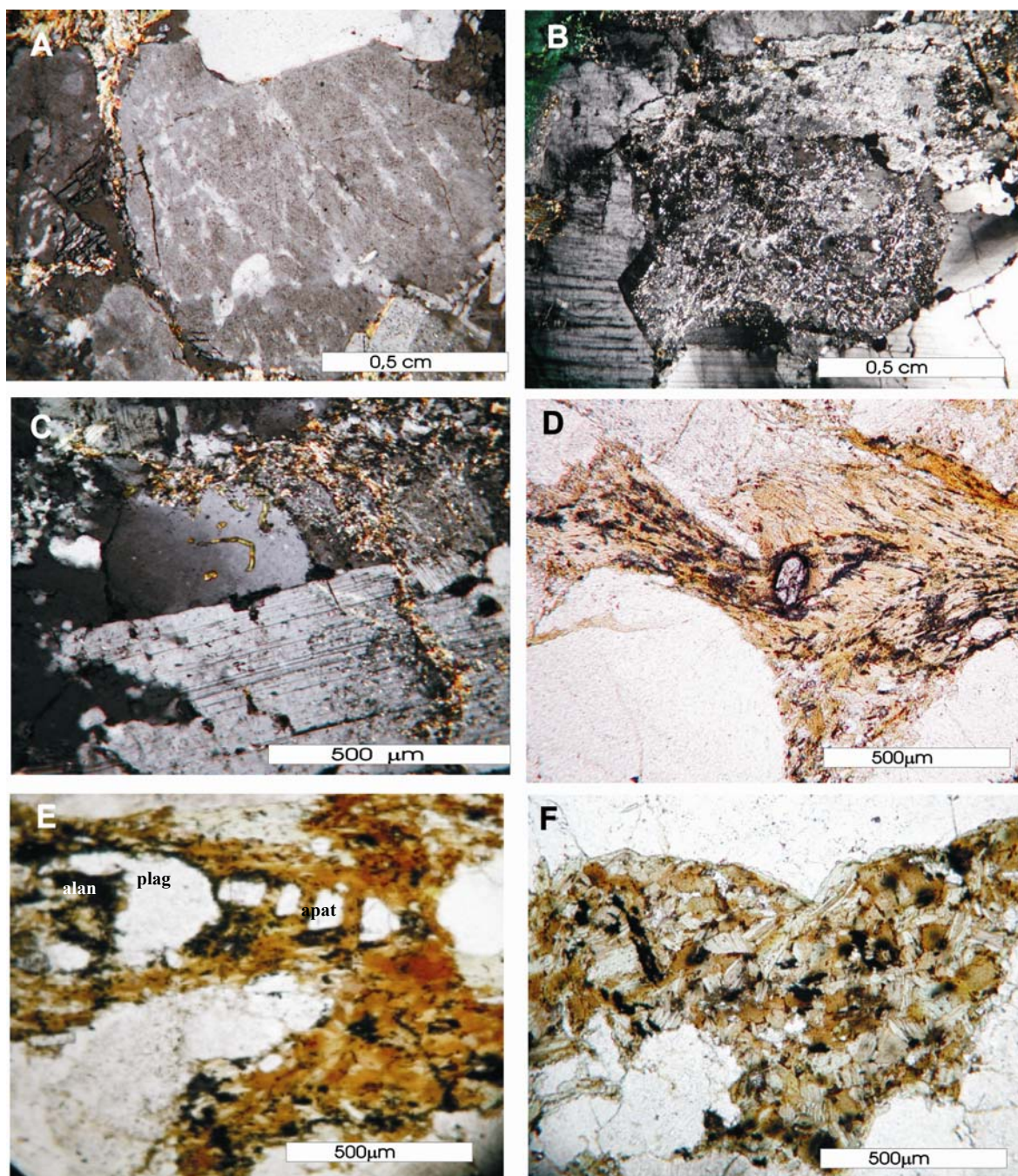


Fig. 5.1.1. Microfotografias, mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granitóide do bordo do Maciço do Carrascal (GCB); **A:** fenocristal de feldspato potássico ligeiramente perítico numa matriz quartzo-feldspática com palhetas de micas de pequenas dimensões; **B:** pormenor de um núcleo de feldspato, intensamente alterado para moscovite secundária, envolvido por albite não alterada; **C:** quartzo com extinção ondulante e plagioclases da matriz, com alteração mais ou menos intensa; **D:** Biotite deformada intersticial, marcando a foleação do granito, com inclusões de zircão, apatite e óxidos; **E:** cristal de apatite segmentado em quatro fragmentos no interior de biotite/clorite com inclusões de esfena, alanite e apatite. Um pormenor desta foto obtida por SEM encontra-se na Fig. 5.1.7E; **F:** agregado de pequenos cristais de biotite com abundantes inclusões de acessórios: óxidos (ilmenite), esfena, zircão e apatite.

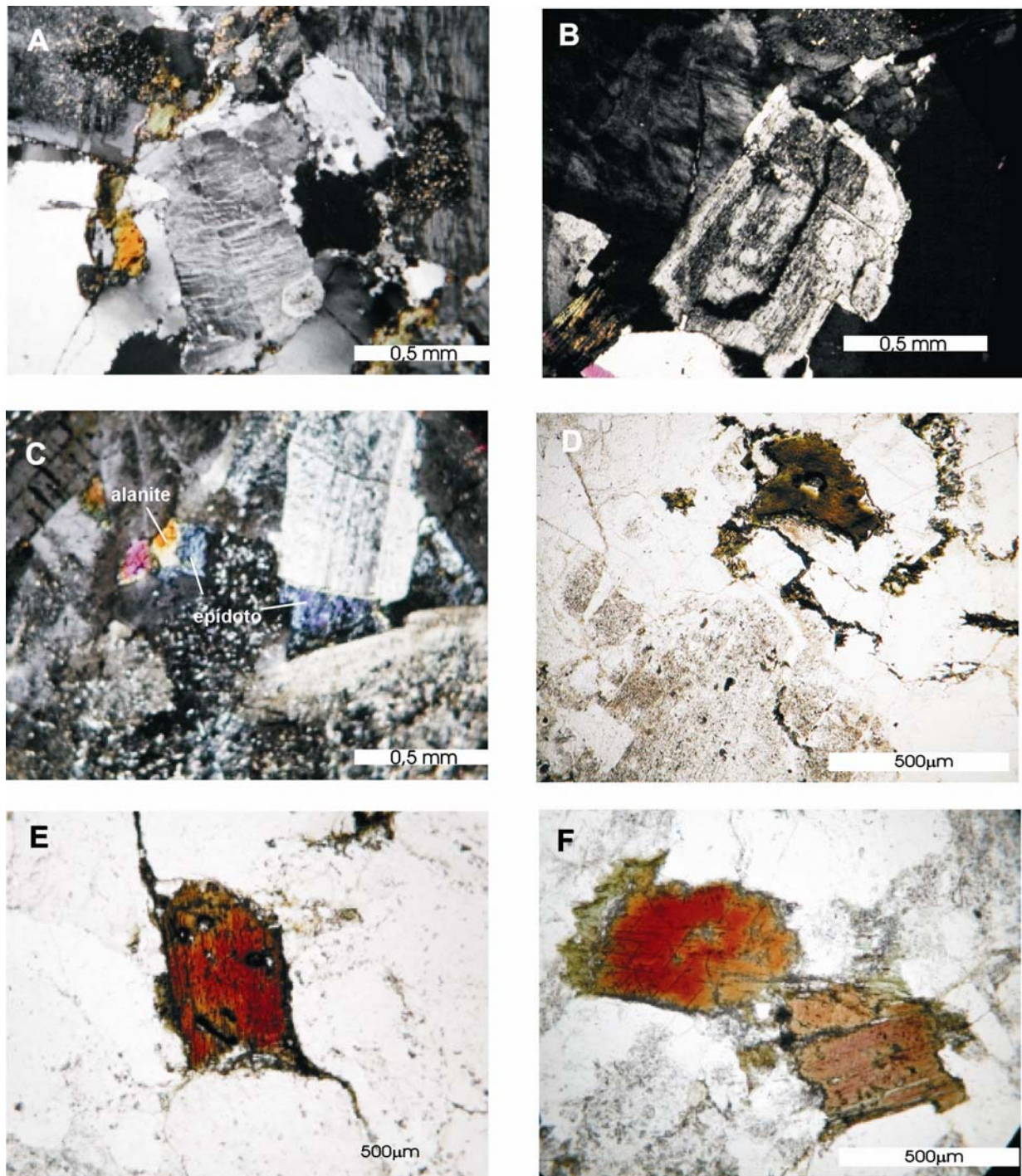


Fig. 5.1.2. Microfotografias, mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito do núcleo do Maciço do Carrascal (GCN); **A:** feldspato potássico euédrico, ligeiramente pertítico, quartzo, plagioclase e biotite, num domínio pouco deformado do granito; **B:** plagioclase subeuédrica, intensamente fracturada e alterada; **C:** epidoto e alanite nos interstícios das plagioclases; **D:** biotite alterada e feldspatos com intensa turvação, numa zona de fractura; **E:** cristal de biotite no interior do quartzo, com várias inclusões de acessórios (zircão, alanite, apatite); **F:** biotite com alteração nos bordos para clorite e finas inclusões de rútilo e alteração da plagioclase por minerais do grupo do epidoto.

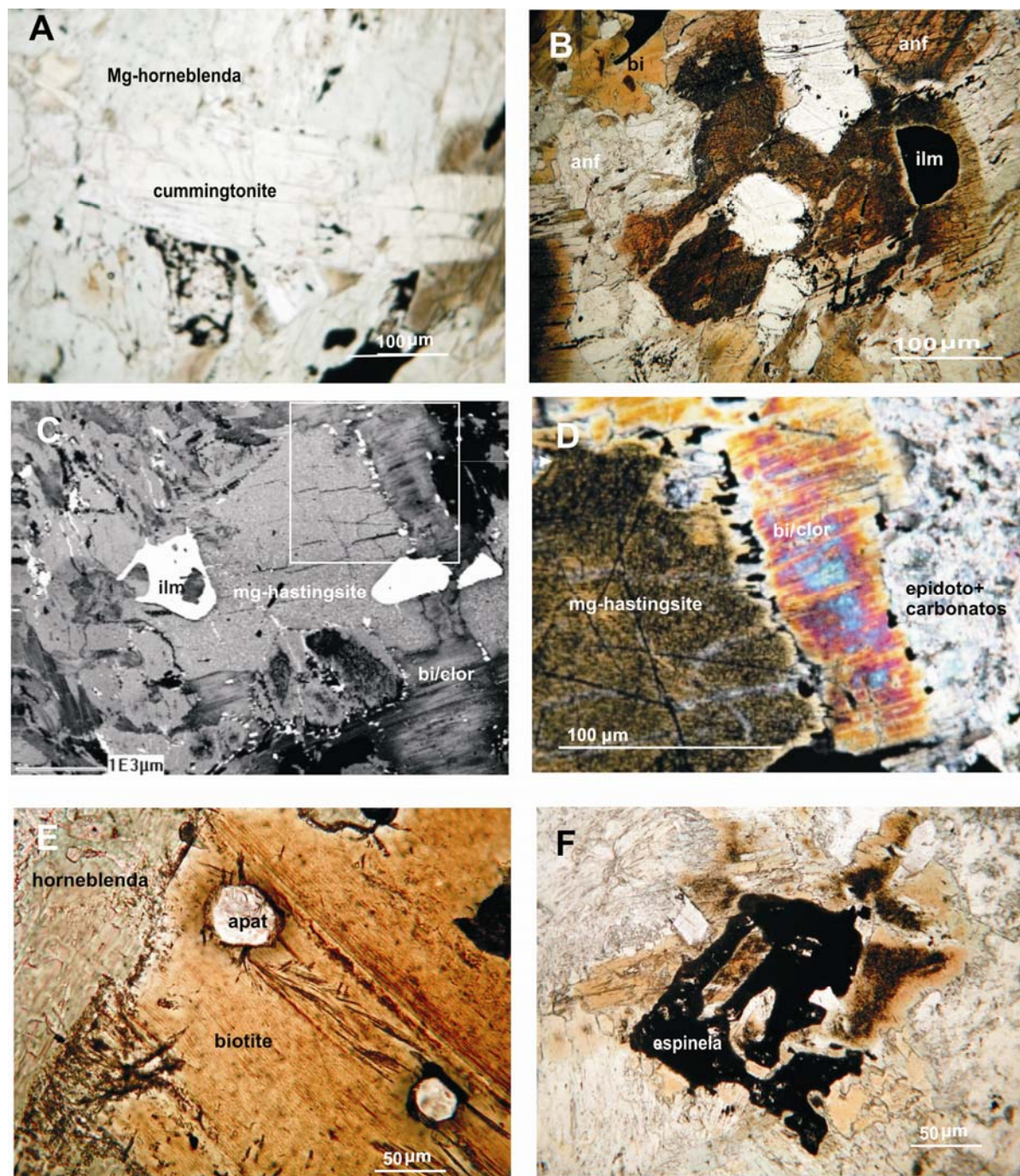


Fig. 5.1.3. Microfotografias, mostrando os aspectos texturais e mineralogia do hornblendito (rocha de composição ultramáfica maioritariamente constituída por anfíbulas de várias composições) **A:** associação de anfíbulas cálcicas (Mg-Hornblenda) e Fe-Mg (cummingtonite) e cromite; **B:** associação de anfíbulas, ilmenite e biotite; **C:** fotografia obtida por SEM da textura coronítica com biotite/clorite a envolver a anfíbola (Mg-hastingsite rica em Cr) com inclusões de ilmenite e sulfuretos; **D:** Um pormenor da fotografia anterior em luz polarizada; **E:** cristais de apatite no interior da biotite; **F:** espinela (cromite), associada com anfíbola relíquia (pargasite), em transformação para anfíbulas cálcicas (Mg-hornblenda e actinolite). bi-biotite, anf-anfíbola, clor-clorite.

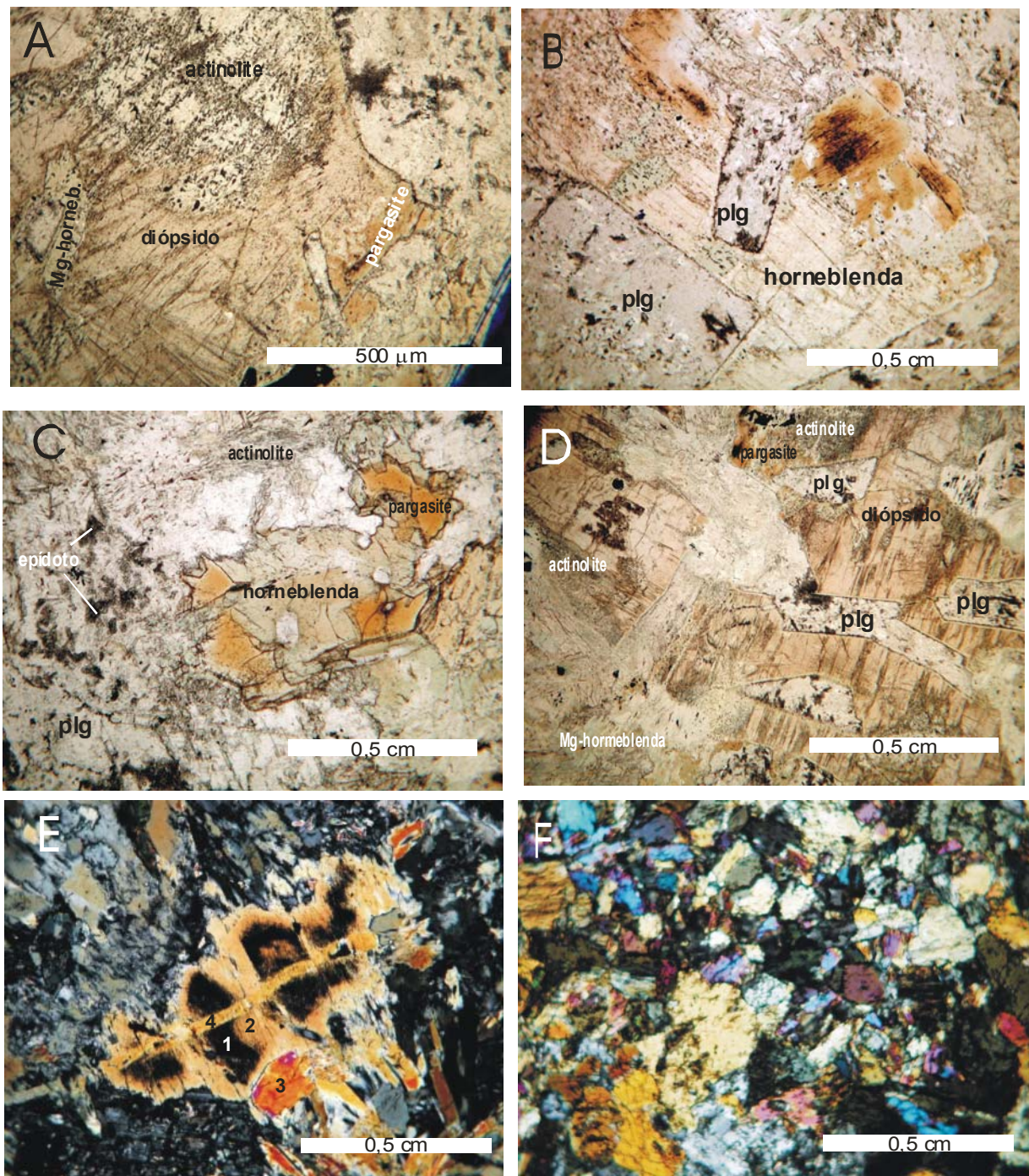


Fig. 5.1.4. Microfotografias, mostrando os aspectos texturais do gabro hornblêndico (A-E) e de um gabro (F) do Maciço do Carrascal. **A:** diópsido, com núcleo alterado para actinolite; **B:** cristais de plagioclase euédricos (60%An) rodeados por um cristal de anfíbola (horneblenda com relíquias de pargasite) formando uma textura sub-ofítica; **C:** cristal de anfíbola com variação composicional; **D:** textura ofítica entre diópsido e plagioclase; **E:** anfíbolos de várias gerações 1-pargasite, 2-Mg-Actinolite, 3-Mg-Actinolite, 4-Actinolite; **F:** aspecto textural de um gabro, constituído maioritariamente por anfíbolos e plagioclase. plg-plagioclase.



Fig. 5.1.5. A, B, C: Exemplos de texturas traquíticas preservadas num diorito de granularidade muito fina, intensamente deformado, (Carr-2). É composto por fenocristais de plagioclase e anfíbola com zonação muito intensa do núcleo para o bordo **D**: magnesiohastingsite- tschermakite- Fe-hornblenda - Fe-actinolite, numa matriz intensamente foleada, constituída por plagioclase, anfíbolos fibrosos, óxidos de Fe-Ti e quartzo; **E**: outro aspecto textural de um diorito de granularidade mais grosseira, muito deformado, e constituído por vários tipos de anfíbolos (Mg-horneblenda, actinolite e cummingtonite), plagioclase e quartzo; **F**: a mesma foto de E em nicóis paralelos.

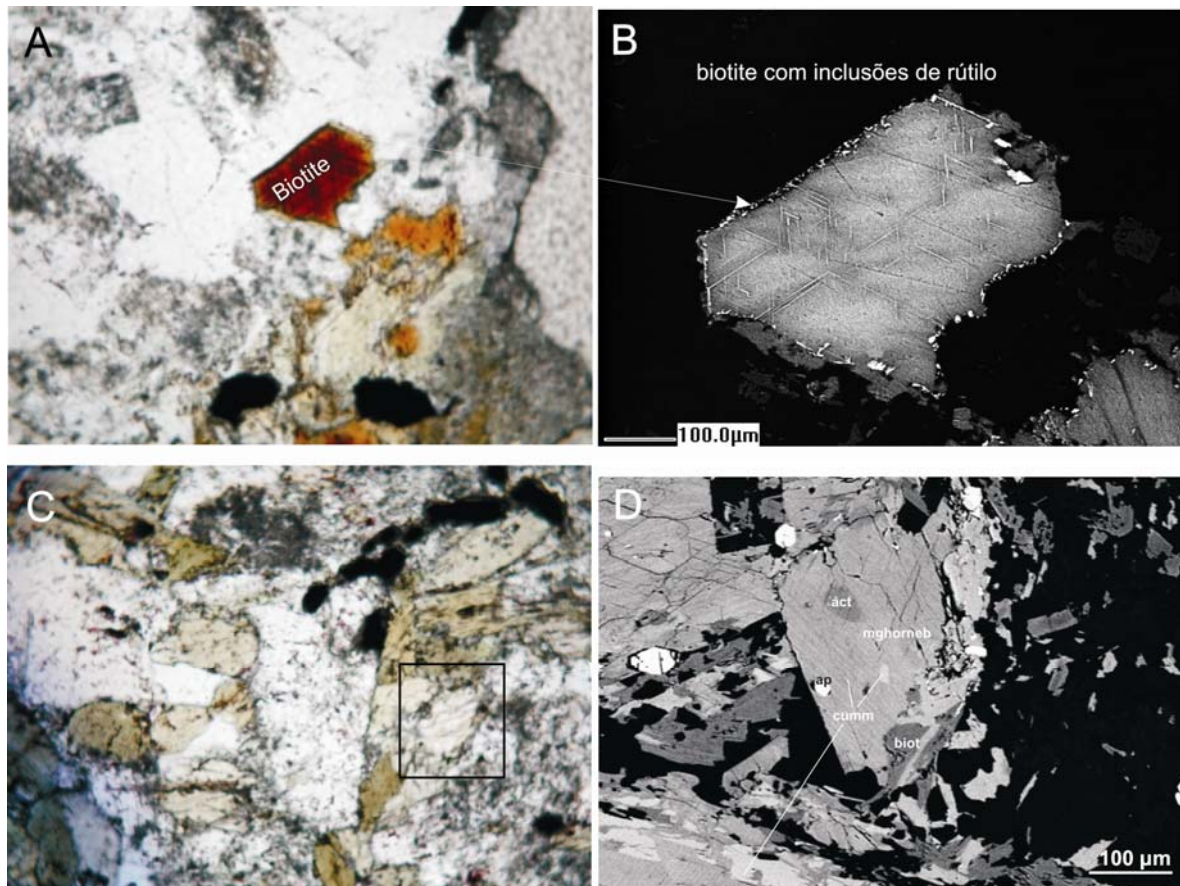


Fig. 5.1.6. Microfotografias, mostrando os aspectos texturais e mineralógicos dos dioritos e gabros do Maciço do Carrascal. **A:** associação de biotite, anfíbola, ilmenite/esfena, plagioclase alterada e quartzo, num diorito; **B:** foto obtida por SEM do cristal de biotite da foto A, mostrando inclusões de rútilo; **C:** textura granular de um gabro constituído por anfíbulas, plagioclase, ilmenite e quartzo intersticial; **D:** imagem obtida por SEM de um cristal de Mg-horneblenda da foto C, mostrando a presença de finas lamelas de exsolução de cummingtonite. Este fenómeno ocorre na grande maioria dos cristais de todos os dioritos e gabros.

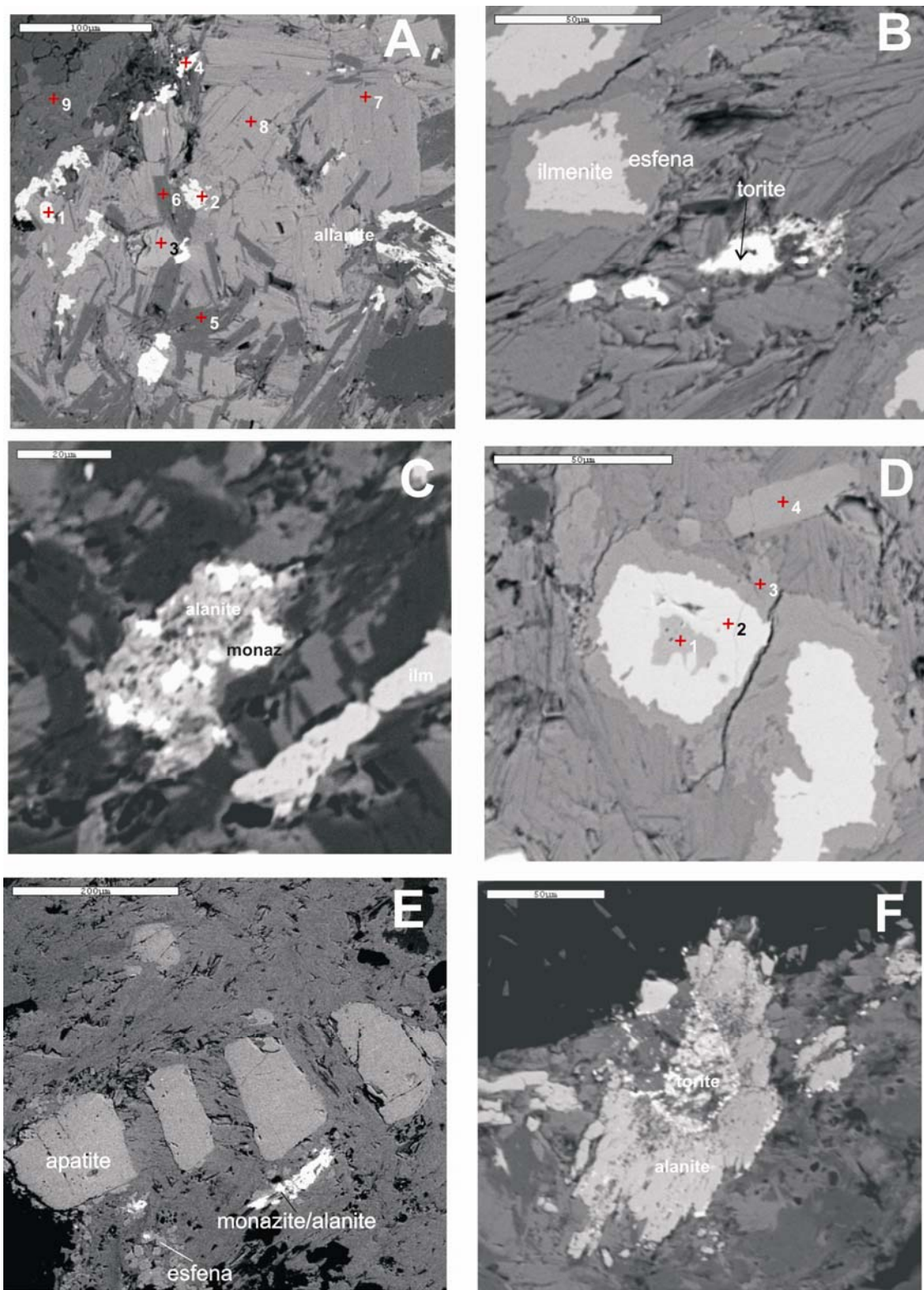


Fig. 5.1.7. Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios do granitóide do bordo (GCB) do Maciço do Carrascal. **A:** inclusões de ilmenite (1 e 2), apatite (3), torite (4) e esfena (9) no interior de biotite (7 e 8), intercrescida com moscovite (5 e 6); **B:** associação de ilmenite+esfena e torite incluída em biotite; **C:** associação de monazite e alanite e cristal de ilmenite; **D:** associação de rútilo (1), ilmenite (2), esfena (3) e apatite (4) no interior de biotite; **E:** grande cristal de apatite fracturado em quatro segmentos com recrystalização de biotite/clorite em torno dos fragmentos. No interior da biotite ocorre também esfena, monazite e alanite; **F:** torite envolvida por alanite no interior de biotite/clorite.

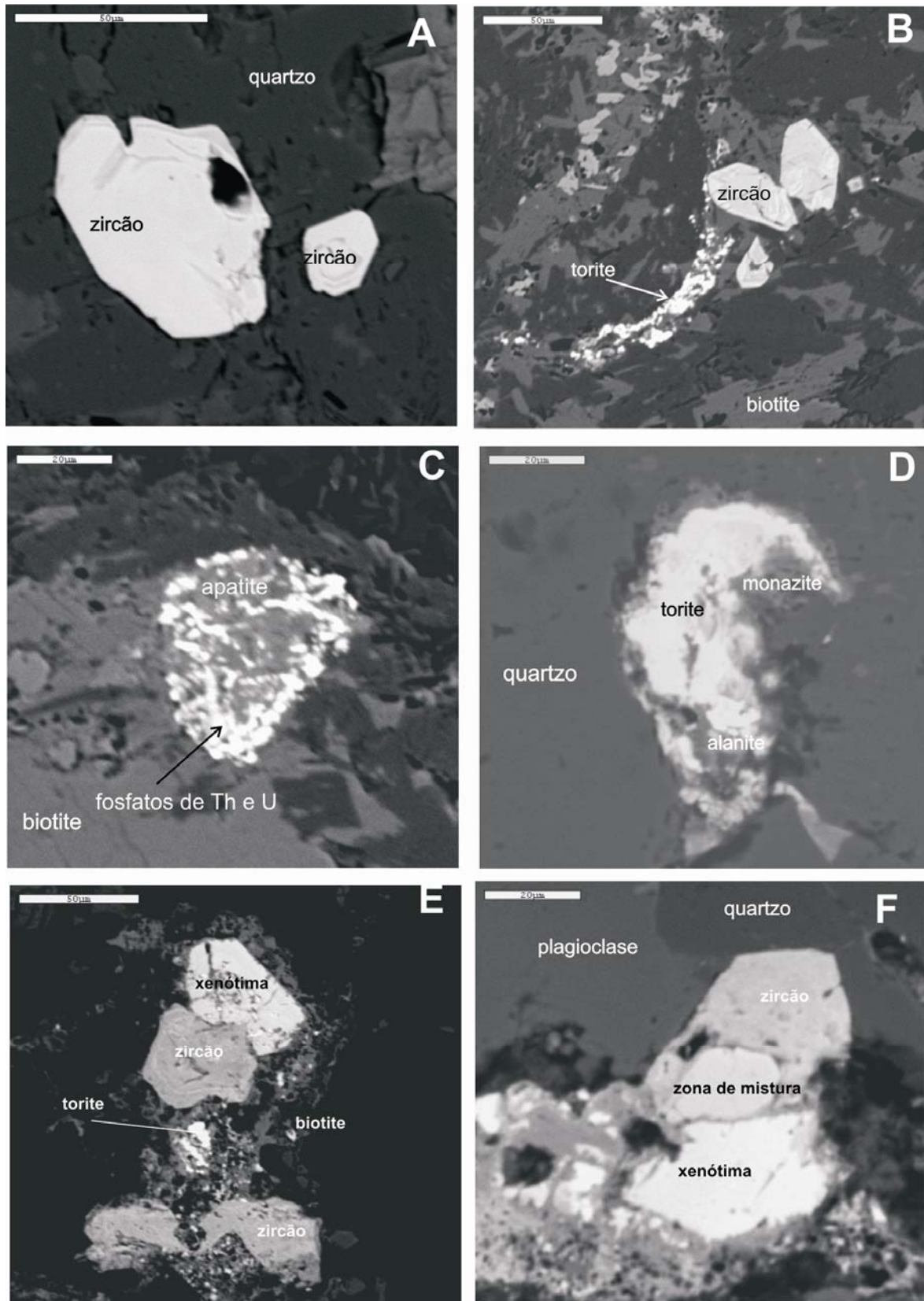


Fig. 5.1.8. Microfotografias obtidas por SEM dos granitóides do bordo (GCB) (A-C) e núcleo (GCN) (D-F) do Maciço do Carrascal. **A:** cristais de zircão no interior do quartzo; **B:** zircão e torite no interior de biotite; **C:** fosfatos de Th e U associados com apatite no interior de biotite; **D:** associação de torite, alanite e monazite; **E:** zircão, xenótima e torite no interior de biotite; **F:** zircão, xenótima e zona de transição dos dois minerais.

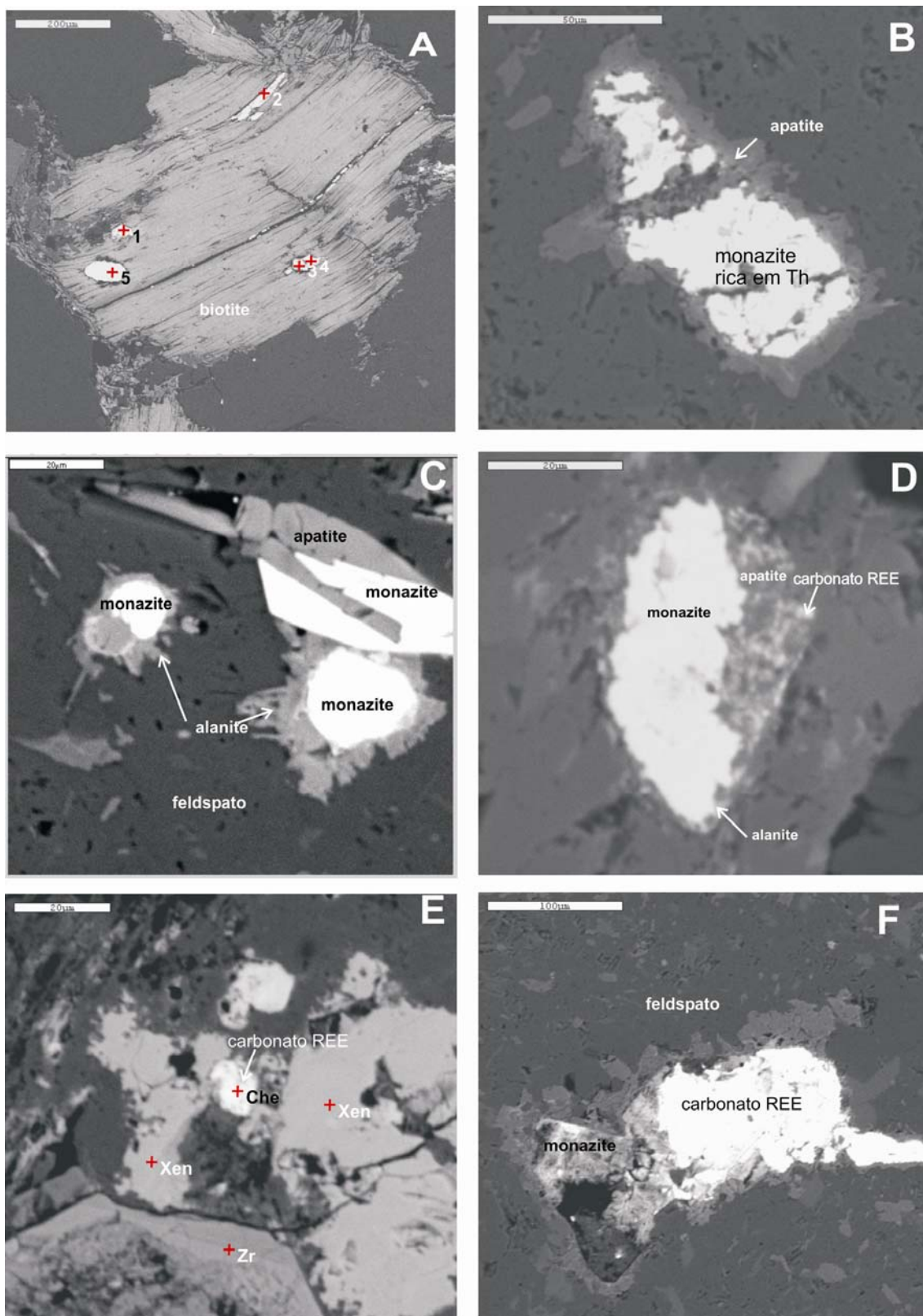


Fig. 5.1.9. Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios do granito do núcleo (GCN) do Maciço do Carrascal; **A:** inclusões de monazite (1 e 3), alanite (2 e 4) e zircão (5) num cristal de biotite flectido; **B:** cristal de monazite rodeada por apatite; **C:** monazite com texturas de dissolução originando alanite e apatite; **D:** monazite associada com carbonato de REE (cheralite?), apatite e alanite; **E:** associação de zircão, xenótime e carbonato de REE (cheralite?); **F:** monazite associada com carbonato de REE (cheralite?).

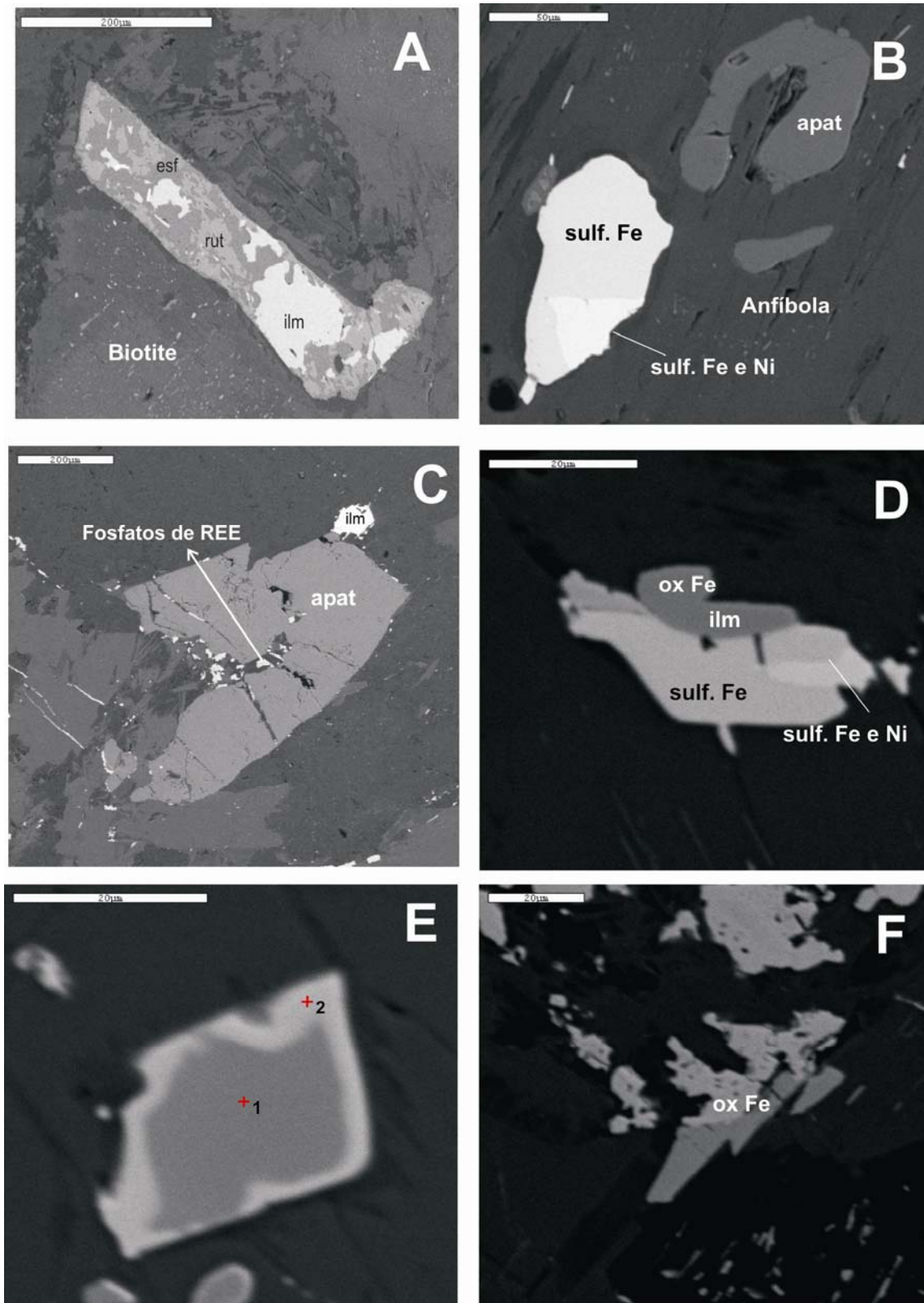


Fig. 5.1.10. Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios do gabro hornblêndico (a e b) e do hornblendito (c a f) do Maciço do Carrascal; **A:** associação de ilmenite, esferulite e rutilo; **B:** pirite/pentlandite e apatite; **C:** grande cristal de apatite com inclusões de óxidos de Fe associada com fosfatos de REE no limite de anfíbolos Fe-Mg e anfíbolos cálcicos; **D:** associação de óxido de Fe (magnetite?)/ilmenite e sulfuretos de Fe e Fe e Ni; **E:** espinela 1- Fe, Cr e Zn e 2- Fe, Al e Cr; **F:** óxidos de Fe (magnetite) associados com ilmenite.

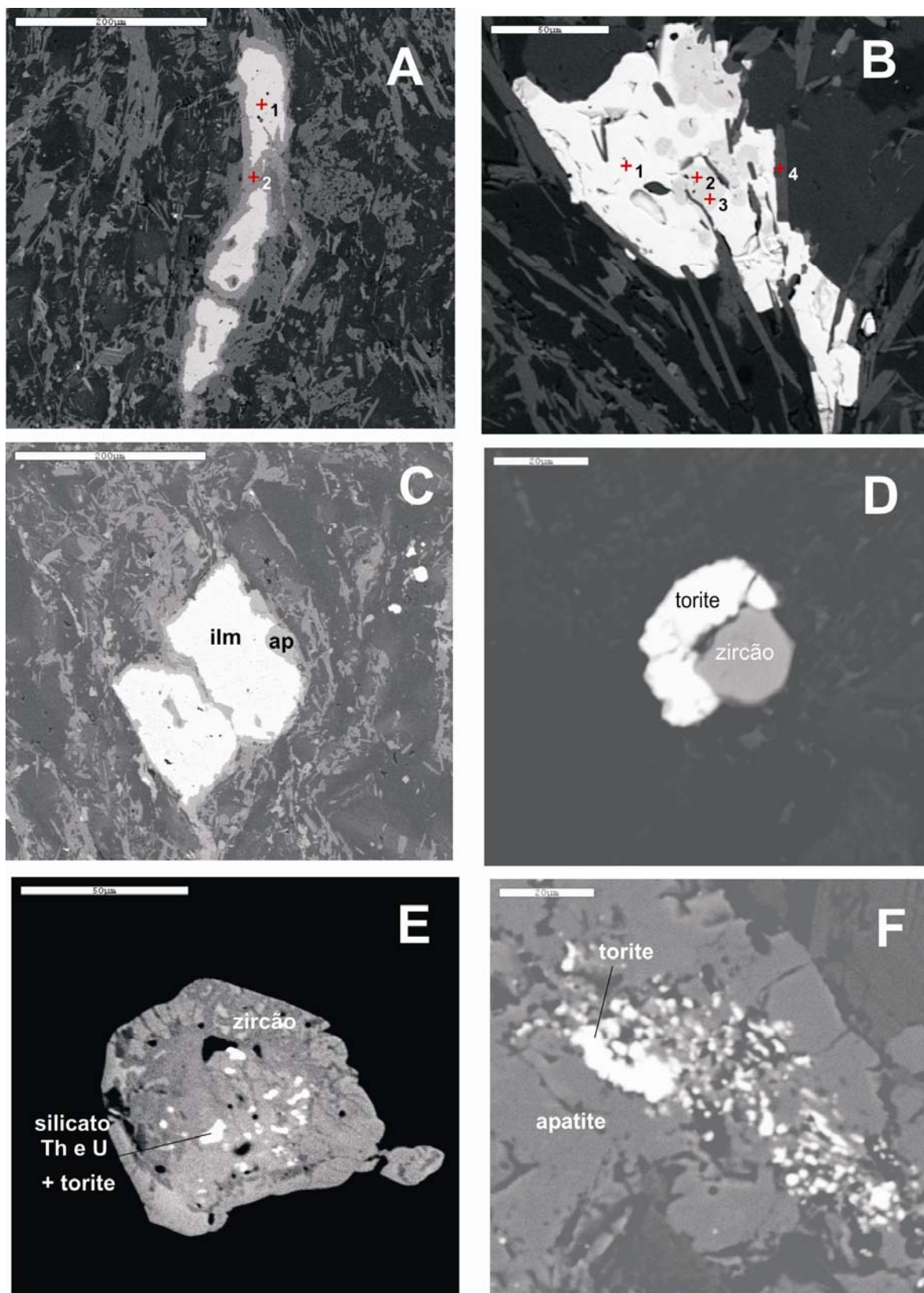


Fig. 5.1.11. Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios dos dioritos do Maciço do Carrascal; **A:** ilmenite (1) rodeada por esfena (2); **B:** óxido de Fe (1); sulfuretos (2 e 3) no interior de biotite/clorite (4); **C:** ilmenite (1) no interior de apatite (2); sulfuretos (5) e epidoto (6); **D:** silicato de Th (torite) e de Th e U em torno de um zircão; **E:** zircão com inclusões de silicato de Th e U; **F:** torite incluída em apatite.

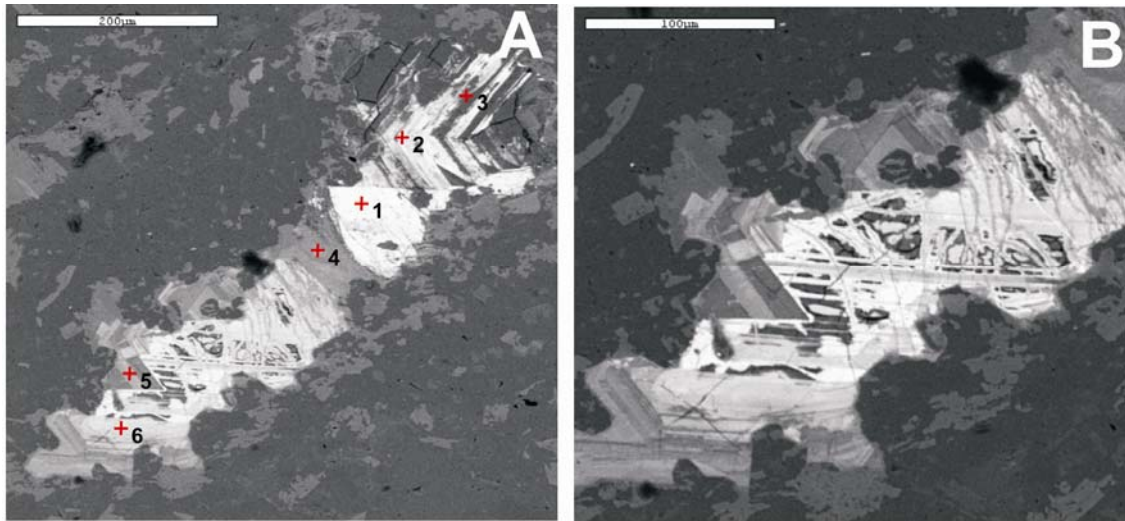


Fig. 5.1.12. Microfotografias obtidas por SEM dos minerais acessórios dos dioritos do Maciço do Carrascal; **A:** Carbonato de Th, La e Ce (1); alanite (2 e 6); monazite (3 e 5); epídoto (4); **B:** pormenor da fotografia anterior mostrando inter-crescimentos de monazite com alanite (as zonas mais claras são mais ricas em REE).

5.2. Geoquímica de Rocha Total

Para o estudo geoquímico do Maciço do Carrascal foram analisadas 47 amostras representativas, localizadas na Fig. 3.3: 13 correspondem ao granitóide do bordo do Maciço (GCB); 16 ao granito do núcleo (GCN) e 17 a rochas máficas (s.l.) (RMC). Destas últimas, 16 afloram no interior do GCN e uma no GCB.

As rochas do Maciço do Carrascal apresentam uma grande variação composicional. Nos granitóides do bordo (GCB) e núcleo (GCN) com composições ácidas, a SiO_2 varia entre 66,64-76,61%, e nas rochas máficas (RMC), com composições essencialmente básicas \pm ultrabásicas, entre 43,37-58,86%. As composições médias dos granitóides e das rochas máficas (s.l.) estão resumidas na Tabela 5.2.1 e as análises químicas de cada amostra são apresentadas no Anexo C1.

Após uma descrição das classificações normativas, químicas e tectónicas, as características geoquímicas e as relações entre as rochas do Maciço do Carrascal irão ser discutidas com base nos diagramas de variação de elementos maiores e traço, terras raras e diagramas multielementares.

5.2.1. Classificações normativas e químicas

Como já referido no Cap. 4.2.1, a classificação recomendada pela IUGS, para as rochas plutónicas em geral, é a classificação modal usando os diagramas de Streckeisen (1976) e mais modernamente de Le Bas & Streckeisen (1991) (Fig. 5.2.1A). Contudo, esta classificação não foi aplicada às rochas do Maciço do Carrascal, por ser bastante morosa e difícil de concretizar (granularidade muito fina da maioria das rochas máficas, soluções sólidas ou intercrescimentos nos feldspatos, etc.), tendo-se optado pelas classificações químicas. Apenas duas amostras das RMC, sem quartzo modal (Cap. 5.1) e normativo (Tabela 5.2.2) foram classificadas no diagrama triangular plagioclase-piroxena-horneblenda (Fig. 5.2.1 A1) como gabro hornebléndico e horneblendito, com base na estimacção visual da mineralogia. Para as restantes rochas, foi testado o diagrama Q'-ANOR (Fig. 5.2.1B), utilizando as composições normativas (norma CIPW, Tabela 5.2.2 e Anexo C2) que segundo os autores não altera muito a classificacção obtida pelo diagrama QAPF (Streckeisen, 1976, Fig. 5.2.1A). No diagrama Q'-ANOR os granitóides do bordo e núcleo (GCB e GCN) apresentam composicção de granito com feldspato alcalino, sienogranito, monzogranito e granodiorito (apenas uma amostra do GCB) e as rochas máficas (RMC) projectam-se maioritariamente no campo dos quartzo-dioritos (Fig. 5.2.1B).

Aplicando as classificações químicas, ao Maciço do Carrascal, verifica-se que estas, não apresentam diferenças significativas da classificacção normativa. No diagrama TAS (total álcalis vs SiO_2) para rochas plutónicas (Fig. 5.2.2) as amostras projectam-se maioritariamente no domínio das rochas sub-alcálicas. Os granitóides projectam-se no campo dos granitos, com excepção de uma amostra do GCB, que também aqui se projecta no campo do granodiorito e as rochas máficas apresentam composicção de gabro a diorito. O horneblendito não foi projectado neste gráfico.

Tabela 5.2.1. Média e desvio padrão das composições químicas de elementos maiores (%), A(CNK), Fe#, elementos traço e REE (ppm), dos granitóides do Maciço do Carrascal.

	GCB		GCN		RMC						
	n=13		n=16		gabro		n=3		n=10		diorito no GCB
	média	DP	média	DP	homeblendito	homeblêndico	media gabros	DP	média dioritos	DP	
SiO₂	72,18	2,51	74,07	1,79	43,37	45,86	51,29	1,18	56,61	1,04	58,80
TiO₂	0,32	0,13	0,16	0,07	1,01	1,44	1,37	0,07	1,13	0,20	0,95
Al₂O₃	14,16	0,96	13,75	0,75	7,81	13,65	16,75	2,29	17,49	0,27	17,25
Fe₂O₃	1,01	0,32	0,65	0,20	4,17	2,08	1,76	0,32	1,72	0,28	1,83
FeO	1,49	0,52	0,99	0,40	13,43	9,15	8,02	0,97	5,25	0,35	4,73
MnO	0,04	0,01	0,03	0,01	0,23	0,18	0,15	0,01	0,11	0,01	0,10
MgO	0,79	0,32	0,33	0,15	20,64	13,76	5,95	2,60	3,43	0,66	3,21
CaO	0,99	0,66	1,02	0,53	3,86	8,28	7,43	0,48	6,27	0,47	6,67
Na₂O	3,48	0,38	3,65	0,47	0,38	1,62	3,33	0,91	3,95	0,37	3,44
K₂O	4,20	0,66	4,33	0,73	0,41	0,71	1,02	0,26	1,57	0,51	1,27
P₂O₅	0,12	0,05	0,06	0,02	0,20	0,25	0,46	0,05	0,39	0,10	0,26
LOI	0,93	0,28	0,66	0,15	4,21	2,77	1,85	0,60	1,73	0,37	1,25
Total	<i>99,72</i>	<i>0,10</i>	<i>99,71</i>	<i>0,11</i>	<i>99,72</i>	<i>99,75</i>	<i>99,40</i>	<i>0,54</i>	<i>99,65</i>	<i>0,12</i>	<i>99,76</i>
F	0,05	0,02	0,08	0,06	nd	nd	nd		nd		nd
Fe₂O₃ total	2,67	0,85	1,75	0,56	19,10	12,25	10,68	1,04	7,55	0,58	7,08
Fe#	0,76	0,05	0,83	0,03	0,45	0,44	0,63	0,07	0,67	0,05	0,67
A/(CNK)	1,18	0,09	1,10	0,06	0,97	0,74	0,83	0,04	0,89	0,03	0,90
Li	26	9	22	14	5	53	24	8	35	16	22
Rb	155	39	167	33	10	27	39	13	72	41	40
Cs	3,7	1,1	4,3	2,1	2,7	2,7	1,3	0,5	3,1	2,5	1,3
Be	2,96	0,42	4,06	1,07	0,53	1,07	1,46	0,14	2,43	1,26	1,58
Sr	75	38	56	26	61	209	229	47	237	31	224
Ba	448	140	550	191	43	95	211	12	374	217	282
Sc	7	2	4	1	20	28	27	6	19	4	20
V	28	12	10	4	132	184	162	32	116	18	118
Cr	11	4	3	3	895	545	140	116	59	31	26
Co	5	2	3	1	112	64	39	18	21	3	19
Ni	5	1	1	2	373	337	60	59	18	15	7
Cu	7	2	7	3	77	53	42	23	21	9	14
Zn	51	27	27	11	129	88	102	8	91	23	73
Ga	19,7	3,0	17,2	2,7	9,6	13,0	18,2	3,4	20,5	3,1	18,8
Y	39	6	32	11	20	26	34	5	27	4	30
Nb	8,4	1,0	8,2	1,0	4,4	6,4	9,3	1,7	9,2	3,3	6,6
Ta	1,0	0,2	1,0	0,3	0,3	0,4	0,6	0,1	0,7	0,3	0,5
Zr	149	38	117	40	93	125	166	62	193	40	192
Hf	3,1	0,4	3,8	0,7	1,8	2,1	2,0	0,1	3,1	1,6	1,2
Mo	0,4	0,1	0,2	0,1	0,6	0,7	0,6	0,3	0,7	0,4	0,5
Sn	5,3	1,9	5,0	1,9	0,0	2,1	0,9	0,9	4,5	3,1	1,1
Tl	0,82	0,19	0,95	0,26	0,16	0,22	0,22	0,06	0,47	0,30	0,18
Pb	18,7	3,0	22,5	3,9	4,3	1,7	4,1	0,5	7,1	3,9	6,5
U	3,27	1,51	4,88	1,99	0,30	0,39	0,69	0,17	2,15	2,34	1,04
Th	14,2	2,9	18,1	3,9	1,0	0,9	2,3	0,6	7,8	8,5	4,2
La	25,7	6,8	27,5	7,8	8,7	8,9	19,7	2,7	18,7	3,1	19,6
Ce	61,1	22,0	56,1	12,0	20,2	23,9	48,7	8,8	46,4	8,2	44,3
Pr	6,6	1,6	6,4	1,6	2,6	3,2	6,7	1,3	6,3	1,4	5,4
Nd	24,2	5,6	23,5	5,5	11,8	15,1	29,6	5,8	27,8	7,1	22,1
Sm	5,39	0,96	4,94	1,14	2,92	4,04	7,06	1,29	6,34	1,46	4,90
Eu	0,71	0,29	0,61	0,25	0,64	1,32	1,69	0,28	1,59	0,25	1,39
Gd	5,11	0,62	4,42	1,15	2,80	4,47	6,82	1,32	5,63	0,67	4,89
Tb	0,86	0,09	0,75	0,22	0,51	0,76	1,12	0,22	0,90	0,11	0,81
Dy	5,38	0,74	4,62	1,43	3,27	4,74	6,94	1,34	5,43	0,70	4,95
Ho	1,14	0,20	0,97	0,32	0,68	1,02	1,42	0,26	1,11	0,14	1,03
Er	3,22	0,60	2,76	0,87	1,86	2,77	3,86	0,66	3,05	0,44	2,87
Tm	0,49	0,10	0,44	0,14	0,28	0,42	0,58	0,10	0,46	0,07	0,43
Yb	3,19	0,64	2,96	0,88	1,73	2,57	3,56	0,65	2,85	0,47	2,68
Lu	0,48	0,10	0,46	0,13	0,26	0,40	0,53	0,09	0,43	0,07	0,41

Elementos maiores, Zr e Y obtidos por FRX, restantes por ICP-MS
A/CNK=mol.(Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O); Fe#=(FeO_T/FeO_T+MgO)
nd-não determinado

GCB - Granitóide do Carrascal Bordo
GCN - Granito do Carrascal Núcleo
RCM - Rochas máficas (sl.)

n-nº amostras

DP-desvio padrão quando n ≥ 2

Tabela 5.2.2 – Média e desvio padrão das normas CIPW do Maciço do Carrascal.

	GCB		GCN		RMC						
	n=13		n=16		n=3		n=10		diorito GCB		
	média	DP	média	DP	horne-blendito	gabro hornob.	média gabros	DP		média dioritos	DP
quartzo	32,30	3,88	33,29	3,77	0,00	0,00	0,71	0,71	7,88	3,11	13,71
anortite	4,11	3,08	4,67	2,53	17,68	27,32	26,92	2,81	24,49	1,72	27,03
albite	29,42	3,18	30,89	3,99	3,38	14,26	29,00	7,86	34,30	3,11	29,95
ortose	24,83	3,89	25,60	4,30	2,42	4,20	6,03	1,51	9,25	3,02	7,51
corundo	2,39	1,01	1,35	0,67	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
diópsido	-	-	-	-	0,00	9,30	5,01	1,54	2,63	2,10	2,88
hiperstena	3,34	1,27	1,84	0,92	42,80	16,83	23,65	8,23	13,82	1,23	12,38
olivina	-	-	-	-	20,61	18,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ilmenite	0,62	0,26	0,30	0,13	1,92	2,73	2,61	0,13	2,14	0,37	1,80
magnetite	1,46	0,46	0,95	0,29	6,05	3,02	2,56	0,47	2,49	0,41	2,65
apatite	0,29	0,12	0,14	0,05	0,46	0,58	1,08	0,11	0,90	0,22	0,60
LOI	0,93	0,28	0,66	0,15	4,21	2,77	1,85	0,60	1,73	0,37	1,25
Total	99,69	0,10	99,02	0,20	99,73	99,75	99,40	0,55	99,65	0,12	99,76

n-nº amostras

DP-desvio padrão quando n ≥ 2

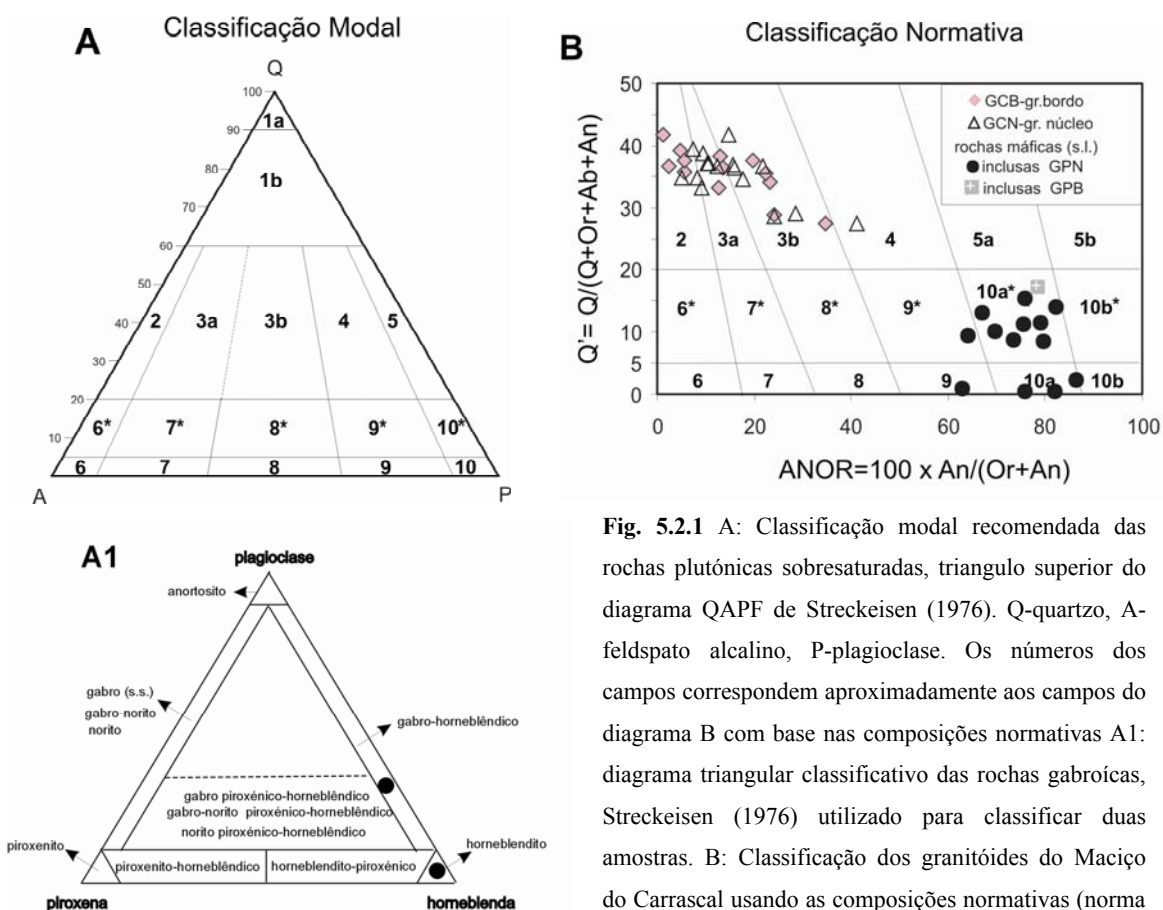


Fig. 5.2.1 A: Classificação modal recomendada das rochas plutônicas sobresaturadas, triângulo superior do diagrama QAPF de Streckeisen (1976). Q-quartzo, A-feldspato alcalino, P-plagioclase. Os números dos campos correspondem aproximadamente aos campos do diagrama B com base nas composições normativas A1: diagrama triangular classificativo das rochas gabroicas, Streckeisen (1976) utilizado para classificar duas amostras. B: Classificação dos granitóides do Maciço do Carrascal usando as composições normativas (norma CIPW) no diagrama Q'-ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979). Campos: 2 -granito com feldspato alcalino; 3a-sienogranito; 3b-monzogranito; 4-granodiorito; 8*-quartzo-monzonito; 9*-quartzo-monzodiorito; 9-monzodiorito/monzogabro; 10a*-quartzodiorito; 10a-diorito; 10b-gabro.

No diagrama R1-R2, proposto por La Roche et al. (1980) com base em parâmetros catiónicos, obtém-se uma classificação muito próxima da obtida no diagrama TAS (Fig. 5.2.3). A amostra com composição granodiorítica, nos anteriores diagramas, também aqui, se projecta nesse campo. Este diagrama, permite ainda, discriminar as composições dos restantes granitóides do Maciço do Carrascal em monzogranitos, sienogranitos, e na transição destes com os granitos alcalinos (equivalentes aos granitos com feldspato alcalino da classificação de Streckeisen, 1976). Os granitóides que se projectam nesta transição irão aqui ser designados, como sienogranitos.

Em síntese, a utilização de ambas as classificações, normativa e química, não altera muito as designações das rochas. No decurso deste trabalho, optar-se-á pela classificação de La Roche et al. (1980), para os granitóides, e pelo diagrama TAS para as rochas máficas, conjuntamente com o teor de anortite da plagioclase, para auxiliar a distinção entre gabro e diorito. Como referido anteriormente, as duas amostras sem quartzo normativo e modal foram classificadas como horneblendito e gabro horneblêndico no diagrama da Fig. 5.2.1A1.

Outro diagrama classificativo, químico-mineralógico, é o diagrama A-B, de Debon e Le Fort, (1983), que relaciona o grau de aluminosidade $A=Al-(K+Na+2Ca)$ e o parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$, expresso pela proporção de minerais máficos (Fig. 5.2.4). Neste diagrama verifica-se que os granitóides do Maciço do Carrascal constituem uma associação peraluminosa, com o parâmetro A positivo, e que a maioria se projecta no campo em que a biotite predomina sobre a moscovite. As rochas máficas constituem uma sequência metaluminosa que se projecta no campo de associação mineralógica constituída por biotite ± horneblenda ± clinopiroxena, de acordo com as observações petrográficas.

Igualmente, o carácter peraluminoso dos granitóides e metaluminoso das rochas máficas do Maciço do Carrascal é confirmado pelo índice de peraluminosidade A/CNK (Shand, 1947). Este índice apresenta um intervalo idêntico nos granitóides do bordo (GCB) e núcleo (GCN), mas aumenta no GCB (Tabela 5.2.3 e Fig. 5.2.5). O índice A/NK é pouco variável. As rochas máficas são classificadas como metaluminosas e os valores de A/CNK tendem a aumentar com o aumento em SiO₂ do gabro horneblêndico para diorito das RMC (Fig. 5.2.5).

Tabela 5.2.3. - Variação do índice molecular A/(CNK) dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

	GCB-Granitóides do bordo		GCN-Granito do núcleo		RMC-Rochas máficas						
	granodiorito-sienogranito		monzogranito-sienogranito		dioritos		gabros		gabro horneblêndico	horneblendito	diorito GCB
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.			
A/(CNK)	1,03	1,33	1,01	1,27	0,84	0,93	0,80	0,87	0,74	0,97	0,90

A/(CNK) = mol. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$

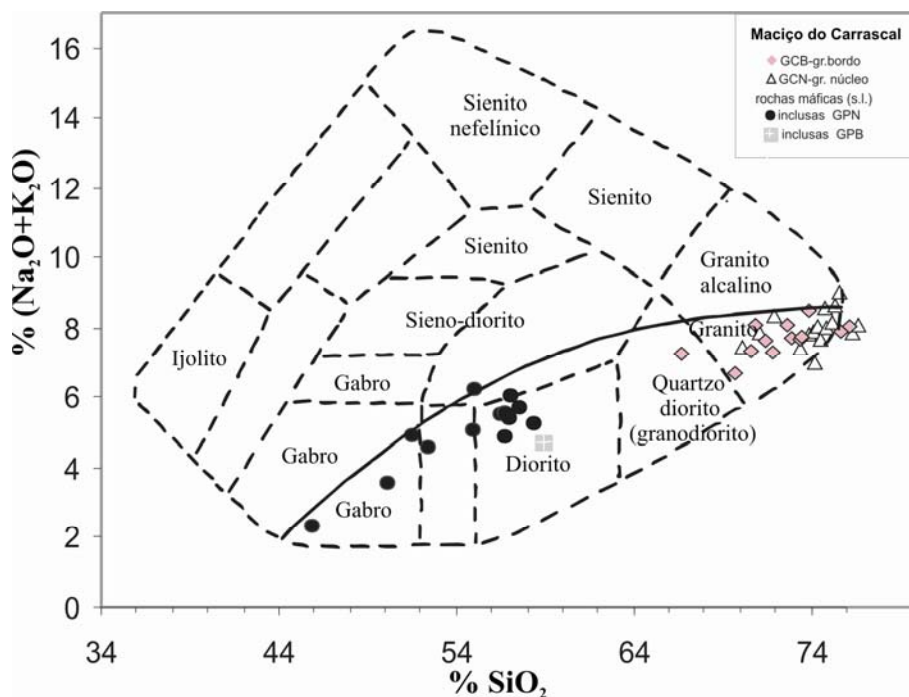


Fig. 5.2.2. Projecção das amostras dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo TAS (Total álcalis vs SiO₂), para rochas plutónicas de Cox et al. (1979), adaptado por Wilson, (1989). A curva a cheio separa o campo das rochas alcalinas (campo superior) das sub-alcalinas (campo inferior).

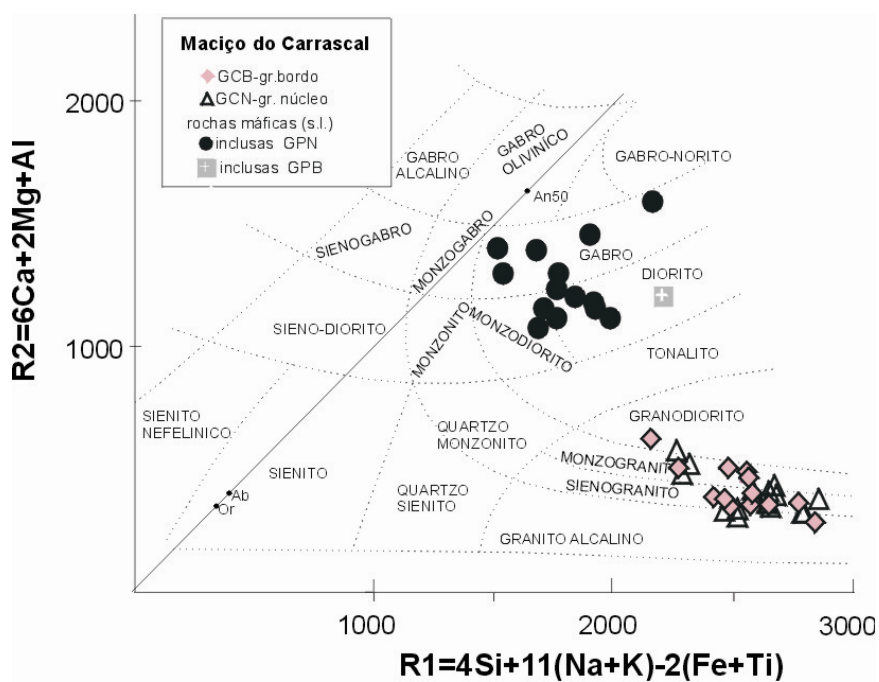


Fig. 5.2.3. Projecção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo R1-R2 de La Roche et al. (1980).

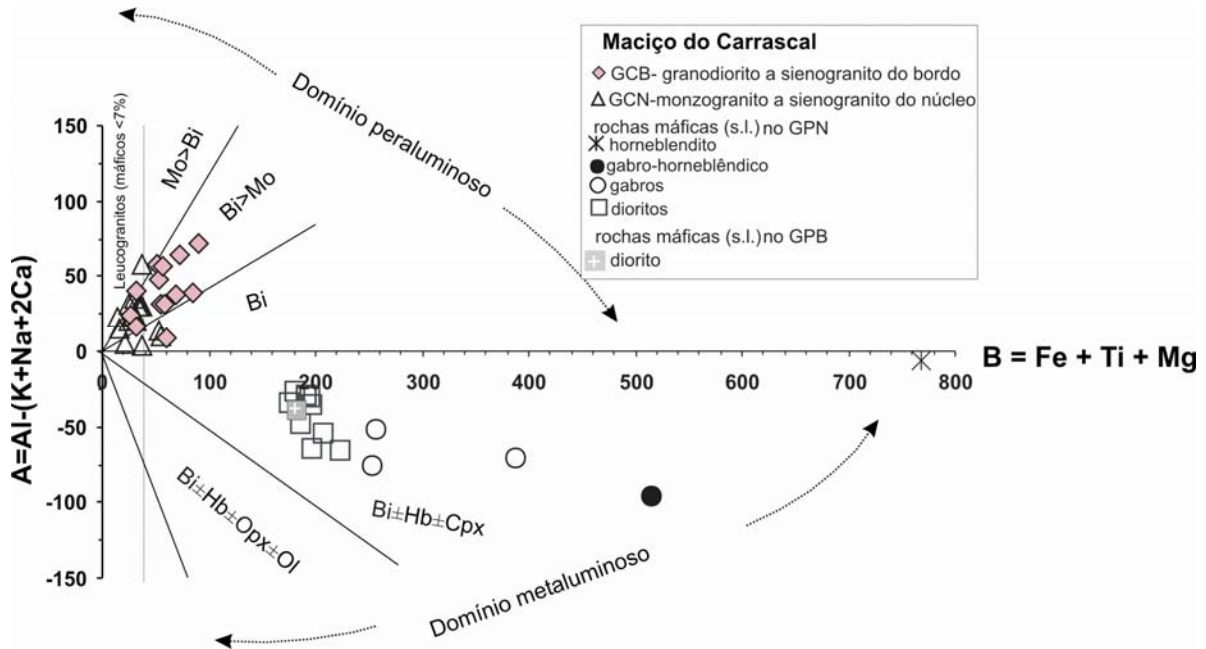


Fig. 5.2.4. Projecção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama de minerais característicos A-B de Debon e Le Fort (1983).

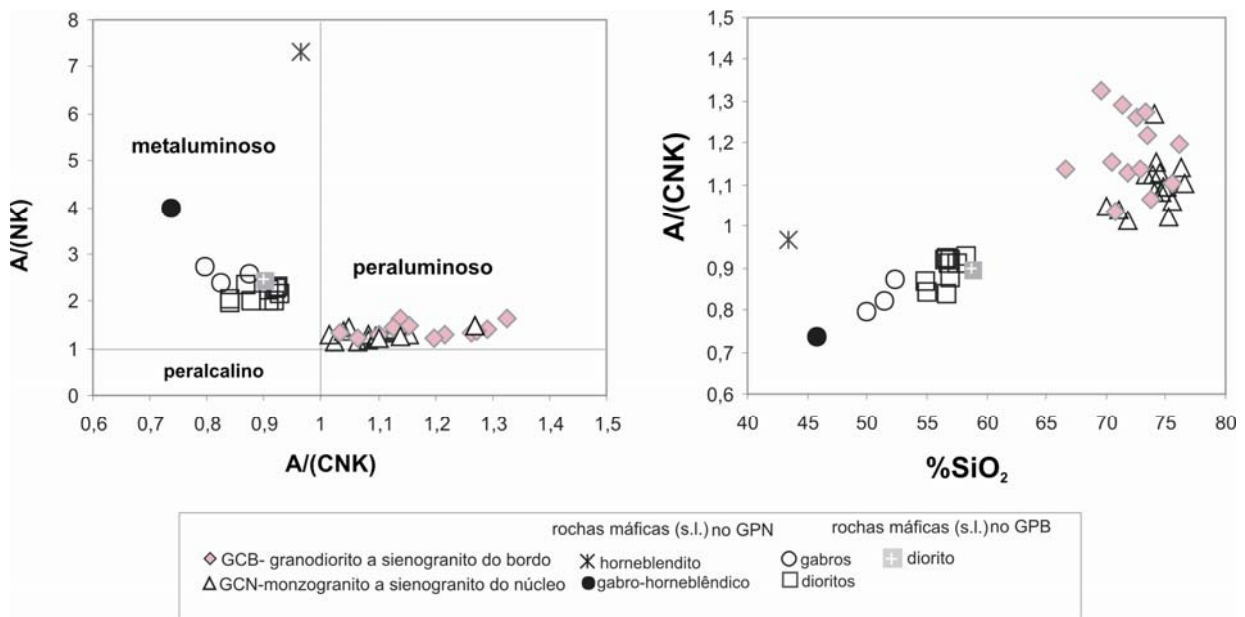


Fig. 5.2.5. Projecção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal nos diagramas A/(NK) versus A/(CNK), mostrando que são peraluminosos, enquanto as rochas máficas são metaluminosas. $A/CNK = \text{mol.}(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$; $A/(NK) = \text{mol.}(Al_2O_3/Na_2O+K_2O)$.

As relações Rb-Ba-Sr (Fig.5.2.6) indicam que o granitóide do bordo mostra evolução de granito normal a granito muito diferenciado. A quase totalidade do granito do núcleo projecta-se no campo dos granitos normais. Os dioritos caem fora do seu campo respectivo, pois são ligeiramente enriquecidos em Ba.

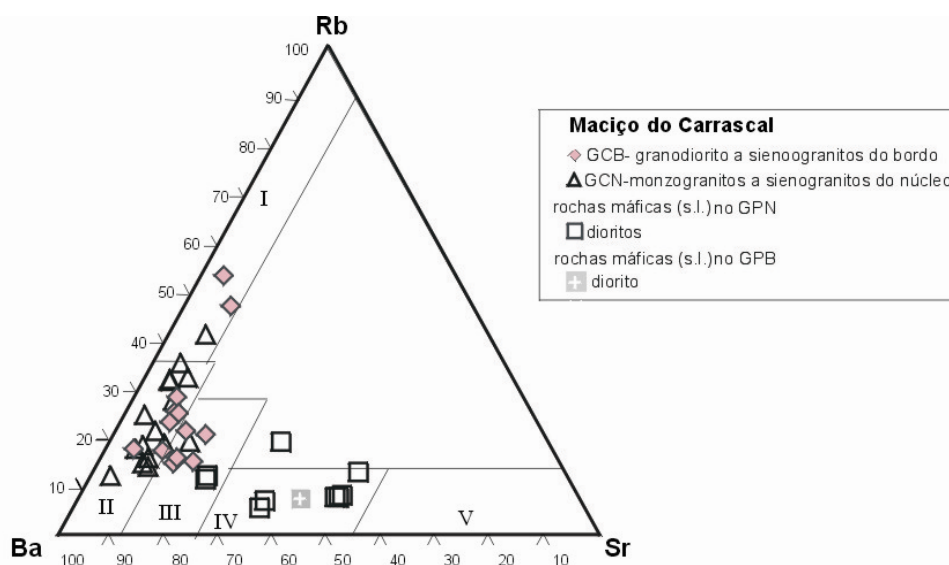


Fig. 5.2.6. Projecção dos granitóides do Maciço do Carrascal no diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975). Campos: I- granitos fortemente diferenciados, II-granitos normais, III-granitos anómalos, IV- granodioritos e quartzodioritos, V-dioritos.

O diagrama K_2O versus SiO_2 (Fig. 5.2.6A.) sugere que os granitóides do Maciço do Carrascal constituem uma sequência calco-alcalina de alto-K, assim como alguns dioritos. A maioria das rochas máficas define uma sequência de médio-K

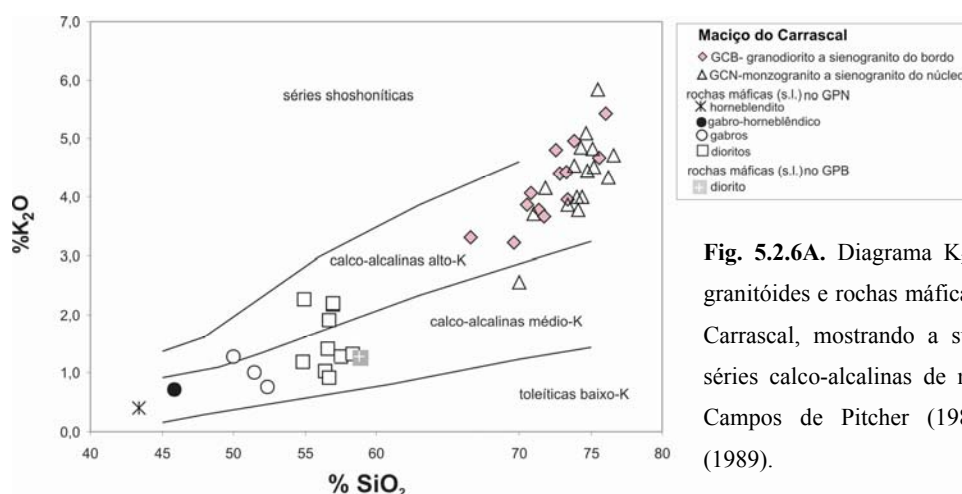


Fig. 5.2.6A. Diagrama K_2O vs SiO_2 dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal, mostrando a sua inclusão nas séries calco-alcalinhas de médio e alto K. Campos de Pitcher (1985) in Wilson, (1989).

O esquema classificativo de Frost et al. (2001) para granitóides (s.l.) aplicado ao Maciço do Carrascal (Figs. 5.2.7 a 5.2.9) permite retirar as seguintes inferências:

1) A razão $FeO/(FeO+MgO)$ (ou $FeOt/(FeOt+MgO)$), que mede o grau de enriquecimento em ferro, classifica estas rochas, maioritariamente como granitóides (s.l.) magnesianos, (tal como a maioria dos granitóides de cordilheira) ou seja, que estão relacionados com magmas oxidados e hidratados (Fig. 5.2.7). Contudo o enriquecimento em $FeO/(FeO+MgO)$ (ou $FeOt/(FeOt+MgO)$) é bastante variável, sobretudo nos granitóides do bordo, o que poderá indiciar diferenças composicionais das fonte e/ou no

grau de fusão parcial dos magmas (Frost et al., 2001 e bibliog. inclusa) que deram origem ao Maciço do Carrascal.

2) O índice de alcalinidade modificado (MALI= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$), também relacionado com a composição da fonte e/ou com os processos de diferenciação magmática (Frost et al., 2001 e bibliog. inclusa), é variável e inclui-os maioritariamente nas séries calco-alcalinas com alguns termos alcalino-cálcicos do GCB (Fig. 5.2.7A). Estas denominações são equivalentes às designadas séries calco-alcalinas de alto-K e médio K conforme sugerido anteriormente pelo diagrama SiO_2 versus K_2O para os granitóides do Carrascal (Fig. 5.2.6A).

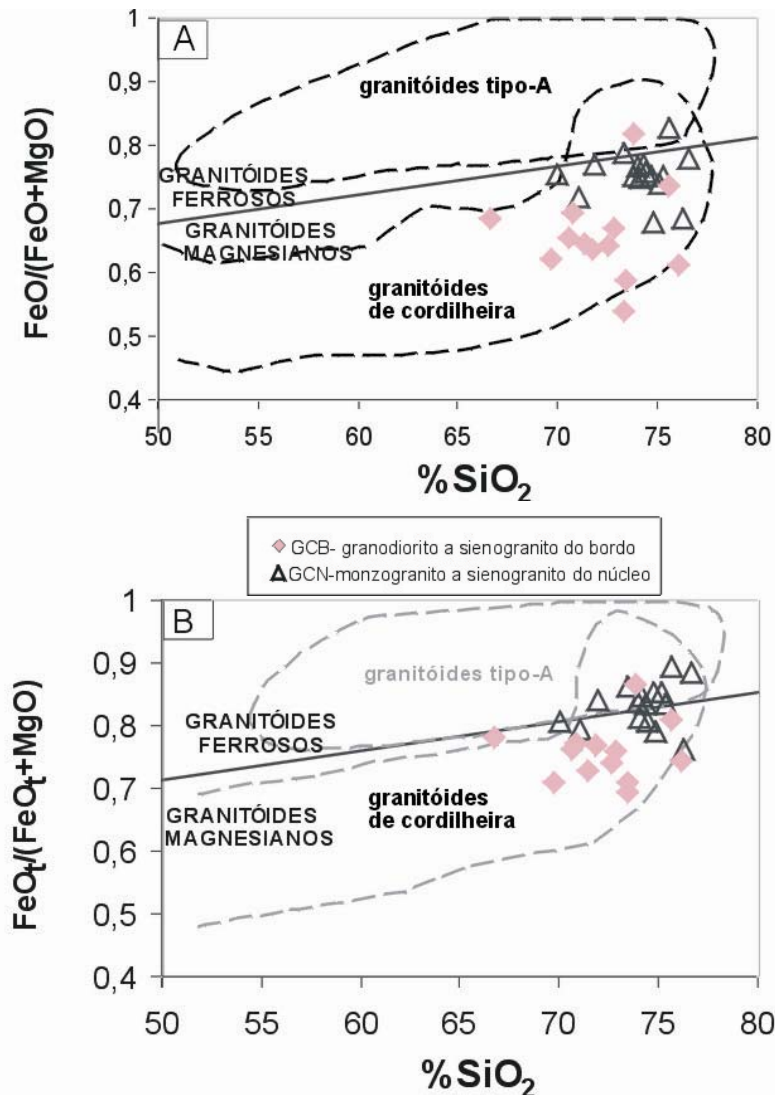


Fig. 5.2.7. Projecção dos granitóides do Maciço do Carrascal no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), discriminatório entre granitóides ferrosos/magnesianos, com a sobreposição dos campos dos granitóides tipo-A e de cordilheira. Os granitóides do tipo-A, de carácter presumivelmente anorogénico, são caracteristicamente ferrosos, em oposição à maioria dos granitóides de cordilheira (orogénicos) que são magnesianos. A) $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ vs SiO_2 , B) $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ vs SiO_2 . Em ambos os diagramas as amostras projectam-se maioritariamente no campo magnesiano, mas no diagrama B cerca de metade dos granitóides do núcleo situam-se no campo ferroso. O espectro composicional enquadra-se no campo dos granitóides de cordilheira e na sobreposição destes com os do tipo A. Segundo Frost et al. (2001), a utilização do diagrama A é preferível ao diagrama B que deve ser utilizado apenas em granitos que sofreram processos de oxidação pós-magmáticos (subsolidus) e/ou na ausência de determinações de FeO.

-O índice de saturação em alumínio modificado (ASI = $Al/(Ca-1,67 P + Na+K)$) é variável, mas a maioria dos granitóides são considerados peraluminosos (Fig. 5.2.8B). Este índice é predominantemente determinado pela composição da fonte, podendo os magmas peraluminosos resultar da fusão de rochas sedimentares pelíticas ou da fusão de rochas félsicas metaluminosas com biotite ou ainda da fusão hidratada de rochas máficas (Frost et. al., 2001 e bibliog. inclusa).

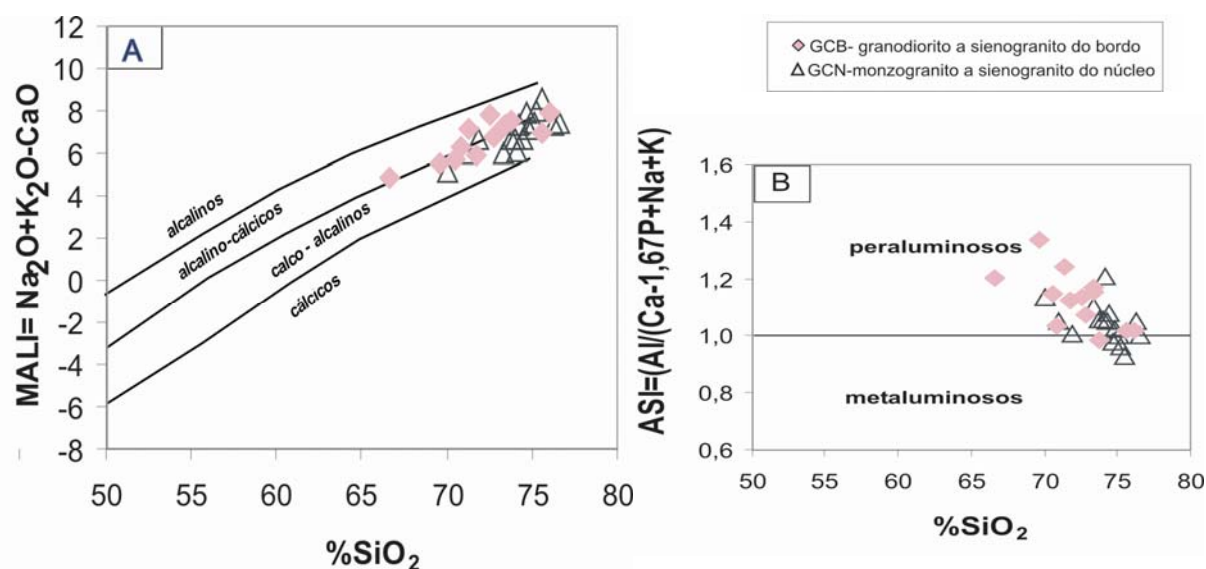


Fig. 5.2.8. Projecção dos granitóides do Maciço do Carrascal no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001): A) MALI vs SiO_2 onde se projectam maioritariamente no campo calco-alcálico embora algumas amostras se desviem para o campo alcalino-cálcico; B) ASI modificado vs SiO_2 , onde a maioria dos granitos do Carrascal se projecta no campo dos granitos peraluminosos.

Comparando o espectro composicional dos granitóides do Maciço do Carrascal com os granitóides australianos da região de Lachlan Fold Belt, verifica-se que a maioria dos granitóides se enquadra na sobreposição dos tipos I, S e A (Fig.5.2.9).

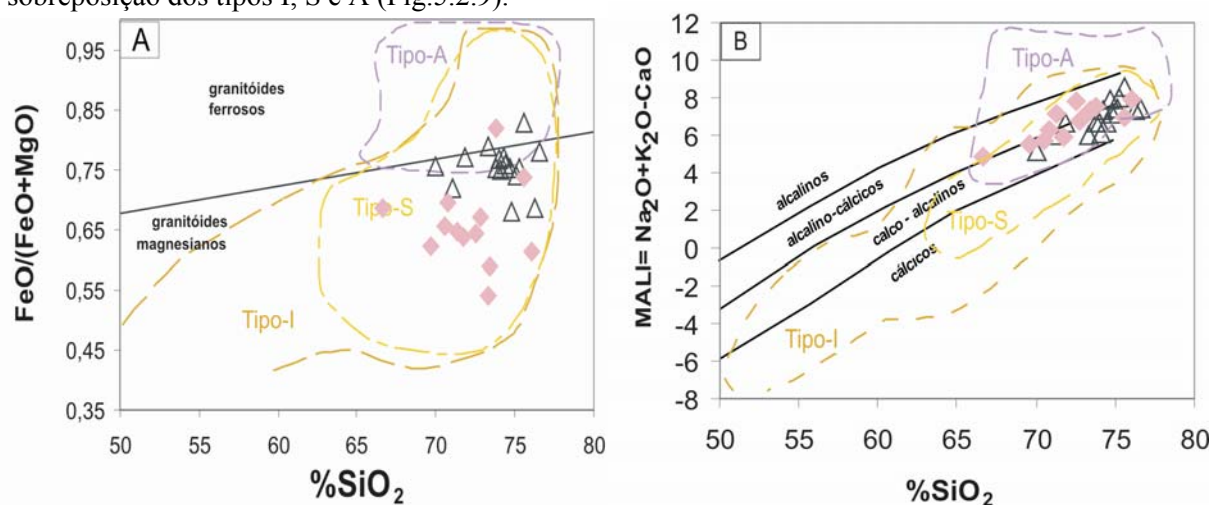


Fig. 5.2.9. Projecção dos granitóides do Maciço do Carrascal no esquema classificativo proposto por Frost et al. (2001), com sobreposição do espectro composicional dos granitóides de Lachlan Fold Belt, Austrália A) $FeO/(FeO+MgO)$ vs SiO_2 , B) MALI vs SiO_2 . As rochas máficas projectam-se no campo dos granitóides tipo-I, e os granitóides do bordo e núcleo na sobreposição dos campos tipo-I, S e A. Legenda como na Fig. 5.2.8.

As tendências composicionais observadas nos granitóides do Maciço do Carrascal, bem como a sua mineralogia, enquadram-se, de certo modo, nas classificações dos granitóides tipo-I, embora alguns termos mais fraccionados converjam para o campo dos granitos tipo-A, nos diagramas binários envolvendo Ga/Al de Whalen et al. (1987), (Fig. 5.2.10a - b) tal como verificado no Maciço de Portalegre. Contudo, nos diagramas Rb/Ba versus Y+Ce+K e Zr versus SiO₂ (Fig. 5.2.10c-d), constata-se que apresentam tendências próximas dos granitóides tipo I (e S) e distintas dos do tipo-A.

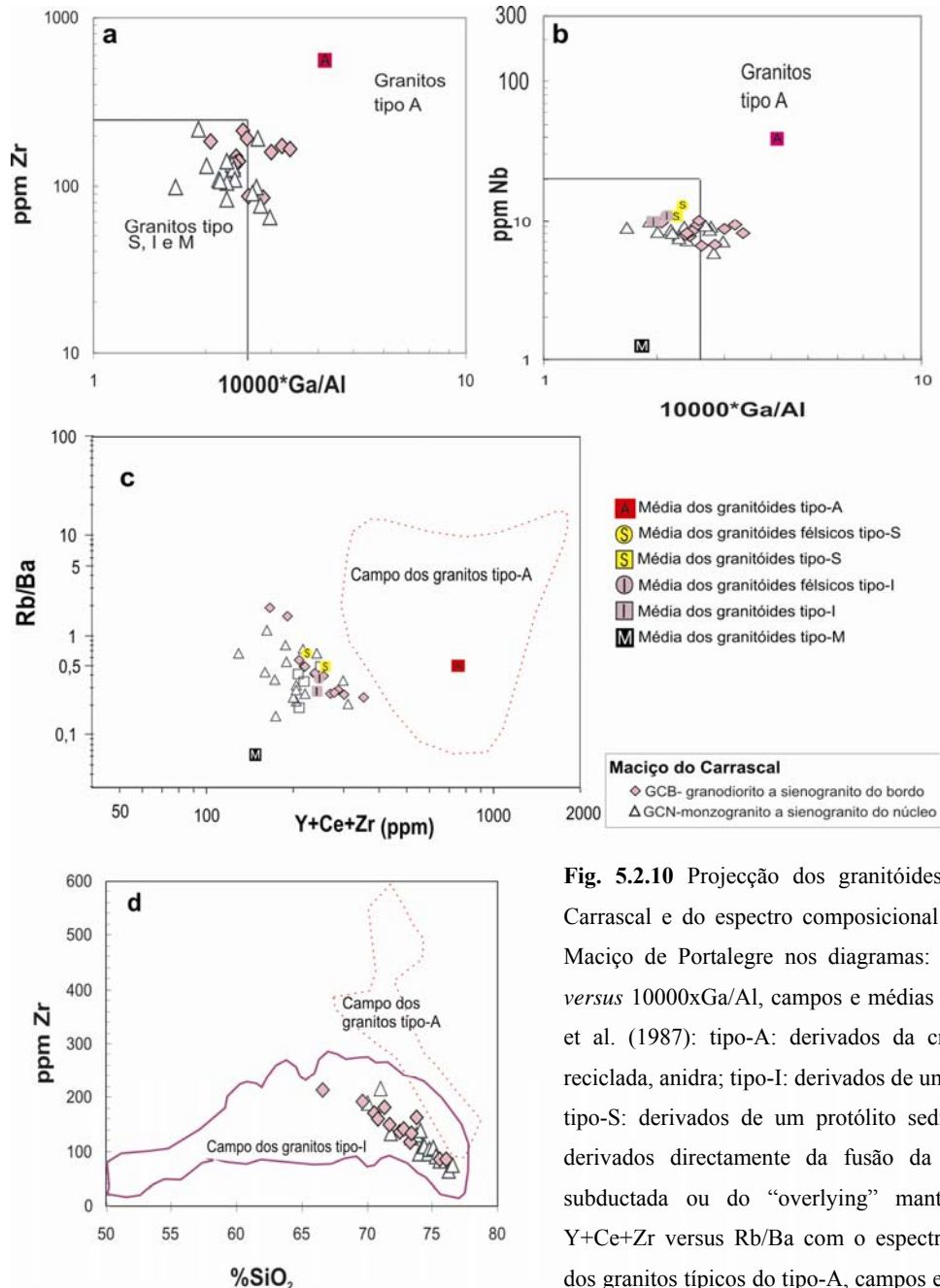


Fig. 5.2.10 Projecção dos granitóides do Maciço do Carrascal e do espectro composicional dos granitos do Maciço de Portalegre nos diagramas: **a** e **b**: Zr e Nb versus 10000xGa/Al, campos e médias segundo Whalen et al. (1987): tipo-A: derivados da crosta continental reciclada, anidra; tipo-I: derivados de um protólito ígneo; tipo-S: derivados de um protólito sedimentar; tipo-M: derivados directamente da fusão da crosta oceânica subductada ou do “overlying” manto. **c**: diagrama Y+Ce+Zr versus Rb/Ba com o espectro composicional dos granitos típicos do tipo-A, campos e médias segundo Whalen et al. (1987); **d**: diagrama Zr vs SiO₂ com o espectro composicional dos granitos do tipo-I e tipo-A da região de Lachlan Fold Belt, Austrália, campos de King et al. (2001).

5.2.2. Classificações tectónicas

Na tentativa de restringir um ambiente geodinâmico “compatível” com as assinaturas geoquímicas do Maciço do Carrascal, apresentam-se de seguida alguns diagramas discriminantes de ambientes tectónicos, com base em elementos maiores e traço.

Considerando o esquema de classificação tectónica proposto por Maniar & Piccoli, (1989), (Fig.5.2.11) o ambiente inferido para os granitóides do Maciço do Carrascal, é orogénico, (podendo corresponder a um ambiente de arco-continental, colisão continental ou arco-ilha) a transicional pois a grande maioria dos granitóides do GNC e algumas amostras do GCB projectam-se no campo dos granitóides pós-orogénicos.

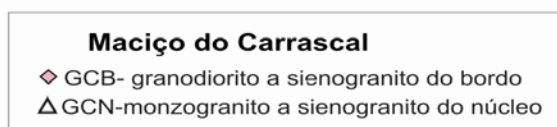
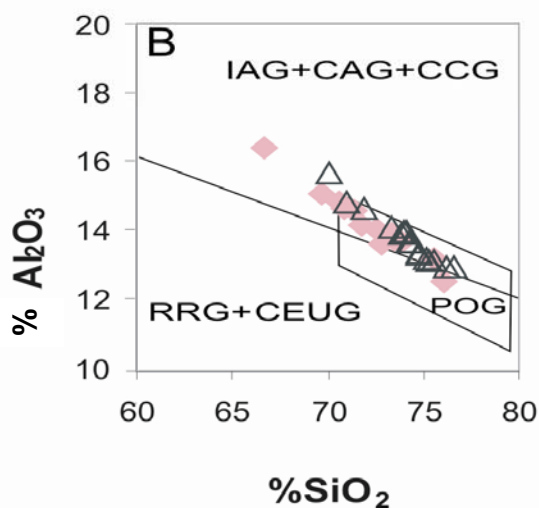
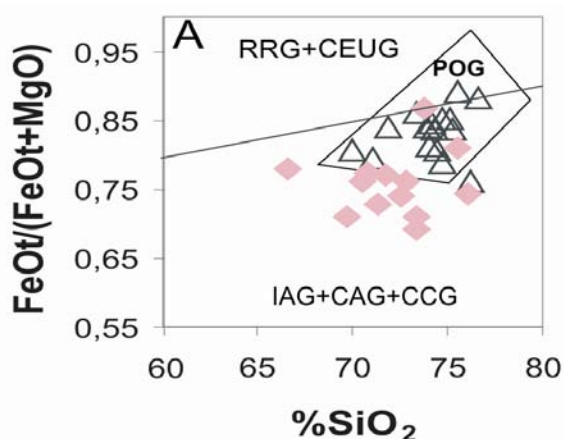


Fig. 5.2.11. Digrama discriminante de ambiente tectónico com base em elementos maiores de Maniar and Piccoli (1989) aplicado aos granitóides do Maciço do Carrascal: A) FeOt/(FeOt +MgO) vs SiO₂; B) Al₂O₃ vs SiO₂. RRG: granitóides relacionados com “rift”; CEUG: granitóides continentais relacionados com o levantamento epirogénico; POG: granitóides pós-orogénicos, IAG: granitóides de arco-ilha; CAG: granitóides de arco-continental; CCG: granitóides de colisão continental. Os granitóides do núcleo (GCN) bem como algumas amostras do bordo (GCB) projectam-se no campo pós-orogénico.

Nos diagramas de Pearce et al. (1984), que utilizam elementos traço, verifica-se que nas quatro projecções, os granitóides do Maciço do Carrascal se projectam de um modo consistente no campo VAG e no campo VAG + Syn-COLG (Fig.5.2.12). Estes diagramas não permitem distinguir os

granitóides post-COLG, que se projectam quer no campo VAG, Syn-COLG e até mesmo WPG (Pearce, et. al., 1984).

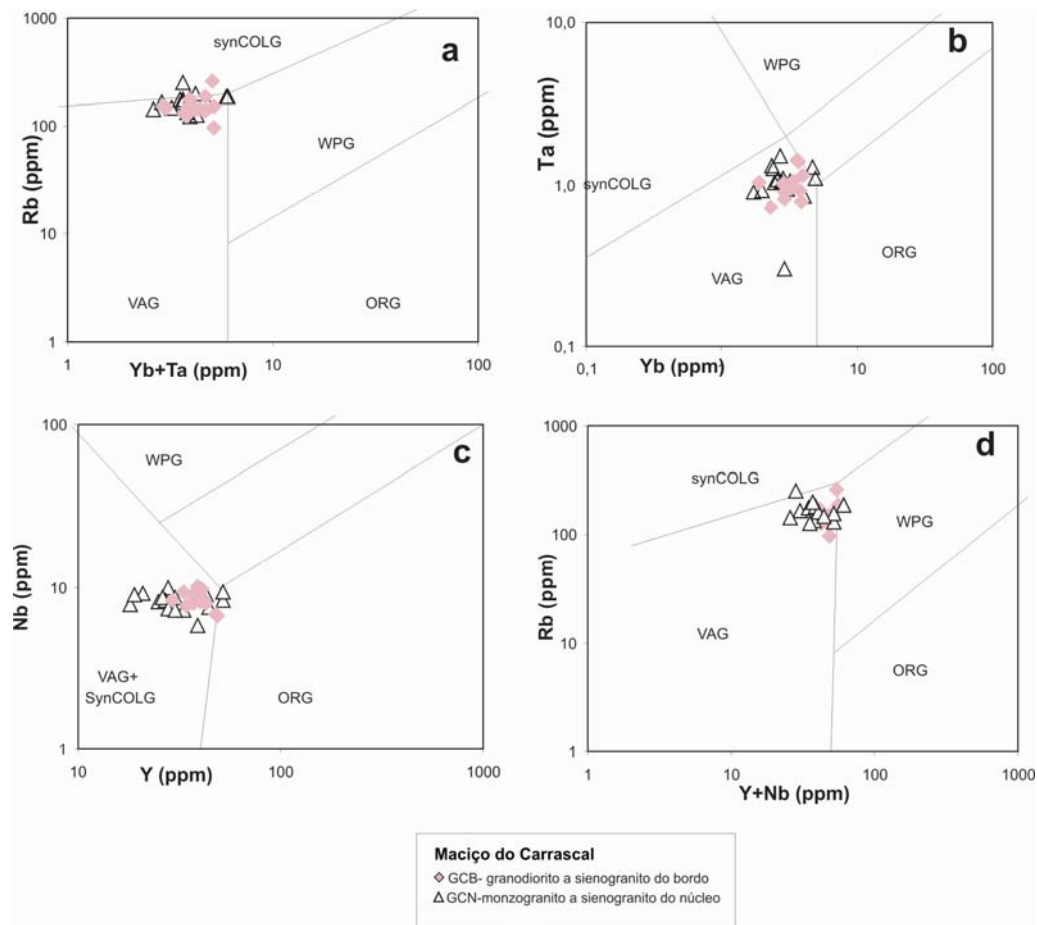


Fig 5.2.12. Diagramas discriminantes de ambiente tectónico para granitóides de Pearce et al. (1984): a) Rb vs Yb+Ta; b) Ta vs Yb, c) Nb vs Y; d) Rb vs Y+Nb. VAG: granitos de arco vulcânico; WPG: granitos intra-placa; ORG: granitos das cristas oceânicas, SynCOLG: granitos sin-colisionais; Post-COLG: granitos pós-colisionais, Pearce, (1996). Notar que, nos vários diagramas, os granitóides do Maciço do Carrascal projectam-se de um modo consistente no campo VAG e VAG + SynCOLG no diagrama c).

Analisando agora os diagramas discriminantes da Fig. 5.2.13, que relacionam os elementos incompatíveis Th, Ta e Yb, os ambientes sugeridos são distintos para as rochas granitóides e para as rochas máficas do Maciço do Carrascal. Aqui, a maioria dos granitóides e raras amostras de dioritos, projectam-se no campo shoshonítico num ambiente de margem continental activa. enquanto que a maioria das rochas máficas no campo calco-alcalino num ambiente intraplaca.

Conforme exposto, através das Fig. 5.2.11 a 5.2.13, e como já referido para o Maciço de Portalegre (Cap. 4.2), a utilização de diagramas discriminantes de ambientes tectónicos em rochas granitóides pode, por si só ser ambígua. De facto, nas rochas graníticas, há vários aspectos como: a natureza da fonte, que pode ser herdada, com características químicas de um evento magmático anterior, a mistura de magmas e a acumulação de fases menores, que podem influenciar os resultados,

em particular nos diagramas que usam elementos traço (e.g., Chappell & Stephens, 1988; Ferré et al., 1998 e bibliog. inclusa).

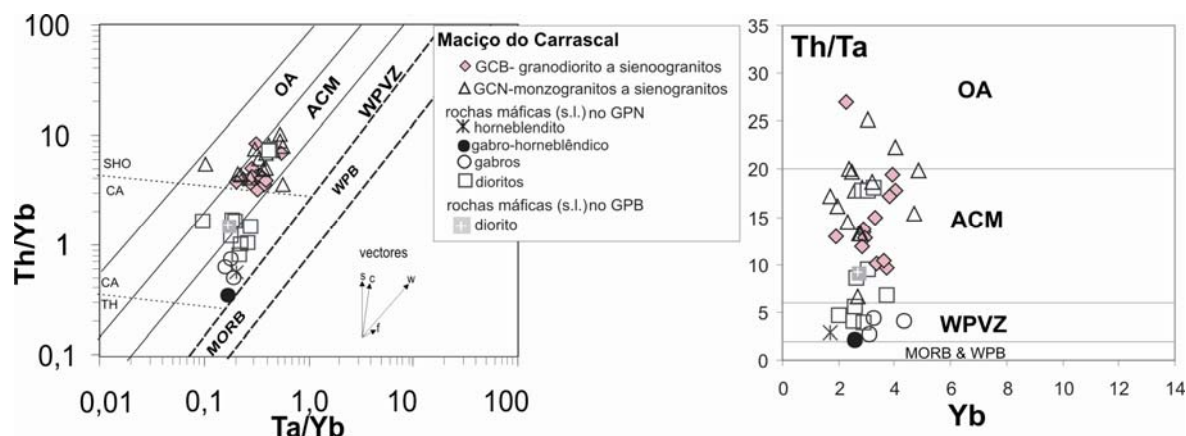


Fig. 5.2.13. Projecção dos granitóides do Maciço do Carrascal nos diagramas: a) Ta/Yb versus Th/Yb discriminante de séries magmáticas e ambientes genéticos segundo Pearce, (1983), modificado por Gorton & Schandl, (2000), para rochas félsicas a intermédias b) Yb versus Th/Ta de Gorton & Schandl, (2000). *Ambientes:* OA-arcos oceânicos (ilhas), ACM-margens continentais activas; WPVZ-zonas de vulcanismo intra-placa; *tipos de magmas:* WPB-basaltos intra-placa, MORB-basaltos das cristas médias oceânicas; *séries magmáticas:* SHO-shoshonítica, CA-calco-alcalina, TH-toleítica; *vectores:* s-enriquecimento por subducção, c-contaminação crustal, w-enriquecimento intraplaca, f-cristalização fraccionada. Nestes diagramas os granitóides do bordo e núcleo projectam-se no campo shoshonítico em ambientes de margem continental activa e arco oceânico.

5.2.3. Diagramas de variação

O Maciço do Carrascal corresponde a uma associação de rochas félsicas e máficas (\pm ultramáficas), pelo que, na globalidade, a SiO₂ apresenta um largo intervalo (43,37 -76,61%), tendo-se optado pela sua utilização, como índice de diferenciação (Fig. 5.2.14 a 5.2.17).

Os diagramas de elementos maiores (Fig. 5.2.14) mostram que os granitóides e as rochas máficas definem duas tendências claramente distintas não existindo composições intermédias. No que respeita aos elementos traço, os diagramas mostram uma maior dispersão, sobretudo nas rochas máficas e as tendências distintas entre o pólo félsico e máfico acentuam-se (Fig. 5.2.15).

Embora a composição dos granitóides do bordo (GCB) e do núcleo (GCN) se sobreponha na maioria dos diagramas, a sua ampliação (Fig. 5.2.16) permite verificar que cada um apresenta uma evolução independente, sugerindo duas pulsações magmáticas distintas. Os granitóides do bordo (GCB) apresentam relativamente aos do núcleo (GCN) mais P₂O₅ (Fig. 5.2.14) e Ni (Fig. 5.2.15); TiO₂, Cr, V (Fig. 5.1.16), podendo ser indicativo de um maior grau de fusão parcial para originar o GCB. Contudo, F, Rb e Li têm teores idênticos nos dois granitóides (Tabela 5.2.1 e Fig. 5.2.15) indicando que terão derivado de fontes distintas.

No que respeita às rochas máficas (RMC), os diagramas sugerem que os gabros e dioritos não estão relacionados por diferenciação magmática e que os dioritos não definem uma tendência evolutiva

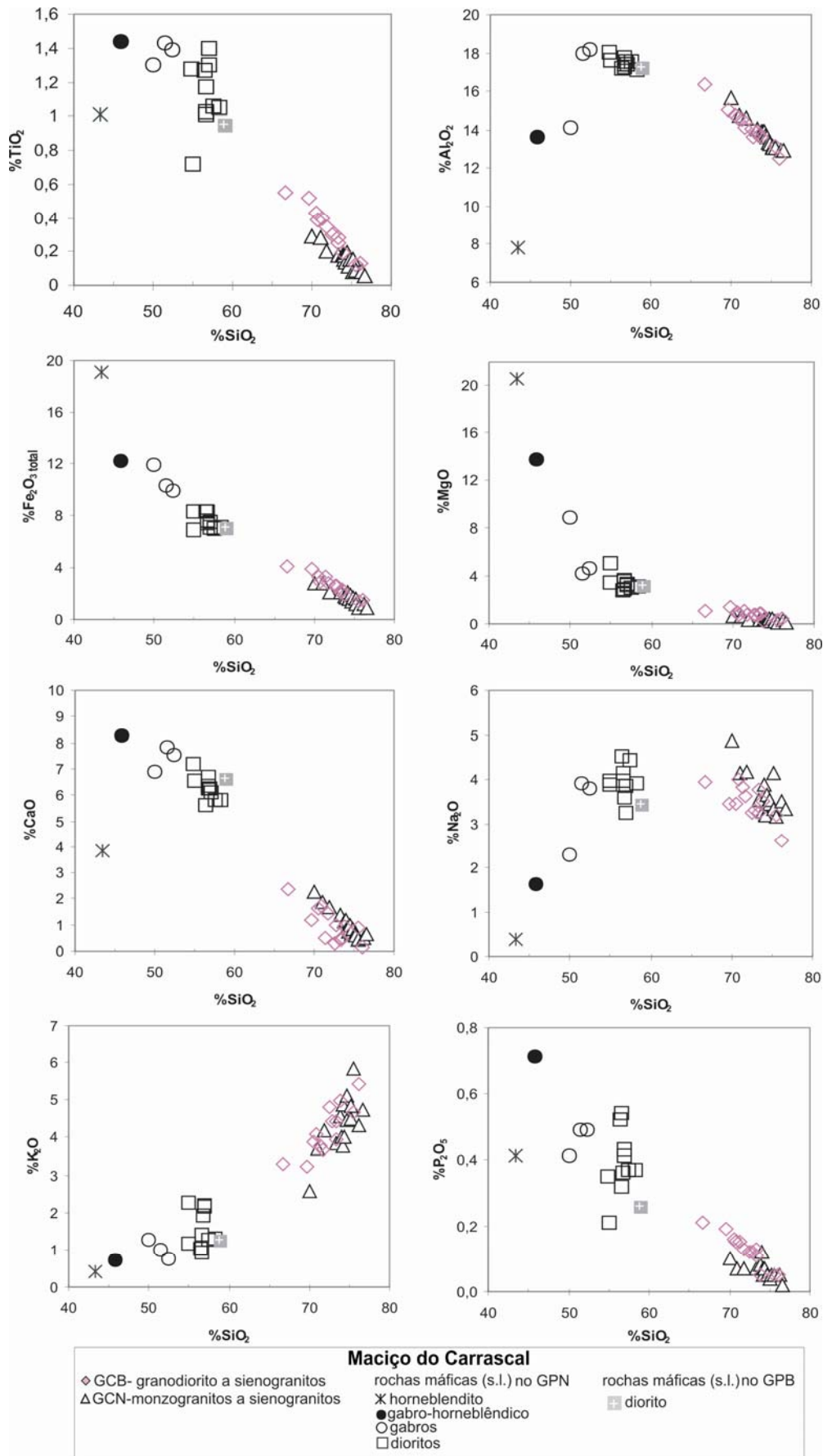


Fig. 5.2.14. Diagramas de variação dos elementos maiores versus SiO₂ dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal, sugerindo que rochas máficas e granitóides não estão relacionados.

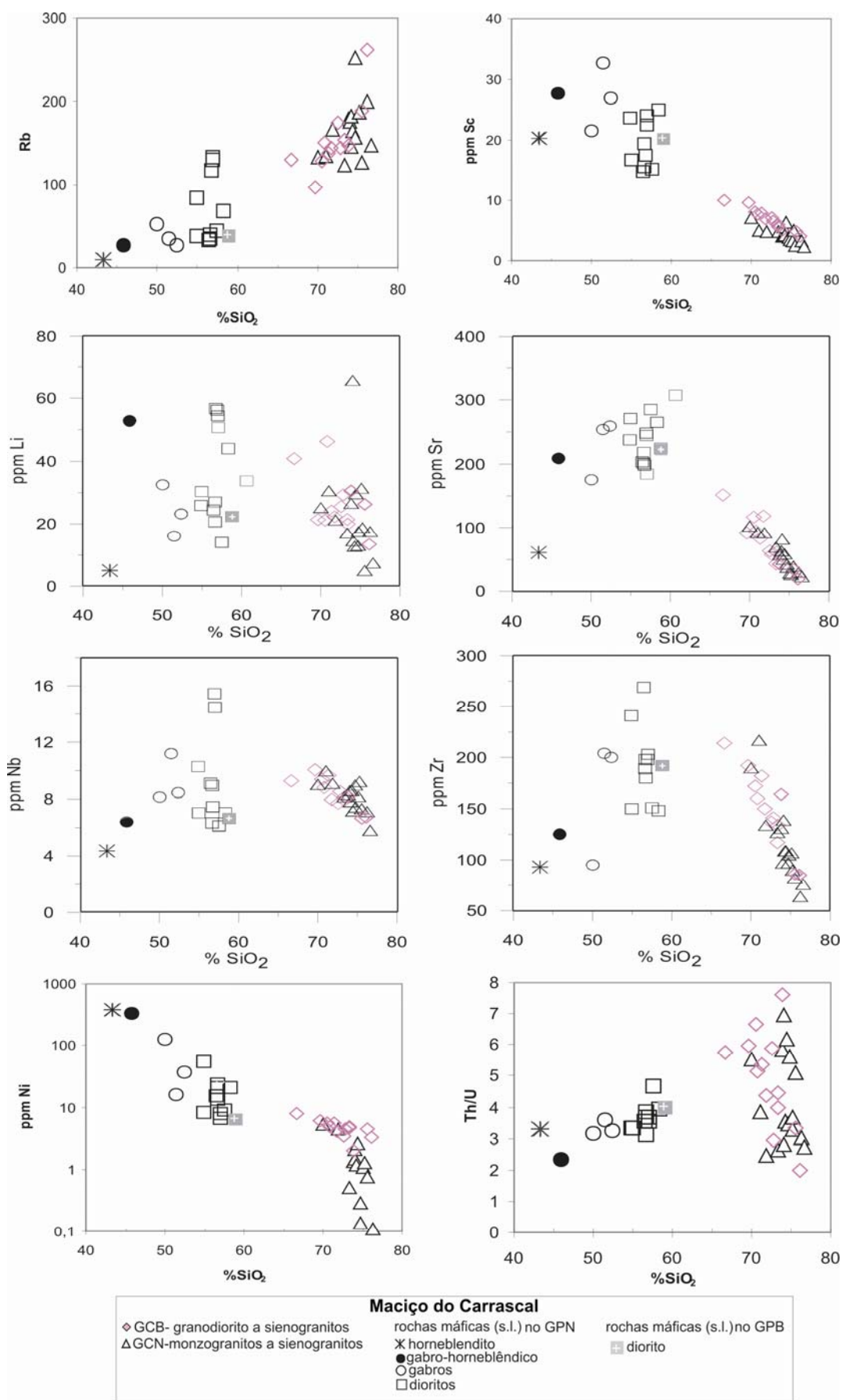


Fig. 5.2.15. Diagramas de variação seleccionados dos elementos menores versus SiO₂ dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal, confirmando que as rochas máficas e granitóides não estão relacionados.

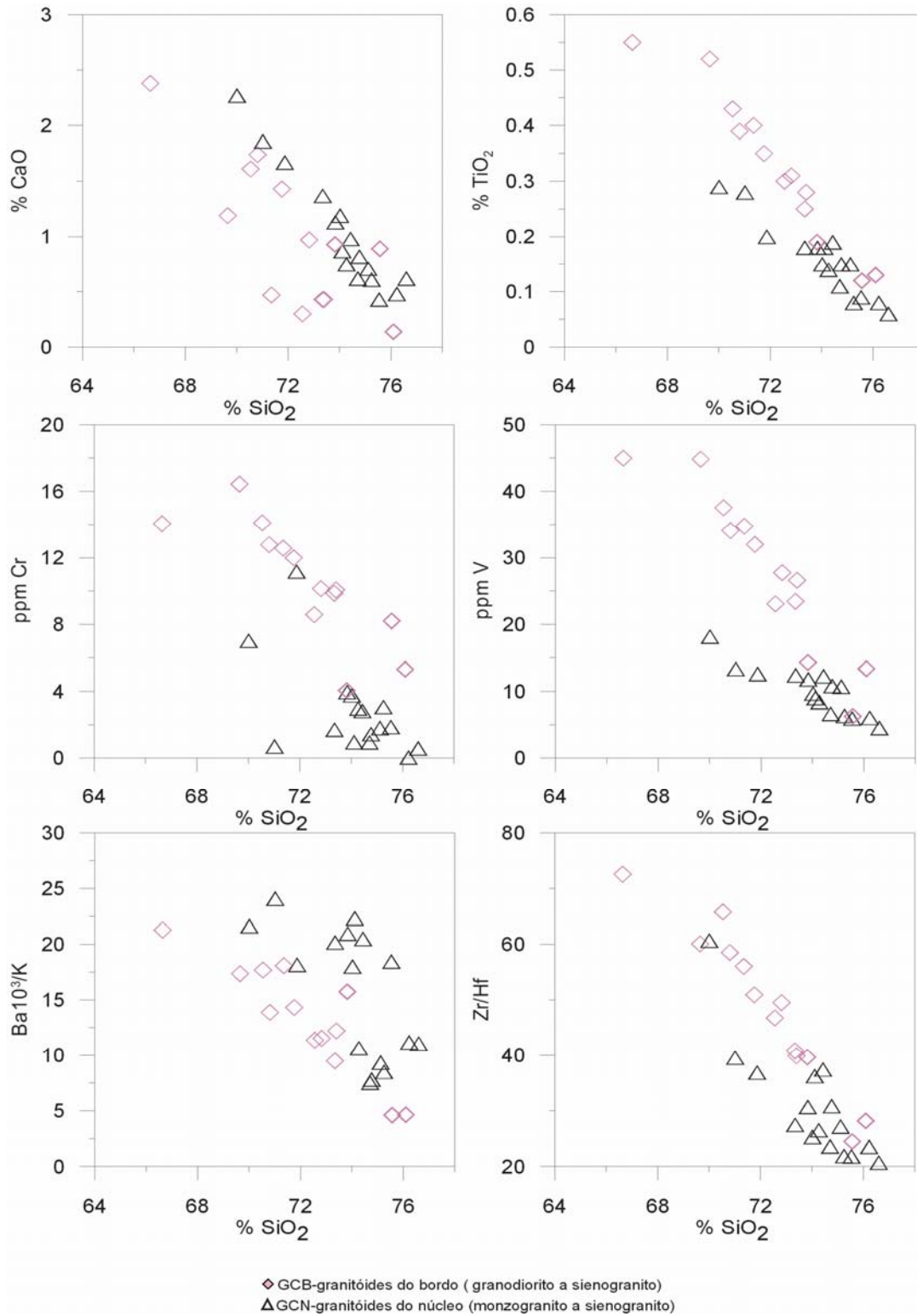


Fig. 5.2.16. Diagramas de variação seleccionados versus SiO₂ dos granitoides do bordo e núcleo do Maciço do Carrascal, mostrando as diferentes tendências evolutivas.

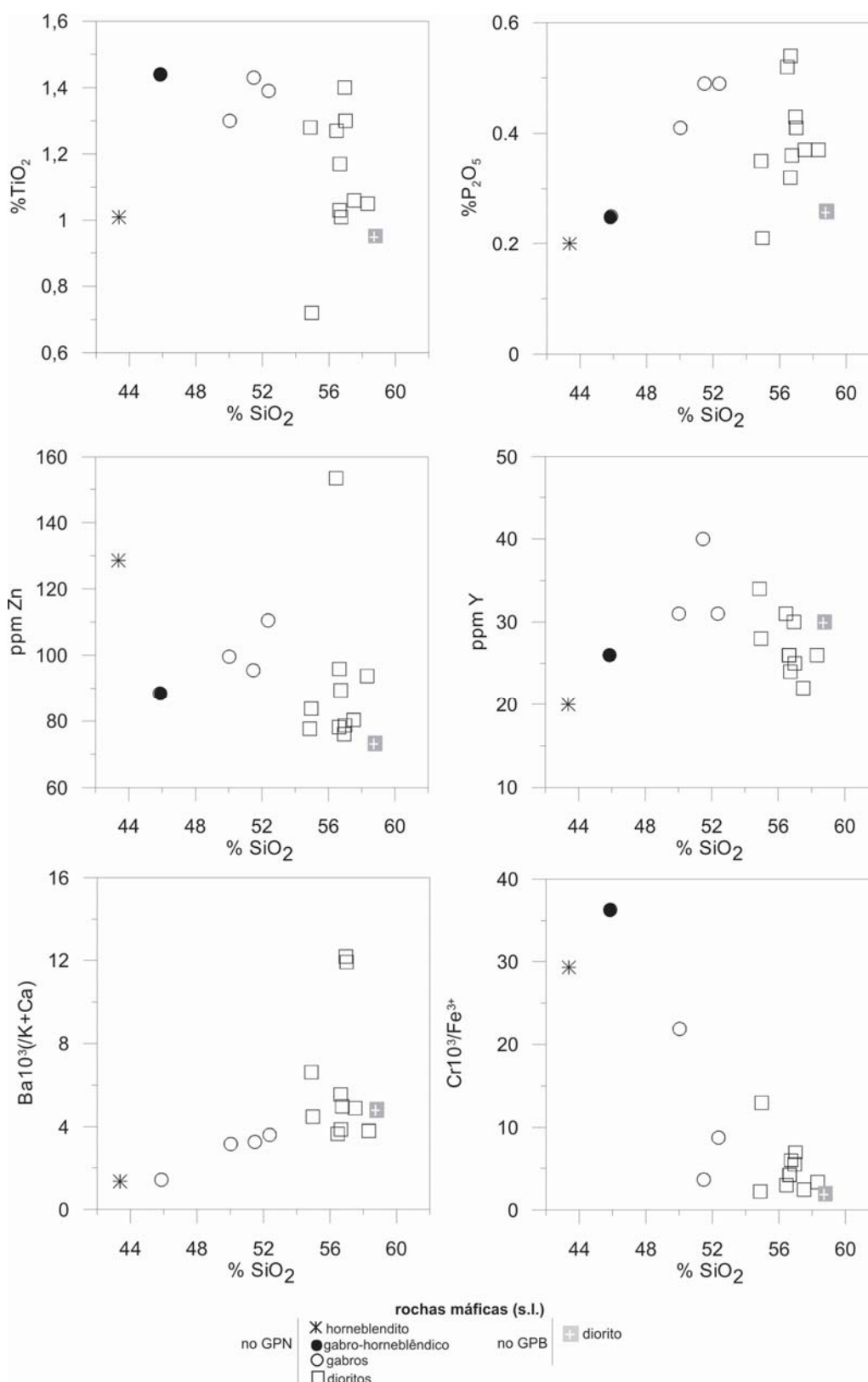


Fig. 5.2.17. Diagramas de variação seleccionados versus SiO_2 das rochas máficas (s.l.) do Maciço do Carrascal.

clara (Fig. 5.2.17). A relação da amostra de composição ultramáfica (horneblendito) com as restantes é sugestiva de corresponder a um acumulado da câmara magmática.

O diorito que aflora no GCB projecta-se sempre integrado no espectro dos restantes dioritos, sugestivo de uma relação genética entre ambos.

5.2.4. Terras raras (REE)

Os perfis de REE normalizados relativamente aos condritos, dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal encontram-se projectados na Fig. 5.2.18 (a-j). Nos granitóides os perfis de REE mostram alguma variação ($\Sigma\text{REE}=361\text{-}831$ ppm) fraccionação variável $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2,4\text{-}12,2$ e anomalias de Eu de 0,2-0,8. Os perfis dos granitóides do bordo e do núcleo são semelhantes mas o bordo mostra um ligeiro enriquecimento em HREE e os perfis interceptam-se nas LREE indicando que estes dois granitóides não estão relacionados por cristalização fraccionada. (Fig. 5.2.20-c e Tabela 5.2.4).

Tabela 5.2.4. Parâmetros caracterizadores dos perfis das REE obtidos para os granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal (valores médios).

	ΣREE (ppm)	variação	$(\text{La}/\text{Yb})_N$	variação	$(\text{La}/\text{Sm})_N$	variação	Eu/Eu^*	variação	$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$	variação
GCB	553	(368-772)	5,5	(2,4-12,2)	3,0	(2,4-3,1)	0,4	(0,2-0,8)	1,3	(0,9-2,0)
GCN	524	(361-831)	6,3	(2,9-10,3)	3,5	(2,1-4,1)	0,4	(0,2-0,8)	1,2	(1,0-1,9)
horneblendito	252		3,4		1,9		0,7		1,3	
gabro hornebléndico	343		2,4		1,4		0,9		1,4	
gabros	588	(527-707)	3,7	(3,6-4,0)	1,7	(1,7-1,8)	0,7	(0,7-0,8)	1,5	(1,5-1,6)
dioritos	523	(419-628)	4,5	(3,6-5,1)	1,8	(1,5-2,3)	0,8	(0,7-0,9)	1,6	(1,4-2,0)
diorito GCB	474		5,0		2,5		0,9		1,5	

$$\text{Eu}^* = \sqrt{(\text{Sm}_N * \text{Gd}_N)}$$

Nas rochas máficas (s.l.) o conteúdo em REE é também muito variável ($\Sigma\text{REE}=361\text{-}831$ pmm) e geralmente com menores razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ e anomalias de Eu do que os granitóides (Fig. 5.2.18 e Tabela 5.2.4). Os perfis dos gabros e dioritos são idênticos, apresentando o primeiro, um enriquecimento em HREE (Fig. 5.2.18-d, e Tabela 5.2.4), mas interceptam-se nas LREE e o do diorito é mais pobre em HREE (Fig. 5.2.18f). O perfil do diorito que aflora no GCB é muito semelhante ao da média dos dioritos que ocorrem núcleo do Maciço (Fig. 5.2.18g) e são sub-paralelos confirmando que possam estar relacionados. O gabro hornebléndico apresenta menor conteúdo em REE relativamente aos gabros e dioritos e não tem anomalia negativa de Eu (Fig. 5.2.18 d,f). O horneblendito é o mais pobre em todas as REE.

Os perfis de terras raras do gabro e diorito interceptam os dos granitóides (Fig. 5.2.18 i) nas LREE e o do diorito também os intercepta nas HREE mostrando que não estão relacionados.

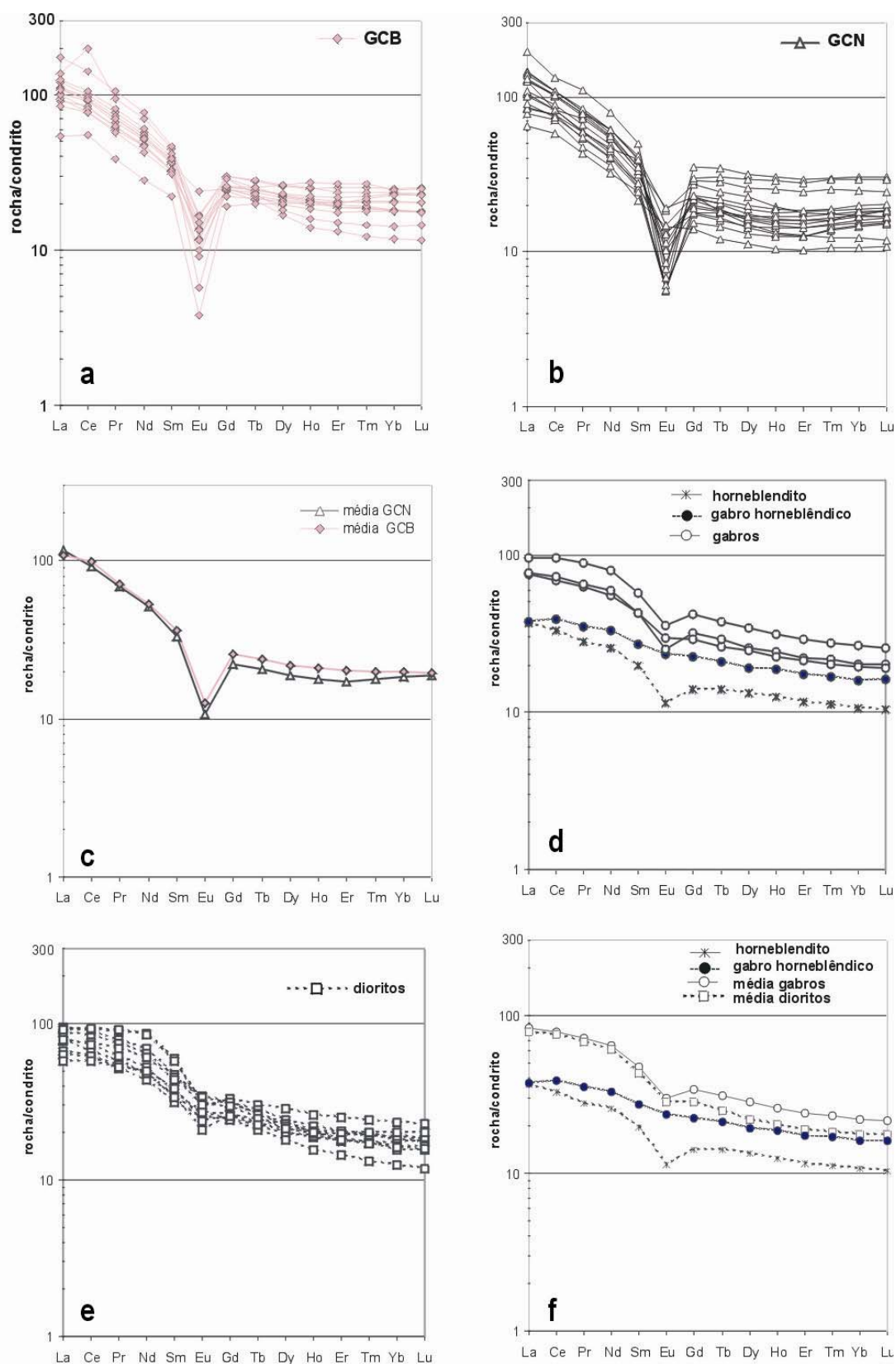


Fig. 5.2.18. Perfis de REE normalizados relativamente aos condritos dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal. Factores de normalização de McDonough & Sun (1995). a) GCB-granitóides do bordo; b) GCN-granitóides do núcleo; c) média do GCB e GCN; d) gabros, gabro hornbléndico e hornblendito; e) dioritos; f) média dos dioritos e dos gabros + gabro hornbléndico e hornblendito.

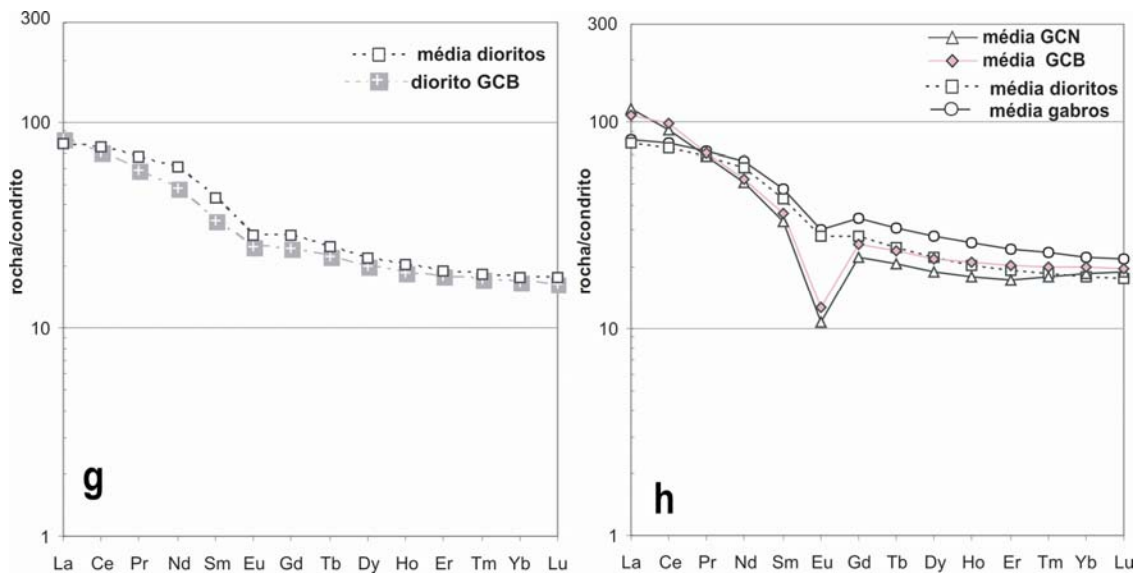


Fig. 5.2.18 (cont.) Perfis de REE normalizados relativamente aos condritos dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal. Factores de normalização de McDonough & Sun (1995). g) diorito do bordo e média dos dioritos; h) média GCB, GCN e rochas máficas inclusas no GCN;

5.2.5. Perfis multielementares

As composições dos granitóides do Maciço do Carrascal normalizadas para o granito hipotético da crista oceânica (ORG) (Pearce et. al., 1984) encontram-se projectadas na Fig. 5.2.19.

Os perfis dos granitóides mostram anomalias positivas de Rb, Th e Ta e pronunciadas anomalias negativas de Ba, Nb e Zr características típicas dos granitos de origem predominantemente intra-placa que podem ter derivado de um manto enriquecido em elementos incompatíveis (Pearce et. al, 1984). Contudo, acontece que tal como verificado para os perfis do Maciço de Portalegre que são muito idênticos, apresentam uma discrepância acentuada entre o Ta e o Nb, com forte anomalia negativa deste último, que não se verifica no caso dos granitos observados por Pearce et. al., 1984. Apenas no caso dos granitos sin-colisionais/pós-colisionais ocorre uma pequena anomalia negativa do Nb relativamente ao Ta. Este facto poderá ser significativo em termos de reciclagem crustal de material anteriormente derivado de ambiente intra-placa. Os perfis das médias dos granitóides do bordo (GPB) e do núcleo (GPN) são praticamente coincidentes entre si, (Fig. 5.2.19 c), sugerindo que possam ter derivado de protólitos idênticos.

As rochas máficas quando projectadas nos diagramas Th/Ta vs Zr de Floyd et. al., (2000) (Fig. 5.2.20) situam-se em campos distintos sugerindo o envolvimento de diferentes fontes, ou fontes heterogêneas. No caso dos gabros, gabro hornoblândico, e hornoblândito as fontes são mais próximas do manto, enquanto que as elevadas razões Th/Ta da maioria dos dioritos requerem um forte contributo crustal.

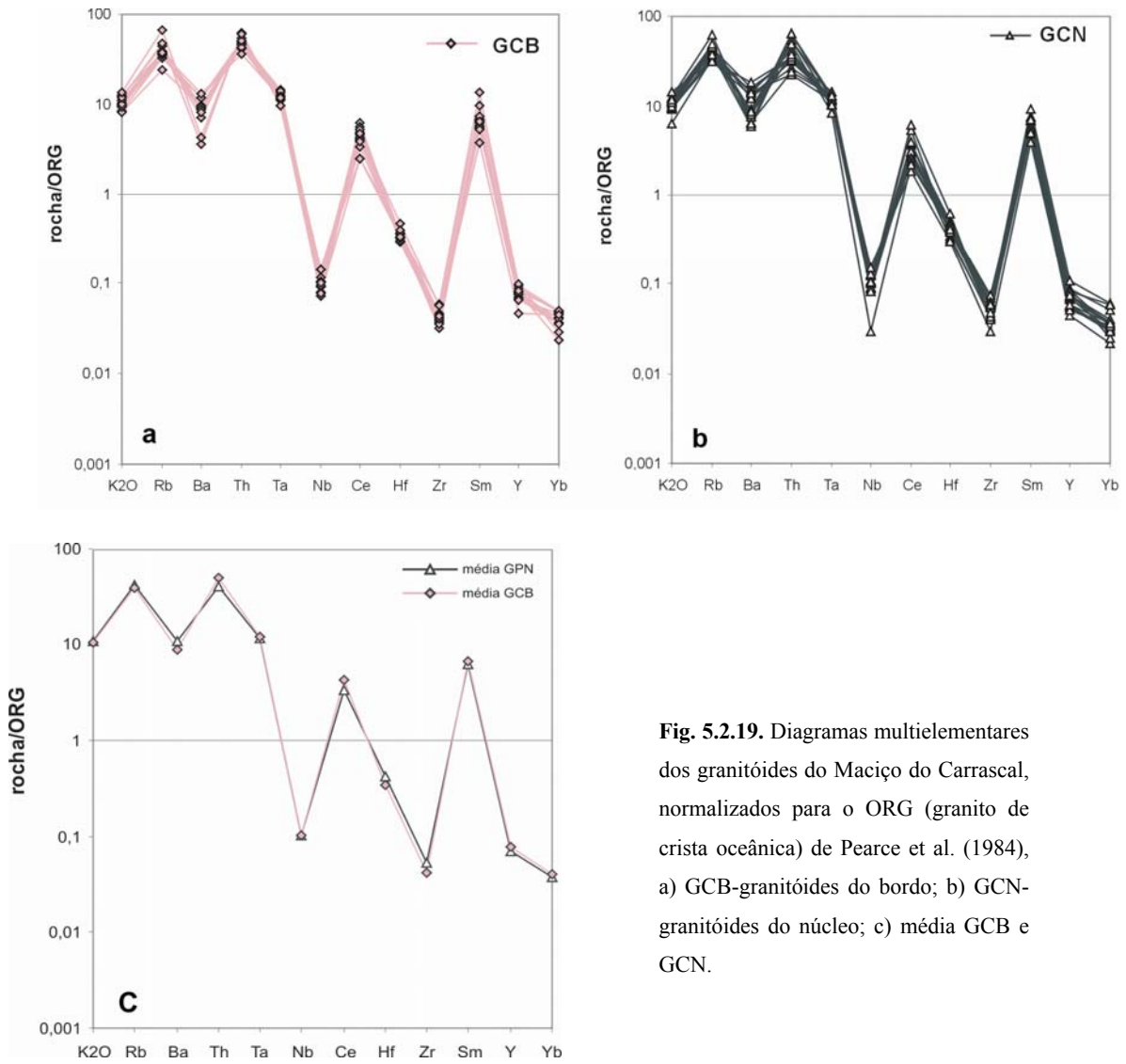


Fig. 5.2.19. Diagramas multielementares dos granitóides do Maciço do Carrascal, normalizados para o ORG (granito de crista oceânica) de Pearce et al. (1984), a) GCB-granitóides do bordo; b) GCN-granitóides do núcleo; c) média GCB e GCN.

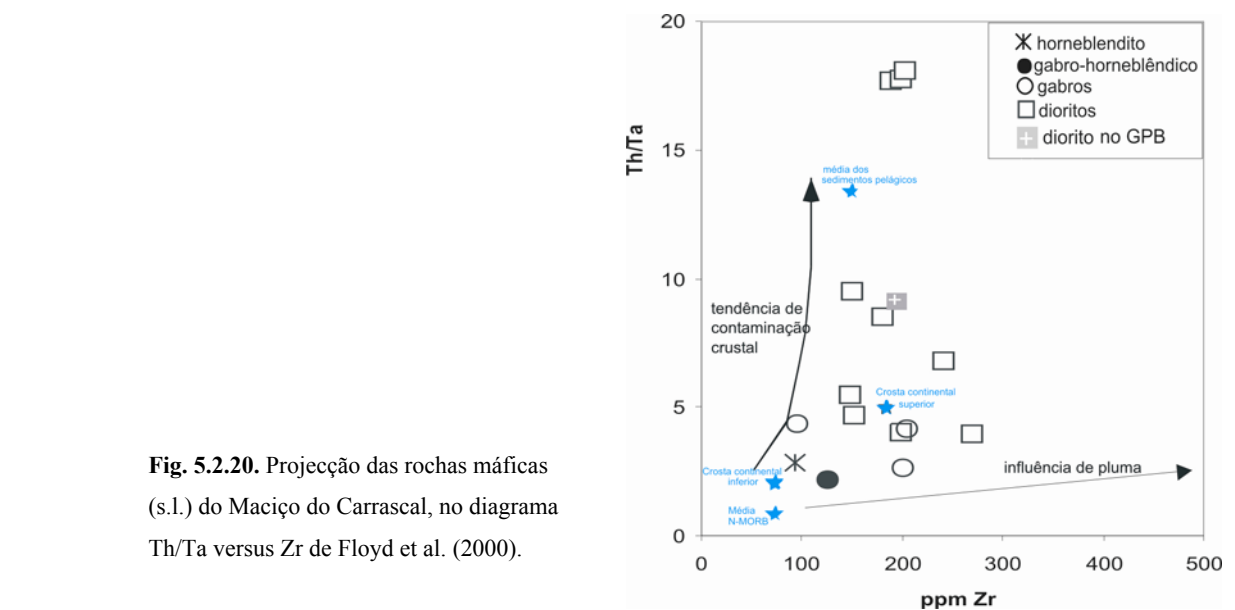


Fig. 5.2.20. Projecção das rochas máficas (s.l.) do Maciço do Carrascal, no diagrama Th/Ta versus Zr de Floyd et al. (2000).

5.3. Mineralogia química

Este capítulo tem como principal objectivo caracterizar os minerais dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal. Assim, foram seleccionadas dentro de cada grupo de granitóides e rochas máficas, amostras representativas dos diversos estádios de evolução. Nos granitóides foram analisados, feldspatos, biotite, esfena, óxidos e apatite. Nas rochas máficas, além desses minerais, foram analisadas também piroxenas e anfíbolas.

5.3.1. Feldspatos

As composições químicas representativas dos feldspatos dos granitóides e das rochas máficas do Maciço do Carrascal encontram-se projectadas na Fig. 5.3.1 e são dadas nas Tabelas 5.3.1a (plagioclase) e 5.3.1b (feldspato potássico) e 5.3.1c (resumo).

Tabela 5.3.1c. Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides do Maciço do Carrascal

	GCB gr.bordo	GCN gr.núcleo	RMC- rochas máficas		
			gabro hornebl.	gabros	dioritos
fenocristais plagioclase					An ₂₀ -An ₆₂
matriz	An ₁ -An ₃₁	An ₀ -An ₂₂	An ₂₆ -An ₆₂	An ₇ -An ₆₄	An ₂ -An ₅₉
fenocristais feldspato-K	Or ₄₈ -Or ₁₀₀				
matriz	Or ₉₄ -Or ₁₀₀	Or ₄₂ -Or ₉₉	—	—	Or ₈₃ -Or ₉₇
% BaO fenocristais	0,24				
% BaO matriz	0,14	0,17	—	—	0,30

Granitóides do bordo e núcleo (GCB e GCN)

A plagioclase dos granitóides do bordo (GCB) e núcleo (GCN) do Maciço do Carrascal mostra alguma variação nos conteúdos de anortite entre o núcleo e os bordos dos cristais (GCB: 1-31%An; GCN: 0-22%An) (Tabela 5.3.1c e Fig. 5.3.1). Os teores mais elevados de anortite e a maior variação composicional foram encontrados na plagioclase do GCB, na amostra granodiorítica (3-31%An).

Em todos os cristais analisados, o zonamento é geralmente oscilatório ou inverso. Este comportamento pode ser reflexo de desequilíbrios durante a fusão na génese dos granitos (e.g., Castro, 2001 in Gomes & Neiva, 2005) e/ou atribuído a variações locais na composição química do magma, durante a cristalização causados por difusão cinética no sistema cristal-líquido (Vance, 1962; Ortoleva, 1994 in Roberts et. al., 2000). O feldspato potássico (ortoclase e microclina) por vezes peritítico apresenta também variação apreciável no GCN (42-99%Or) e nos fenocristais do GCB (48-100%Or). O facto de no GCB os fenocristais de feldspato potássico apresentarem teores de ortoclase inferiores aos da matriz e com maior % BaO, sugere que sejam magmáticos (e.g. Long & Luth, 1986 in Gomes & Neiva, 2005) (Tabela 5.4.3.1c).

Os conteúdos médios de P₂O₅ das plagioclases e feldspatos potássicos são sempre muito baixos (P₂O₅<0,04%).

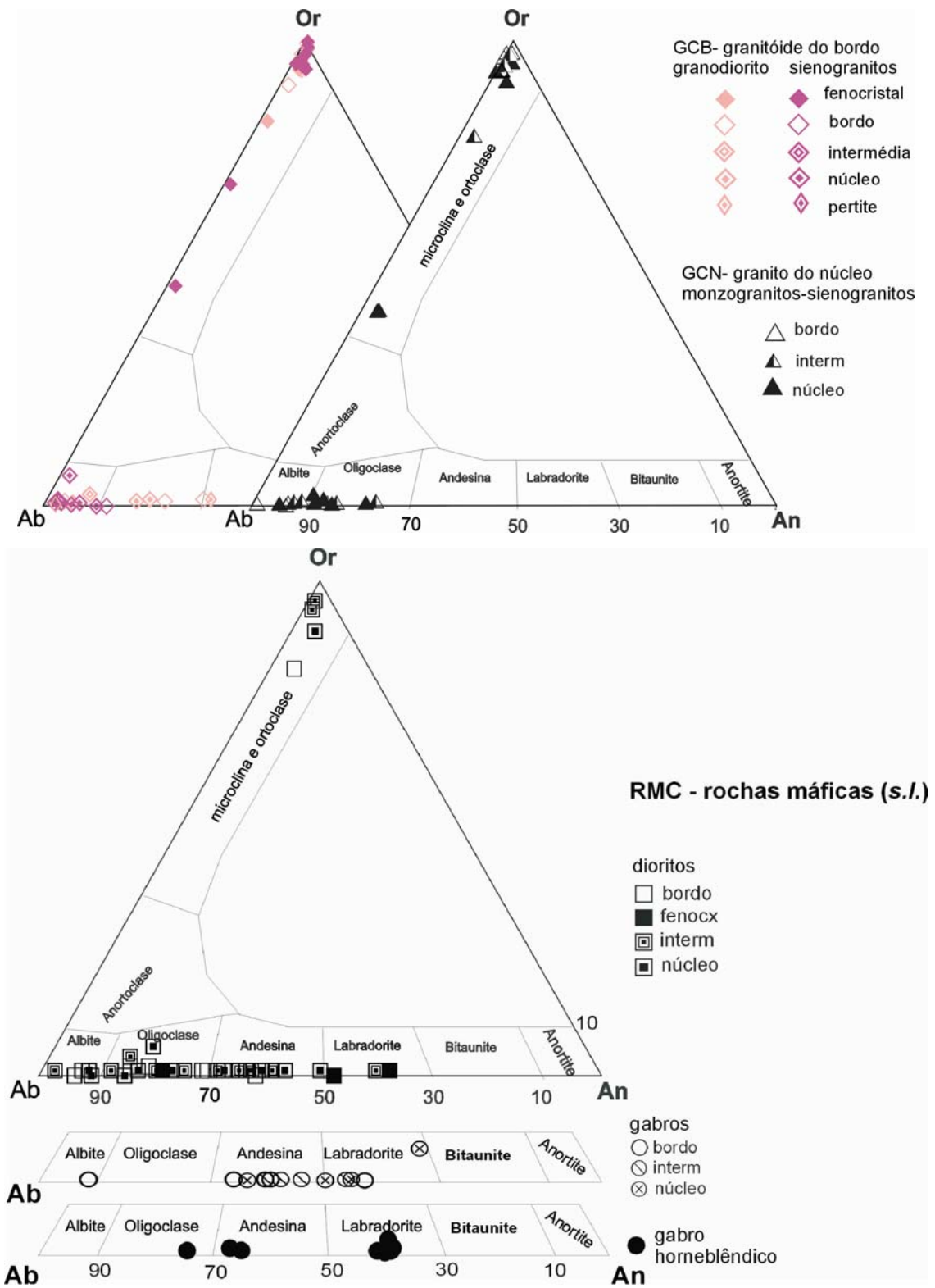


Fig. 5.3.1. Diagrama de composição dos feldspatos em termos de % de anortite (An) -albite (Ab) -ortoclase (Or), dos granitoides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

Tabela 5.3.1a. Análises químicas e respectivas fórmulas estruturais, representativas da plagioclase do granitoide do bordo do Maciço do Carrascal.

amostra	Plagioclase GCB-granito do bordo																			
	Carr 3 - granodiorito					Carr 35 - sienogranito					Carr 24 - sienogranito									
	cristal 1		cristal 2		cristal 3		cristal 1		cristal 2		cristal 3		núcleo		intermédia		bordo		perif. n=4	
SiO ₂	65,65	63,84	68,54	67,02	68,78	64,38	61,75	61,12	62,84	68,55	69,10	68,68	69,39	67,50	66,37	68,24	69,52	69,91	69,79	69,38
TiO ₂	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	21,80	22,89	20,14	21,35	20,19	22,44	24,22	24,53	23,78	20,13	19,88	20,15	19,64	20,97	21,51	19,36	19,49	20,19	20,07	19,24
FeO	0,00	0,00	0,09	0,06	0,00	0,20	0,13	0,04	0,21	0,04	0,10	0,00	0,12	0,10	0,06	0,07	0,02	0,17	0,10	0,00
MnO	0,07	0,04	0,00	0,11	0,09	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,07	0,12	0,07	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,08	0,19	0,12	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	3,24	4,49	0,93	1,28	0,56	3,89	5,91	6,32	5,32	0,91	0,50	1,11	0,22	1,77	2,27	0,35	0,22	0,26	0,27	0,25
Na ₂ O	9,03	8,58	10,25	9,76	10,27	8,88	7,77	7,71	7,71	10,27	10,33	9,89	10,54	9,65	9,68	10,70	10,05	10,56	10,67	11,00
K ₂ O	0,15	0,10	0,07	0,42	0,12	0,23	0,23	0,26	0,12	0,05	0,09	0,06	0,06	0,00	0,02	0,15	1,07	0,17	0,26	0,05
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	100,07	100,17	100,07	100,01	100,02	100,09	100,07	100,00	100,02	100,00	100,10	100,23	100,13	100,01	100,01	99,03	100,39	101,30	101,23	100,00
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios																				
Si	11,521	11,249	11,934	11,716	11,964	11,337	10,947	10,861	11,095	11,936	12,009	11,941	12,052	11,774	11,618	12,012	12,076	12,004	12,004	12,078
Al	4,508	4,754	4,133	4,399	4,139	4,657	5,060	5,138	4,948	4,130	4,073	4,128	4,020	4,310	4,437	4,017	3,990	4,086	4,069	3,948
P	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,011	0,008	0,000	0,026	0,017	0,005	0,028	0,005	0,014	0,000	0,015	0,013	0,008	0,009	0,003	0,022	0,013	0,000
Ti	0,009	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,006	0,000	0,012	0,004	0,000	0,000	0,005	0,002
Mn	0,010	0,007	0,000	0,017	0,013	0,000	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,015	0,002	0,000	0,000	0,007	0,000	0,006	0,000	0,008
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,610	0,848	0,173	0,240	0,104	0,734	1,122	1,204	1,007	0,170	0,093	0,207	0,041	0,330	0,426	0,066	0,041	0,048	0,050	0,047
Na	3,074	2,931	3,461	3,308	3,463	3,033	2,669	2,656	2,639	3,466	3,480	3,335	3,548	3,264	3,284	3,651	3,385	3,516	3,558	3,714
K	0,033	0,022	0,015	0,095	0,027	0,051	0,053	0,058	0,027	0,010	0,021	0,013	0,013	0,000	0,005	0,034	0,237	0,037	0,057	0,012
Ba	0,005	0,008	0,005	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,013	0,008	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000
Z	16,0	16,0	16,1	16,1	16,1	16,0	16,0	16,0	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,1	16,0	16,1	16,1	16,1	16,0
X	3,7	3,8	3,7	3,7	3,6	3,8	3,9	3,9	3,7	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,7	3,8	3,7	3,6	3,7	3,8
An (mol.%)	16,6	22,4	4,7	7,0	3,2	19,2	29,2	30,8	27,5	4,7	2,6	6,2	1,2	9,3	11,5	2,1	1,1	1,5	1,4	1,5
Ab (mol.%)	82,4	76,8	94,7	90,4	96,0	79,4	69,3	67,7	71,7	95,1	96,7	93,1	98,2	90,7	88,4	96,9	92,4	97,5	97,0	98,2
Or (mol.%)	1,0	0,8	0,5	2,6	0,8	1,3	1,5	1,5	0,7	0,3	0,7	0,7	0,6	0,0	0,1	1,0	6,5	1,0	1,6	0,3

Tabela 5.3.1a (cont). Análises químicas e respectivas fórmulas estruturais, representativas da plagioclase do núcleo do Mação do Carrascal.

amostra	Carr 27 - monzogranito				Carr 11 - monzogranito				Carr 32 - sienogranito				Carr 20 - sienogranito					
	cristal 1		cristal 2		cristal 1		cristal 3		cristal 1		média		n=5		n=6		média	
	núcleo	intermédia	bordo	incluso em bitite	núcleo	intermédia	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	intermédia	núcleo	intermédia	núcleo	intermédia	núcleo	bordo
SiO ₂	64,24	61,79	63,94	62,67	64,82	63,78	62,67	66,74	66,30	66,21	66,00	66,52	67,90	66,57	66,52	67,90	68,11	69,36
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,00	0,09	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	22,00	23,23	21,94	23,27	21,81	22,39	23,27	20,35	21,08	21,10	21,15	21,35	20,17	21,04	21,00	20,17	20,35	19,54
FeO	0,00	0,07	0,03	0,22	0,16	0,06	0,22	0,05	0,03	0,03	0,03	0,08	0,00	0,10	0,08	0,00	0,04	0,05
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,03	0,07	0,03	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,05	0,12	0,00
BaO	0,00	0,13	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,11	0,00	0,13	0,11	0,00	0,00	0,05
CaO	3,15	4,69	2,94	4,47	2,09	3,47	4,47	0,95	1,34	1,56	1,94	2,46	1,36	2,25	2,46	1,36	1,04	0,07
Na ₂ O	9,97	9,04	10,18	9,11	10,24	9,77	9,11	11,32	11,03	10,97	10,75	9,33	10,36	9,93	9,33	10,36	10,29	10,92
K ₂ O	0,06	0,18	0,09	0,11	0,43	0,15	0,11	0,07	0,09	0,07	0,11	0,19	0,05	0,08	0,19	0,05	0,03	0,06
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	99,46	99,12	99,17	99,88	99,62	99,65	99,88	99,50	99,97	99,97	100,00	100,11	100,00	100,13	100,11	100,00	100,03	100,05
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios																		
Si	11,386	11,065	11,376	11,111	11,463	11,306	11,111	11,762	11,641	11,632	11,602	11,646	11,859	11,665	11,646	11,859	11,871	12,061
Al	4,603	4,904	4,601	4,863	4,545	4,677	4,863	4,226	4,362	4,368	4,382	4,406	4,152	4,337	4,406	4,152	4,180	4,003
P	0,002	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,010	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,010	0,005	0,033	0,024	0,009	0,033	0,008	0,004	0,005	0,004	0,010	0,000	0,002	0,013	0,010	0,006	0,007
Ti	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,003	0,007	0,000	0,001	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,004	0,002	0,004	0,010	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,012	0,000	0,000	0,012	0,031	0,000
Ca	0,598	0,899	0,561	0,849	0,397	0,659	0,849	0,179	0,253	0,293	0,365	0,461	0,255	0,422	0,461	0,255	0,194	0,013
Na	3,427	3,140	3,510	3,133	3,510	3,358	3,133	3,867	3,755	3,738	3,663	3,167	3,507	3,372	3,167	3,507	3,477	3,681
K	0,013	0,041	0,021	0,026	0,097	0,035	0,026	0,016	0,019	0,017	0,024	0,043	0,012	0,019	0,043	0,012	0,008	0,013
Ba	0,000	0,009	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,007	0,000	0,009	0,007	0,000	0,000	0,004
Z	15,99	15,98	15,99	16,01	16,04	15,99	16,01	16,00	16,02	16,01	15,99	16,02	16,02	16,02	16,02	16,02	16,06	16,07
X	4,04	4,09	4,09	4,01	4,01	4,05	4,01	4,06	4,03	4,05	4,05	3,79	3,79	3,83	3,69	3,79	3,71	3,71
An (mol.%)	14,8	22,0	13,7	21,2	10,1	16,3	21,2	4,5	6,3	7,2	9,0	11,1	7,1	11,1	12,8	7,1	6,1	0,3
Ab (mol.%)	84,9	76,8	85,8	78,2	87,5	82,8	78,2	95,2	93,2	92,3	90,4	88,2	92,5	88,2	85,9	92,5	93,7	99,2
Or (mol.%)	0,3	1,2	0,5	0,6	2,4	0,9	0,6	0,4	0,5	0,4	0,6	1,2	0,3	0,7	1,4	0,3	0,2	0,5

Tabela 5.3.1a (cont). Análises químicas e respectivas fórmulas estruturais, representativas da plagioclase das rochas máficas do Maciço do Carrascal.

plagioclase RMC - gabro horneblêndico								
amostra	carr 44a							
	inclusa feldspato			inclusa feldspato		matriz		
	núcleo	intermédia	periferia	núcleo	periferia			
SiO ₂	52,95	52,50	52,98	52,73	52,73	60,07	62,52	61,35
TiO ₂	0,08	0,06	0,07	0,02	0,16	0,04	0,05	0,02
Al ₂ O ₃	29,25	28,97	28,14	28,90	29,08	24,39	23,54	23,39
FeO	0,078	0,114	0,151	0	0,069	0,098	0,112	0,549
MnO	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	12,76	12,54	12,56	12,93	12,63	7,43	5,22	5,95
Na ₂ O	4,49	4,59	4,71	4,37	4,47	7,45	8,29	7,56
K ₂ O	0,03	0,01	0,07	0,06	0,05	0,04	0,07	0,08
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99,73	98,85	98,68	99,02	99,19	99,53	99,81	99,57
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios								
Si	9,630	9,633	9,739	9,657	9,637	10,759	11,080	10,939
Al	0,011	0,008	0,010	0,002	0,021	0,005	0,007	0,002
P	6,270	6,264	6,097	6,239	6,265	5,149	4,918	4,915
Fe ³⁺	0,012	0,017	0,023	0,000	0,011	0,015	0,017	0,082
Ti	0,014	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017
Mn	0,000	0,005	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,151
Mg	2,487	2,464	2,473	2,538	2,474	1,426	0,990	1,137
Ca	1,584	1,634	1,677	1,553	1,584	2,588	2,850	2,614
Na	0,008	0,002	0,016	0,015	0,011	0,008	0,017	0,019
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9	16,0	15,9
X	4,1	4,1	4,2	4,1	4,1	4,0	3,9	3,9
An (mol. %)	61,1	60,2	59,4	61,8	60,8	35,5	25,7	33,1
Ab (mol. %)	38,7	39,7	40,2	37,8	38,9	64,3	73,9	66,4
Or (mol. %)	0,2	0,0	0,4	0,4	0,3	0,2	0,4	0,5

Tabela 5.3.1a (cont). Análises químicas e respectivas fórmulas estruturais, representativas da plagioclase das rochas máficas do Maciço do Carrascal.

amostra	Plagioclase RMC-dioritos															
	Carr 12B			Carr 14			Carr 2			Carr 5			Carr 4			
	núcleo	bordo		núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo	
SiO ₂	57,51	58,29		60,22	60,24	58,52	64,41	53,54		66,64	64,36	66,83	67,59	66,12	63,56	
TiO ₂	0,00	0,01		0,00	0,01	0,00	0,00	0,10		0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	
Al ₂ O ₃	26,51	25,89		25,20	25,04	25,95	22,70	29,69		19,75	21,05	19,92	20,48	21,77	23,16	
FeO	0,08	0,16		0,05	0,09	0,26	0,01	0,06		0,03	0,51	0,14	0,01	0,00	0,11	
MnO	0,09	0,01		0,00	0,01	0,02	0,00	0,00		0,00	0,07	0,01	0,07	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,04		0,00	0,00	0,05	0,00	0,09		0,00	0,05	0,03	0,05	0,00	0,00	
BaO	0,00	0,03		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	
CaO	9,01	7,96		6,76	6,57	7,82	3,45	8,21		1,91	3,06	3,53	1,39	2,86	4,90	
Na ₂ O	6,59	6,86		7,88	8,02	7,19	8,91	4,35		10,83	9,78	8,94	10,30	9,19	8,10	
K ₂ O	0,15	0,15		0,11	0,17	0,09	1,08	0,10		0,08	0,68	0,33	0,11	0,06	0,14	
P ₂ O ₅	0,00	0,00		0,03	0,00	0,04	0,00	0,00		0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	99,94	99,40		100,27	100,15	99,93	100,55	100,58		99,26	99,59	99,76	100,00	100,03	100,05	
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios																
Si	10,327	10,484		10,388	10,700	10,472	11,326	9,638		11,790	11,447	11,763	11,814	11,578	11,210	
Al	5,611	5,488		5,277	5,253	5,472	4,704	6,299		4,118	4,412	4,132	4,220	4,493	4,813	
P	0,012	0,024		0,005	0,000	0,006	0,000	0,000		0,004	0,076	0,021	0,000	0,000	0,000	
Fe ³⁺	1,734	1,534		0,009	0,013	0,038	0,001	0,009		0,362	0,583	0,666	0,002	0,000	0,014	
Ti	2,294	2,392		0,002	0,000	0,001	0,000	0,014		3,715	3,372	3,051	0,000	0,000	0,005	
Mn	0,034	0,034		0,000	0,002	0,002	0,000	0,000		0,018	0,154	0,074	0,011	0,000	0,000	
Mg	0,000	0,011		0,000	0,002	0,015	0,000	0,024		0,000	0,013	0,008	0,012	0,000	0,000	
Ca	0,014	0,002		1,287	1,253	1,499	0,649	2,440		0,000	0,011	0,001	0,259	0,537	0,927	
Na	0,000	0,001		2,476	2,716	2,495	3,038	1,518		0,000	0,001	0,004	3,489	3,119	2,770	
K	0,000	0,000		0,022	0,025	0,038	0,242	0,023		0,003	0,000	0,000	0,024	0,013	0,032	
Ba	0,000	0,002		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	
Z	15,9	16,0		16,0	16,0	16,0	16,0	16,0		15,9	15,9	15,9	16,0	16,1	16,0	
X	4,1	4,0		4,0	4,1	4,0	3,9	4,0		4,1	4,2	3,8	3,8	3,7	3,7	
An (mol. %)	42,7	38,8		32,0	30,9	37,6	16,5	61,5		8,8	14,2	17,6	14,6	24,8	7,4	
Ab (mol.%)	56,5	60,4		67,4	68,1	61,9	77,3	37,9		90,7	82,0	80,5	85,0	74,2	91,9	
Or (mol.%)	0,8	0,9		0,6	0,9	0,5	6,2	0,6		0,4	3,8	2,0	0,4	0,9	0,6	

Tabela 5.3.1a (cont). Análises químicas e respectivas fórmulas estruturais, representativas da plagioclase das rochas máficas do Maciço do Carrascal.

amostra	Plagioclase RMC-dioritos														
	Carr 13			Carr 7			Carr 16			Carr 10					
	núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo	intermédia	
SiO ₂	55,79	58,92	60,78	63,28	62,54	59,61	66,02	57,67	58,61	61,17	62,97	68,17	65,78	63,67	61,08
TiO ₂	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	27,95	25,82	24,84	23,72	29,31	26,29	20,74	26,71	25,74	23,91	22,57	21,07	21,25	21,85	25,39
FeO	0,14	0,09	0,11	0,11	0,17	0,15	0,14	0,06	0,06	0,10	0,04	0,19	0,06	0,10	0,10
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
BaO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	10,18	7,91	5,87	4,40	11,95	7,67	1,76	8,23	7,34	5,08	3,59	1,25	1,73	3,03	6,53
Na ₂ O	5,76	7,22	7,79	8,97	4,51	7,43	10,72	7,04	7,57	8,63	9,72	10,79	10,60	9,63	7,78
K ₂ O	0,16	0,14	0,08	0,17	0,20	0,10	0,09	0,10	0,09	0,15	0,10	0,06	0,21	0,31	0,12
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,06	100,17	99,51	100,67	98,76	101,26	99,49	99,81	99,47	99,11	99,01	101,53	99,66	98,54	100,99
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios															
Si	10,037	10,519	10,832	11,115	9,637	10,517	11,656	10,348	10,529	10,951	11,241	11,751	11,597	11,393	10,754
Al	5,926	5,433	5,218	4,911	6,337	5,467	4,315	5,648	5,450	5,044	4,749	4,280	4,416	4,609	5,267
P	0,021	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Fe ³⁺	1,962	1,513	0,015	0,014	0,024	0,020	0,333	0,008	0,008	0,016	0,007	0,024	0,009	0,014	0,014
Ti	2,009	2,499	0,000	0,000	0,000	0,000	3,670	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,037	0,032	0,000	0,000	0,011	0,001	0,020	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Mg	0,000	0,000	0,009	0,007	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,016	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000
Ca	0,000	0,000	1,121	0,828	2,347	1,449	0,000	1,582	1,412	0,975	0,687	0,231	0,328	0,581	1,231
Na	0,008	0,005	2,693	3,054	1,604	2,541	0,001	2,448	2,636	2,997	3,364	3,605	3,621	3,308	2,655
K	0,002	0,000	0,019	0,038	0,046	0,022	0,001	0,022	0,021	0,035	0,022	0,013	0,048	0,072	0,026
Ba	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	16,0	16,0	16,1	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,1	16,0	16,0	16,0
X	4,0	4,1	3,8	3,9	4,0	4,0	4,0	4,1	4,1	4,0	4,1	3,8	4,0	4,0	3,9
An (mol.%)	49,0	37,4	29,4	21,3	58,8	36,2	8,3	39,0	34,8	24,6	16,9	6,0	8,2	14,8	31,5
Ab (mol.%)	50,1	61,8	70,1	77,8	40,0	63,2	91,2	60,4	64,7	74,5	82,6	93,6	90,6	83,4	67,9
Or (mol.%)	0,9	0,8	0,5	1,0	1,1	0,6	0,5	0,5	0,6	0,9	0,6	0,3	1,2	1,8	0,7

Tabela 5.3.1b. Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas do feldspato potássico do bordo do Maciço do Carrascal.

feldspato K	feldspato potássico do bordo do Maciço do Carrascal															
	Carr 3-granodiorito				Carr 35-sienogranito				Carr 24-sienogranito							
	matríz		fenocristal		matríz		fenocristal		matríz		fenocristal					
amostra	mínimo	intermédio	máximo	núcleo	intermédia	bordo	n=3	núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo
SiO ₂	64,99	64,80	65,08	65,08	64,38	64,72	64,41	66,98	64,73	64,53	64,44	65,42	64,92	64,85	64,17	64,17
TiO ₂	0,01	0,18	0,03	0,00	0,42	0,07	0,06	0,20	0,12	0,15	0,00	0,01	0,10	0,04	0,22	0,22
Al ₂ O ₃	18,11	18,10	18,32	18,55	18,62	18,15	18,47	18,99	18,37	18,18	17,95	18,01	18,32	18,19	18,24	18,09
FeO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,14	0,02	0,04	0,07	0,15	0,00
MnO	0,11	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,15
MgO	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,13	0,03	0,06	0,06	0,00	0,03	0,02	0,16	0,00	0,06	0,00
BaO	0,21	0,15	0,17	0,10	1,25	0,10	0,28	0,39	0,23	0,47	0,00	0,08	0,02	0,03	0,39	0,36
CaO	0,05	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	0,35
Na ₂ O	0,95	0,40	0,00	1,85	0,04	0,52	0,46	0,38	0,03	0,55	0,25	0,09	0,40	0,39	0,42	0,42
K ₂ O	15,79	16,47	16,50	14,44	16,48	16,40	16,25	16,70	16,68	16,57	16,70	16,41	16,49	16,47	16,61	16,61
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,06	0,02	0,00	0,11	0,00	0,08	0,06	0,07	0,03	0,08	0,15	0,21	0,21
Total	100,21	100,15	100,18	100,15	101,28	100,10	100,39	103,73	100,32	100,54	99,58	100,11	100,55	100,56	100,57	100,57
Fórmula estrutural classe em 32.Oxigénios																
Si	12,006	11,994	12,017	11,953	11,878	11,983	11,909	11,966	11,962	11,946	11,998	12,072	11,955	11,942	11,888	11,888
Al	3,942	3,949	3,987	4,016	4,049	3,961	4,024	3,998	4,002	3,967	3,939	3,917	3,976	3,972	3,960	3,960
P	0,000	0,000	0,002	0,009	0,003	0,000	0,017	0,000	0,013	0,010	0,011	0,005	0,012	0,004	0,032	0,032
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,020	0,003	0,006	0,004	0,000	0,000
Ti	0,002	0,025	0,005	0,000	0,058	0,010	0,008	0,027	0,016	0,020	0,000	0,001	0,014	0,006	0,030	0,030
Mn	0,016	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,016	0,005	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,024	0,024
Mg	0,000	0,013	0,000	0,013	0,000	0,036	0,010	0,016	0,018	0,000	0,008	0,006	0,044	0,000	0,018	0,000
Ca	0,009	0,000	0,006	0,007	0,008	0,000	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,070	0,070
Na	0,339	0,142	0,000	0,660	0,015	0,187	0,165	0,132	0,012	0,197	0,090	0,031	0,143	0,141	0,150	0,150
K	3,722	3,889	3,887	3,383	3,879	3,874	3,833	3,806	3,931	3,912	3,967	3,864	3,874	3,882	3,925	3,925
Ba	0,015	0,011	0,012	0,007	0,091	0,007	0,020	0,027	0,017	0,034	0,000	0,005	0,001	0,019	0,026	0,026
Z	15,9	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	15,9	16,0	16,0	16,0	16,0	15,9	15,9
X	4,1	4,1	3,9	4,1	4,0	4,1	4,1	4,0	4,0	4,1	4,1	3,9	4,1	4,1	4,2	4,2
An (mol.%)	0,6	0,3	0,2	0,5	0,3	0,9	1,7	0,5	0,4	0,1	0,2	0,2	1,2	0,4	2,2	2,2
Ab (mol.%)	8,3	3,5	0,0	16,2	0,4	4,6	4,0	3,3	0,3	4,8	2,2	0,8	3,5	1,9	3,5	3,6
Or (mol.%)	91,1	96,2	99,8	83,3	99,4	94,6	94,3	96,2	99,3	95,2	97,6	99,0	95,3	97,6	94,2	94,2

Tabela 5.3.1b (cont). Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas do núcleo do Maciço do Carrascal.

amostra	feldspato K GCN-granito do núcleo													
	Carr 27- monzogranito			Carr 11-monzogranito			Carr 32T-sienogranito			Carr 20-sienogranito				
	n=5	n=4	n=5	núcleo	bordo	n=2	núcleo	intermédia	bordo	núcleo	intermédia	bordo		
SiO ₂	63,63	63,81	64,32	63,98	63,77	66,39	66,30	64,32	63,63	64,89	64,43	65,38	65,30	65,03
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,15	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	18,59	18,33	18,37	18,33	18,34	19,38	19,63	18,60	18,24	18,03	18,26	17,93	18,21	18,28
FeO	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,11	0,00	0,02	0,02	0,02
MnO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,09	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,25	0,35	0,00	0,00	0,08
BaO	0,89	0,09	0,03	0,06	0,28	0,01	0,01	0,12	0,23	0,19	0,00	0,34	0,00	0,06
CaO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,14	0,51	0,51	0,33	0,16	0,13	0,15	0,00	0,00	0,15
Na ₂ O	0,46	0,36	0,77	0,41	0,24	5,85	5,74	2,23	0,28	0,30	0,70	0,15	0,32	0,65
K ₂ O	15,77	16,28	15,62	16,37	16,28	6,62	6,71	12,69	16,20	16,21	16,04	16,35	16,06	15,77
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,00	0,01	0,12	0,06	0,03	0,05	0,13	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00
Total	99,42	98,93	99,12	99,19	99,19	98,87	98,94	98,35	98,89	100,19	100,00	100,34	100,14	100,06
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios														
Si	11,901	11,951	11,977	11,952	11,925	11,958	11,934	11,945	11,930	11,997	11,930	12,064	12,026	12,000
Al	4,098	4,045	4,032	4,036	4,043	4,113	4,164	4,071	4,030	3,928	3,985	3,899	3,952	3,976
P	0,002	0,002	0,000	0,002	0,019	0,009	0,005	0,008	0,020	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000
Fe ³⁺	0,003	0,003	0,000	0,003	0,001	0,003	0,000	0,001	0,004	0,015	0,000	0,003	0,003	0,003
Ti	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,006	0,006	0,021	0,001	0,002
Mn	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,005	0,004	0,000	0,014	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,070	0,098	0,000	0,000	0,021
Ca	0,005	0,001	0,001	0,000	0,029	0,099	0,099	0,066	0,032	0,025	0,030	0,000	0,000	0,030
Na	0,168	0,130	0,277	0,148	0,088	2,044	2,004	0,804	0,100	0,109	0,251	0,055	0,113	0,234
K	3,762	3,890	3,712	3,902	3,884	1,522	1,540	3,007	3,875	3,823	3,790	3,849	3,772	3,712
Ba	0,066	0,007	0,002	0,004	0,021	0,001	0,001	0,008	0,017	0,014	0,000	0,025	0,000	0,005
Z	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,1	16,1	16,0	16,0	15,9	15,9	16,0	16,0	16,0
X	4,0	4,0	4,0	4,1	4,0	3,7	3,6	3,9	4,0	4,0	4,2	3,9	3,9	4,0
An (mol.%)	0,1	0,1	0,0	0,0	0,7	2,7	2,8	1,7	0,8	2,5	3,2	0,0	0,4	1,3
Ab (mol.%)	4,2	3,2	6,9	3,7	2,2	55,8	55,0	20,7	2,5	2,7	6,0	1,4	2,9	5,8
Or (mol.%)	95,7	96,7	93,0	96,3	97,1	41,5	42,3	77,6	96,7	94,8	90,8	98,6	96,7	92,9

Tabela 5.3.1b (cont). Análises químicas (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas do feldspato potássico das rochas máficas do Maciço do Carrascal

feldspato K RMC-dioritos				
amostra	Carr 5			Carr 14
	média n=5	núcleo	bordo	média n=3
SiO ₂	63,69	65,03	65,15	63,83
TiO ₂	0,01	0,04	0,08	0,01
Al ₂ O ₃	18,25	18,04	18,02	18,77
FeO	0,10	0,00	0,06	0,01
MnO	0,02	0,10	0,01	0,04
MgO	0,01	0,00	0,03	0,00
BaO	0,42	0,35	0,32	0,09
CaO	0,00	0,62	0,66	0,21
Na ₂ O	0,36	0,70	1,49	0,50
K ₂ O	16,01	15,18	13,49	15,67
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,00	0,01
Total	98,88	100,10	99,31	99,13
Fórmula estrutural c/base em 32 Oxigénios				
Si	11,949	12,005	12,031	11,899
Al	4,036	3,925	3,922	4,124
P	0,001	0,006	0,000	0,002
Fe ³⁺	0,016	0,000	0,009	0,002
Ti	0,001	0,006	0,011	0,001
Mn	0,003	0,016	0,002	0,006
Mg	0,003	0,000	0,008	0,000
Ca	0,001	0,123	0,131	0,041
Na	0,131	0,251	0,533	0,180
K	3,833	3,575	3,178	3,726
Ba	0,031	0,025	0,023	0,006
Z	16,0	15,9	16,0	16,0
X	4,0	4,0	3,9	4,0
An (mol. %)	0,8	3,7	4,0	1,2
Ab (mol.%)	3,3	6,3	13,8	4,5
Or (mol.%)	95,9	90,0	82,2	94,3

Rochas máficas (RMC)

A plagioclase mostra grande variação composicional entre o núcleo e o bordo dos cristais (Tabela 5.3.1c e Fig. 5.3.1) com zonamentos oscilatórios e inversos na maioria dos dioritos e oscilatórios a normais nos gabros e no gabro-horneblêndico. Neste último, os cristais de plagioclase inclusos nas anfíbolas apresentam sempre maior conteúdo em anortite e menor amplitude de zonamento (59-62%An) do que os cristais da matriz (26-36% An). Nas raras amostras de dioritos, com megacristais de plagioclase, estes apresentam teores mais elevados de An, das que ocorrem na matriz respectiva, indicando que são fenocristais.

A microclina está presente em raros dioritos, ocorrendo intersticialmente, e a sua composição varia de 83-97 % Or (Tabela 5.3.1c e Fig. 5.3.1). A presença de microclina intersticial (de cristalização tardia) e de plagioclase ácida (albite) em composições gabroícas pode ser sugestiva de ter havido pequenas contaminações com o granito encaixante (GCN).

5.3.2. Clinopiroxena

A clinopiroxena foi detectada apenas no gabro hornoblândico e interpretada como uma fase precoce envolvida por anfíbola (Fig. 5.1.4 A e D). A sua composição não apresenta variação apreciável e projecta-se no campo do diópsido e na transição deste com o campo da augite (Fig. 5.3. 2 e Tabela 5.3.2 e Anexo C3).

Tabela 5.3.2. Composição química média e respectiva fórmula estrutural da clinopiroxena do gabro hornoblândico do Maciço do Carrascal.

	augite n=1	diópsido média n=8	dp
SiO ₂	48,89	49,21	0,25
TiO ₂	1,78	1,71	0,16
Al ₂ O ₃	4,39	4,47	0,17
Cr ₂ O ₃	0,61	0,66	0,16
NiO	0,03	0,04	0,03
FeO	7,79	6,52	0,37
MnO	0,19	0,18	0,07
MgO	14,00	14,18	0,42
CaO	20,30	22,12	0,69
Na ₂ O	0,46	0,55	0,10
K ₂ O	0,03	0,02	0,02
Total	98,48	99,66	0,55

Fórmula estrutural com base em 6 oxigénios

Si	1,842	1,82	0,01
Al ^{IV}	0,158	0,18	0,01
Fe ³⁺	0,000	0,00	0,00
Total T	2,00	2,00	0,00

Al ^{VI}	0,037	0,02	0,01
Fe ³⁺	0,036	0,08	0,01
Ti	0,051	0,05	0,00
Cr	0,018	0,02	0,00
Mg	0,787	0,78	0,02
Fe	0,071	0,05	0,02
Mn	0,000	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	0,00

Mg	0,000	0,00	0,00
Fe	0,139	0,07	0,02
Mn	0,006	0,01	0,00
Ca	0,820	0,88	0,03
Na	0,033	0,04	0,01
K	0,001	0,00	0,00
Total M2	1,00	1,00	0,00

ó moleculares

Wo	44	47	1
En	42	42	1
Fs	14	11	0
Q	2	2	0
J	0	0	0

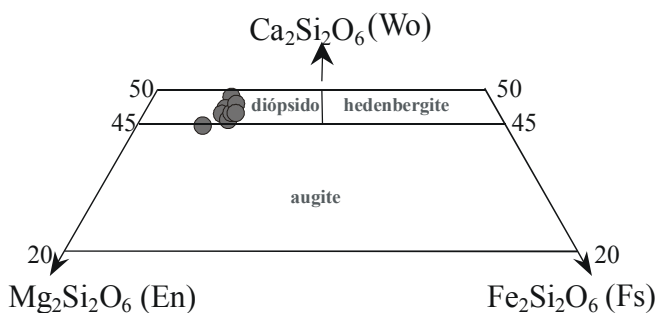


Fig. 5.3.2. Classificação das piroxenas do gabro hornoblândico no diagrama Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988).

5.3.3. Anfíbola

A paragéneses das anfíbolas nas várias rochas máficas do Maciço do Carrascal é muito variada e com anfíbolas cálcicas e Fe-Mg de várias composições e gerações. No hornblendito e gabro hornblendítico as relações texturais são complexas, sugerindo fortes disequilíbrios (Fig. 5.1.3 e 5.1.4 - Cap.5.1). Nos gabros e nos dioritos (Fig. 5.3.3 a 5.3.5) as anfíbolas cálcicas apresentam geralmente exsoluções de anfíbolas Fe-Mg em finas lamelas, ou simples zonamentos com bordos de reacção. As análises químicas revelaram uma enorme variedade composicional, maioritariamente nas anfíbolas cálcicas e são apresentadas na Tabela 5.3.3. O Fe^{2+} foi calculado de acordo com o método de Schumacher (1997) e a classificação considerada foi a de Leake et al. (1997).

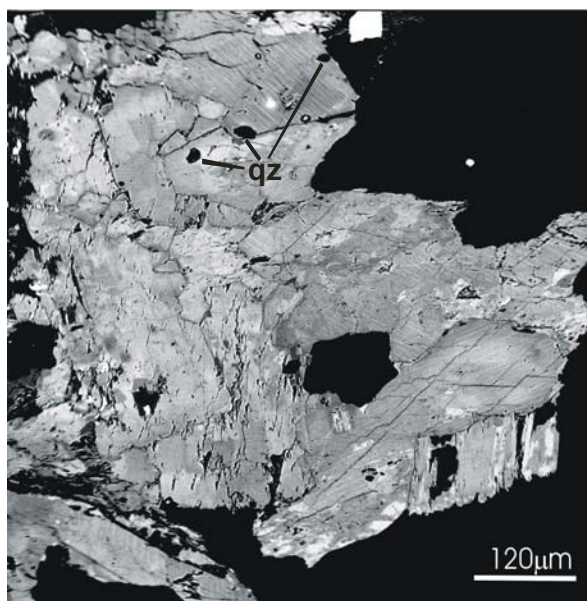


Fig. 5.3.3. Imagem “backscattered” de um agregado de anfíbolas, de um gabro do Maciço do Carrascal. As diferentes tonalidades de cinzento correspondem diferentes composições de anfíbolas cálcicas e as tonalidades mais claras correspondem geralmente a anfíbolas Fe-Mg cummingtonite. Notar pequenas inclusões de quartzo (qz) anédrico no interior da anfíbola.

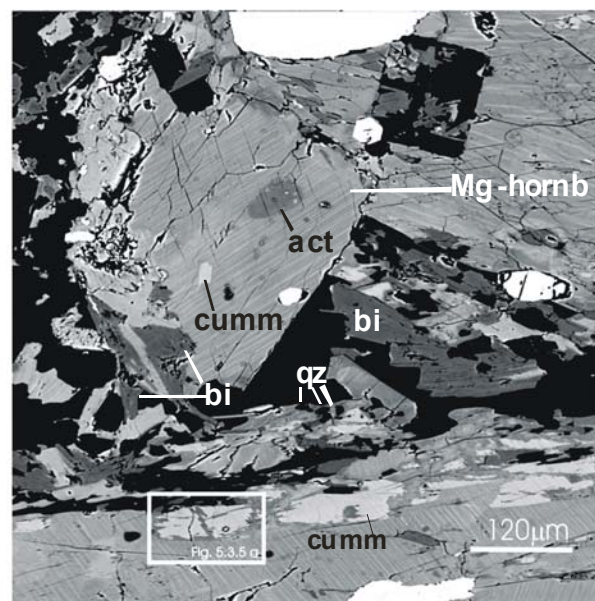


Fig. 5.3.4. Imagem “backscattered” de um diorito do Maciço do Carrascal com anfíbolas de composição magnésiohornblenda (Mg-hornb), mostrando finas lamelas de exsolução de cummingtonite (cumm). A cummingtonite e actinolite (act) ocorrem também inclusas na magnésiohornblenda. Notar a substituição incipiente da anfíbola por biotite (bi).

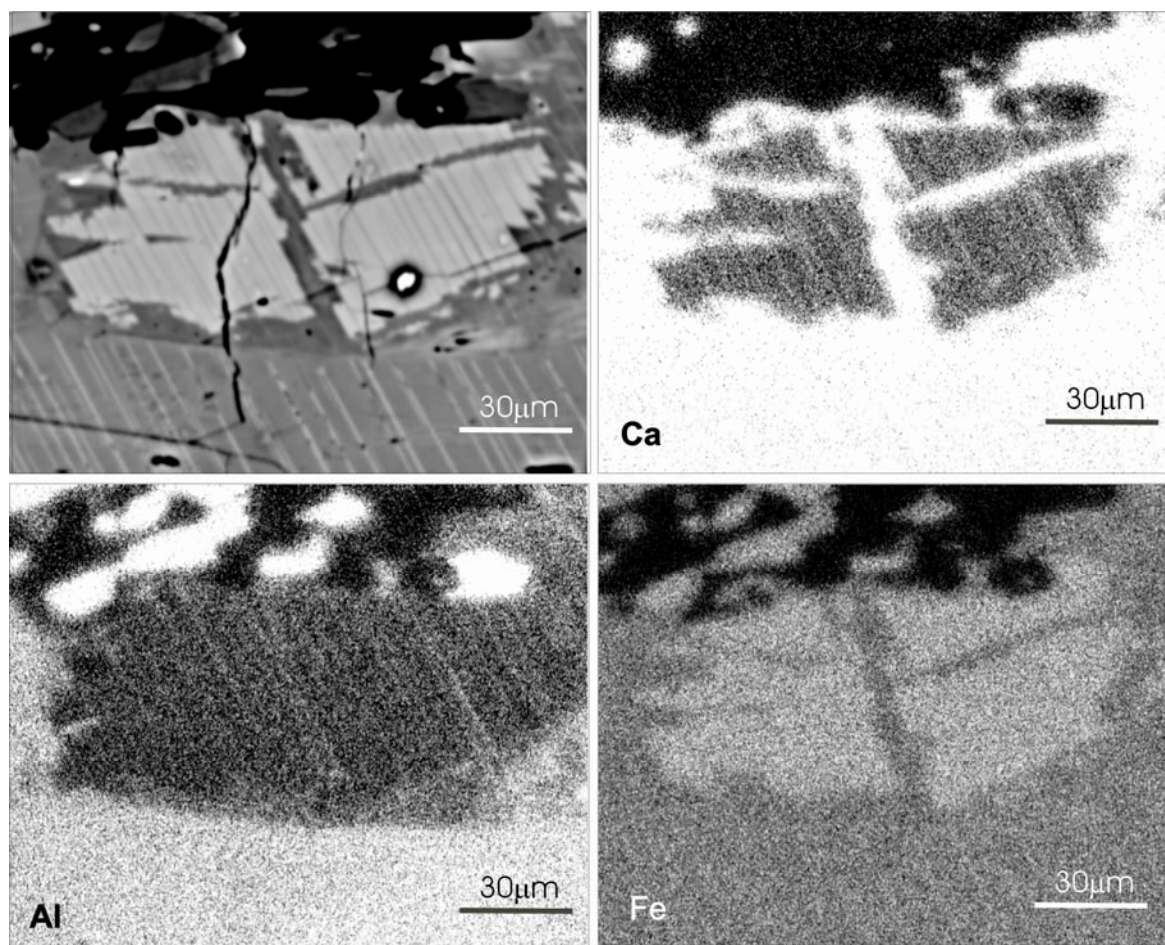


Fig. 5.3.5 Foto superior esquerda: Pormenor da figura anterior mostrando as relações texturais entre magnesiohornblenda (zonas escuras) e cummingtonite (zonas claras). Notar as finas lamelas de exsolução de cummingtonite na magnesiohornblenda e vice-versa na cummingtonite. As restantes fotos correspondem a imagens obtidas por raios-X da distribuição do Ca, Al e Fe.

Anfíbulas do hornblendito

O hornblendito contém várias anfíbulas cálcicas de diferentes composições e gerações, com base na análise textural e anfíbulas Fe-Mg. A composição das anfíbulas cálcicas varia de magnesiohastingsite (fases relíquia), tschermakite, magnesiohornblenda e termina com anfíbulas fibrosas de composição actinolítica (Fig. 5.3.6).

As anfíbulas Fe-Mg têm composição de cummingtonite (Fig. 5.3.6) e ocorrem sob a forma de cristais aciculares individuais (Fig. 5.1.3 A) e aparentam ser posteriores às anfíbulas cálcicas mais primitivas (ricas em Ti). A cummingtonite resulta provavelmente de modificações no sub-solidus da associação magmática primária. Em rochas desta composição, a cummingtonite pode resultar da alteração da ortopiroxena a temperaturas abaixo dos 800°C (Fonorev & Korolkov, 1980 in Roberts, 2000).

Tabela 5.3.3. Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das anfíbois das rochas máficas do Maciço do Carrascal.

	horneblendito					gabro-hornebléndico								
	cummingtonite		tschermarquite		Mg-hastingsite		Mg-horneb		actinolite		cummingtonite			
	n=7 análises média	DP	n=10 análises média	DP	n=7 análises média	DP	n=1 análise média	n=5 análises média	DP	n=8 análises média	DP	n=2 análises média		
SiO ₂	54,42	0,88	43,00	0,93	42,85	0,80	47,07	0,80	43,07	0,52	47,17	2,77	54,31	0,36
TiO ₂	0,09	0,02	2,35	1,20	1,84	1,38	0,92	0,08	3,00	1,39	1,44	0,99	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	1,77	0,61	11,74	0,66	12,64	0,64	6,45	1,23	10,89	1,72	8,06	3,14	1,65	0,81
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,37	0,25	0,30	0,22	0,04	0,02	0,11	0,14	0,21	0,22	0,21	0,34
FeO	15,86	0,18	10,82	0,48	10,59	0,49	17,83	15,72	11,46	0,51	11,03	1,47	8,49	1,13
MnO	0,34	0,05	0,18	0,03	0,16	0,03	0,40	0,32	0,16	0,04	0,18	0,04	0,13	0,08
MgO	22,93	0,41	14,85	0,48	14,61	0,71	11,56	23,22	13,72	0,08	15,21	1,32	18,83	0,67
CaO	0,54	0,25	10,35	0,53	10,63	0,36	10,55	0,45	12,03	0,44	12,26	0,56	13,40	0,37
Na ₂ O	0,32	0,12	2,22	0,18	2,40	0,07	0,97	0,22	2,02	0,30	1,44	0,52	0,24	0,16
K ₂ O	0,01	0,01	0,17	0,05	0,18	0,07	0,26	0,01	0,55	0,22	0,21	0,18	0,09	0,11
Total	96,31	0,44	96,07	0,31	96,20	0,26	96,05	96,04	97,01	0,59	97,22	0,71	98,06	0,43
Fórmula estrutural com base em 23 Oxigénios														
Si	7,757	0,097	6,282	0,100	6,252	0,078	7,053	7,825	6,347	0,102	6,838	0,369	7,742	0,102
Al ^{IV}	0,243	0,097	1,718	0,100	1,748	0,078	0,947	0,175	1,653	0,102	1,162	0,369	0,251	0,106
T	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	8,00	8,00	0,00	8,00	0,00	7,99	0,02
Al ^{VI}	0,055	0,025	0,304	0,127	0,425	0,113	0,192	0,031	0,238	0,199	0,216	0,204	0,024	0,038
Ti	0,009	0,002	0,259	0,132	0,203	0,153	0,104	0,008	0,333	0,155	0,158	0,110	0,011	0,011
Fe ³⁺	0,168	0,087	0,581	0,119	0,541	0,179	0,491	0,124	0,196	0,216	0,261	0,226	0,021	0,058
Cr	0,004	0,002	0,043	0,029	0,035	0,026	0,005	0,002	0,013	0,016	0,024	0,024	0,023	0,038
Mg	4,757	0,092	3,233	0,083	3,177	0,136	2,581	4,834	3,015	0,030	3,287	0,274	3,956	0,134
Fe ²⁺	0,007	0,019	0,580	0,141	0,619	0,206	1,627	0,000	1,189	0,152	1,048	0,109	0,947	0,105
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,010	0,004	0,008	0,011	0,012
C	5,00	0,00	5,00	0,00	5,00	0,00	5,00	5,00	4,99	0,02	5,00	0,00	4,99	0,01
Mg	0,115	0,077	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,109	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,716	0,074	0,161	0,071	0,132	0,055	0,115	1,753	0,018	0,000	0,028	0,020	0,033	0,048
Mn	0,041	0,006	0,023	0,003	0,020	0,004	0,051	0,038	0,021	0,009	0,018	0,011	0,005	0,004
Ca	0,082	0,038	1,621	0,094	1,663	0,063	1,694	0,069	1,907	0,009	1,904	0,080	2,023	0,054
Na	0,046	0,016	0,195	0,036	0,186	0,014	0,140	0,031	0,054	0,000	0,052	0,048	0,001	0,002
B	2,00	0,00	2,00	0,00	2,00	0,00	2,00	2,00	2,00	0,00	2,00	0,01	2,06	0,04
Na	0,043	0,019	0,434	0,031	0,494	0,017	0,142	0,031	0,515	0,058	0,355	0,105	0,065	0,043
K	0,001	0,001	0,032	0,010	0,033	0,014	0,050	0,001	0,104	0,041	0,040	0,034	0,017	0,019
A	0,04	0,02	0,47	0,03	0,53	0,02	0,19	0,03	0,54	0,02	0,39	0,11	0,08	0,05
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,74	0,01	0,81	0,02	0,81	0,04	0,60	0,74	0,71	0,04	0,75	0,02	0,80	0,02
(Ca+Na) _B	0,13	0,05	1,82	0,07	1,85	0,06	1,83	0,10	1,96	0,01	1,96	0,04	2,02	0,05
(Fe+Mg+Mn) _B	1,87	0,05	0,18	0,07	0,15	0,06	0,17	1,90	0,04	0,01	0,05	0,03	0,04	0,05

Tabela 5.3.3 (cont). Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das anfíbolos das rochas máficas do Maciço do Carrascal.

	dióritos												fenocrystal da Fig. 5.3.11										
	gabros				dióritos				ischema-														
	gnanite n=3 análises	cummingtonite n=5 análises	Mg-hornblenda n=25 análises	actinolite n=6 análises	granite n=2 análises	cummingtonite n=6 análises	Mg-hornblenda n=22 análises	actinolite n=22 análises	Mg-hastingsite anal. 74, 80, 81, 84 e 85	ischema- quite	Fe-hornblenda	Fe-actinolite											
média	DP	média	DP	média	DP	média	DP	média	DP	79	86	87											
SiO ₂	53,26	0,53	52,84	0,77	48,04	1,78	53,86	1,26	52,55	0,16	51,86	1,18	49,30	1,88	52,68	0,92	42,66	0,20	42,59	43,77	44,28	45,42	50,76
TiO ₂	0,29	0,10	0,37	0,12	1,12	0,37	0,31	0,12	0,20	0,09	0,33	0,17	0,95	0,39	0,23	0,16	3,23	0,14	3,89	2,01	1,69	1,82	0,58
Al ₂ O ₃	2,06	0,76	2,37	0,32	6,45	1,11	2,71	1,45	0,99	0,30	1,69	0,96	5,39	1,28	2,29	0,87	11,61	0,12	11,55	8,65	6,65	8,69	2,36
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	24,65	1,80	23,64	0,81	19,08	1,92	18,29	2,59	26,10	0,50	23,87	1,91	15,55	1,89	15,21	2,21	16,51	0,23	15,17	26,11	29,10	23,81	24,65
MnO	0,63	0,16	0,58	0,10	0,30	0,10	0,44	0,29	0,71	0,10	0,75	0,15	0,29	0,05	0,42	0,24	0,16	0,04	0,13	0,31	0,47	0,35	0,48
MgO	13,65	0,76	14,21	0,37	11,41	0,94	13,39	1,04	14,15	0,19	14,62	1,36	13,04	1,65	14,45	0,95	11,52	0,15	12,03	5,74	4,48	5,88	9,17
CaO	3,41	1,39	3,87	1,31	10,01	1,26	8,87	2,31	1,50	0,42	2,71	1,49	11,08	0,45	10,94	1,64	10,62	0,11	10,82	9,76	9,66	9,62	9,48
Na ₂ O	0,30	0,14	0,29	0,04	0,79	0,15	0,45	0,41	0,16	0,06	0,26	0,16	0,75	0,24	0,28	0,13	2,48	0,07	2,05	1,72	1,12	2,12	0,34
K ₂ O	0,06	0,06	0,07	0,03	0,34	0,10	0,22	0,27	0,02	0,01	0,04	0,03	0,25	0,07	0,11	0,14	0,22	0,02	0,23	0,34	0,43	0,32	0,21
Total	98,31	1,13	98,25	0,63	97,54	0,96	98,53	0,95	96,37	0,13	96,14	0,44	96,64	0,69	96,64	0,56	99,08	0,73	98,50	98,57	98,12	98,15	98,09
Fórmula estrutural com base em 23 Oxigénios																							
Si	7,841	0,064	7,760	0,125	7,114	0,201	7,806	0,117	7,929	0,036	7,796	0,138	7,273	0,197	7,730	0,124	6,235	0,016	6,223	6,685	6,901	6,904	7,670
Al ^{IV}	0,159	0,064	0,240	0,125	0,866	0,201	0,194	0,117	0,071	0,036	0,204	0,138	0,727	0,197	0,270	0,124	1,765	0,016	1,777	1,315	1,099	1,096	0,330
T	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,199	0,148	0,170	0,091	0,241	0,070	0,269	0,167	0,105	0,016	0,096	0,036	0,212	0,070	0,126	0,043	0,235	0,019	0,211	0,241	0,122	0,461	0,090
Ti	0,032	0,011	0,041	0,013	0,125	0,042	0,034	0,014	0,023	0,010	0,037	0,019	0,106	0,044	0,025	0,017	0,355	0,015	0,428	0,231	0,198	0,208	0,066
Fe ³⁺	0,041	0,071	0,081	0,076	0,158	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,063	0,065	0,249	0,083	0,088	0,075	0,477	0,036	0,443	0,534	0,499	0,256	0,101
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,191	0,193	0,004	0,009	0,000	0,000	0,002	0,001	0,004	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,996	0,157	3,111	0,085	2,518	0,185	2,893	0,231	3,182	0,047	3,273	0,269	2,863	0,323	3,159	0,174	2,510	0,025	2,620	1,306	1,041	1,333	2,066
Fe ²⁺	1,731	0,151	1,597	0,060	1,766	0,095	1,779	0,070	1,690	0,022	1,528	0,226	1,566	0,251	1,597	0,210	1,423	0,045	1,298	2,688	3,140	2,743	2,677
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C	5,00	0,00	5,00	0,00	5,00	0,00	4,98	0,05	5,00	0,00	5,00	0,00	5,00	0,00	5,00	0,00	5,00	0,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,262	0,227	1,225	0,175	0,249	0,211	0,438	0,343	1,603	0,090	1,410	0,258	1,108	0,069	0,184	0,210	0,118	0,014	0,112	0,114	0,153	0,028	0,338
Mn	0,078	0,020	0,073	0,012	0,038	0,013	0,051	0,041	0,090	0,013	0,096	0,019	0,036	0,007	0,049	0,034	0,020	0,005	0,016	0,041	0,062	0,045	0,061
Ca	0,538	0,220	0,608	0,203	1,589	0,202	1,373	0,339	0,242	0,068	0,437	0,241	1,752	0,071	1,719	0,249	1,663	0,017	1,694	1,597	1,614	1,566	1,535
Na	0,076	0,051	0,059	0,024	0,124	0,029	0,106	0,067	0,046	0,017	0,056	0,027	0,105	0,022	0,046	0,024	0,200	0,012	0,178	0,249	0,171	0,361	0,066
B	1,95	0,04	1,97	0,05	2,00	0,00	1,97	0,05	1,98	0,00	2,00	0,00	2,00	0,00	2,00	0,00	2,00	0,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,009	0,016	0,023	0,021	0,104	0,032	0,020	0,046	0,000	0,000	0,021	0,021	0,111	0,063	0,032	0,021	0,503	0,015	0,403	0,261	0,166	0,262	0,033
K	0,012	0,011	0,013	0,005	0,064	0,019	0,040	0,050	0,003	0,003	0,007	0,005	0,046	0,014	0,021	0,027	0,040	0,004	0,043	0,066	0,085	0,062	0,040
A	0,02	0,02	0,04	0,03	0,17	0,05	0,06	0,07	0,00	0,00	0,03	0,03	0,16	0,07	0,05	0,03	0,54	0,01	0,45	0,33	0,25	0,32	0,07
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,50	0,01	0,52	0,01	0,56	0,03	0,57	0,03	0,49	0,00	0,53	0,03	0,63	0,06	0,64	0,05	0,62	0,01	0,65	0,32	0,24	0,32	0,41
(Ca+Na) _B	0,61	0,23	0,67	0,19	1,71	0,22	1,48	0,38	0,29	0,08	0,49	0,26	1,86	0,07	1,77	0,24	1,86	0,01	1,87	1,85	1,78	1,93	1,60
(Fe+Mg+Mn) _B	1,34	0,23	1,30	0,16	0,29	0,22	0,49	0,37	1,69	0,08	1,51	0,25	0,14	0,07	0,23	0,24	0,14	0,01	0,13	0,15	0,22	0,07	0,40

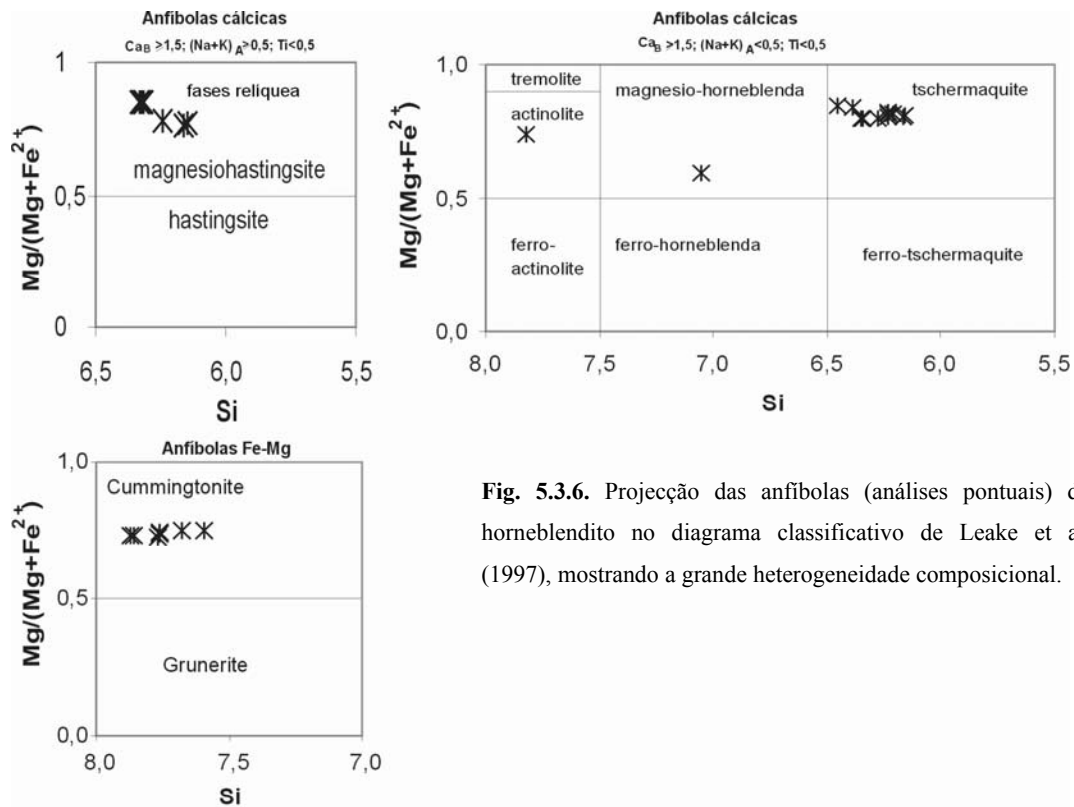


Fig. 5.3.6. Projecção das anfíbolas (análises pontuais) do hornblendito no diagrama classificativo de Leake et al. (1997), mostrando a grande heterogeneidade composicional.

Anfíbola de gabro hornblendíndico

As análises pontuais projectadas na Fig. 5.3.7 mostram uma enorme variação composicional das anfíbolas desta rocha com composições pargasítica/edenítica, geralmente incluídas em diópsido; a que se seguem várias gerações de Mg-horneblenda e por fim anfíbolas de composição actinolítica (e cummingtonítica).

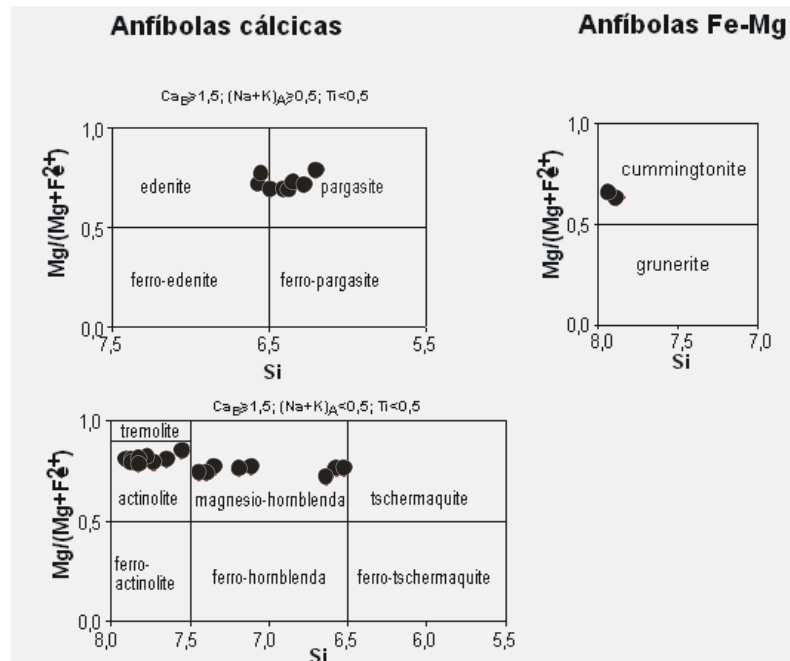


Fig. 5.3.7. Projecção das anfíbolas (análises pontuais) do gabro hornblendíndico no diagrama classificativo de Leake et al. (1997), mostrando a grande heterogeneidade composicional. Adaptado de Solá et al. (2003).

A Fig. 5.3.8 mostra claramente a variação desses parâmetros nas análises de anfíbulas cálcicas obtidas para o gabro hornoblêndico e permite inferir três gerações distintas: uma de alta temperatura, com composições maioritariamente pargasíticas, que ocorrem como fases relíquia, outra, de temperatura intermédia, com composições de Mg-horneblenda, e uma última, de baixa temperatura, representada pelas actinolites que texturalmente correspondem a fases tardias e muito provavelmente, se formaram em condições de sub-solidus (Solá et al., 2003).

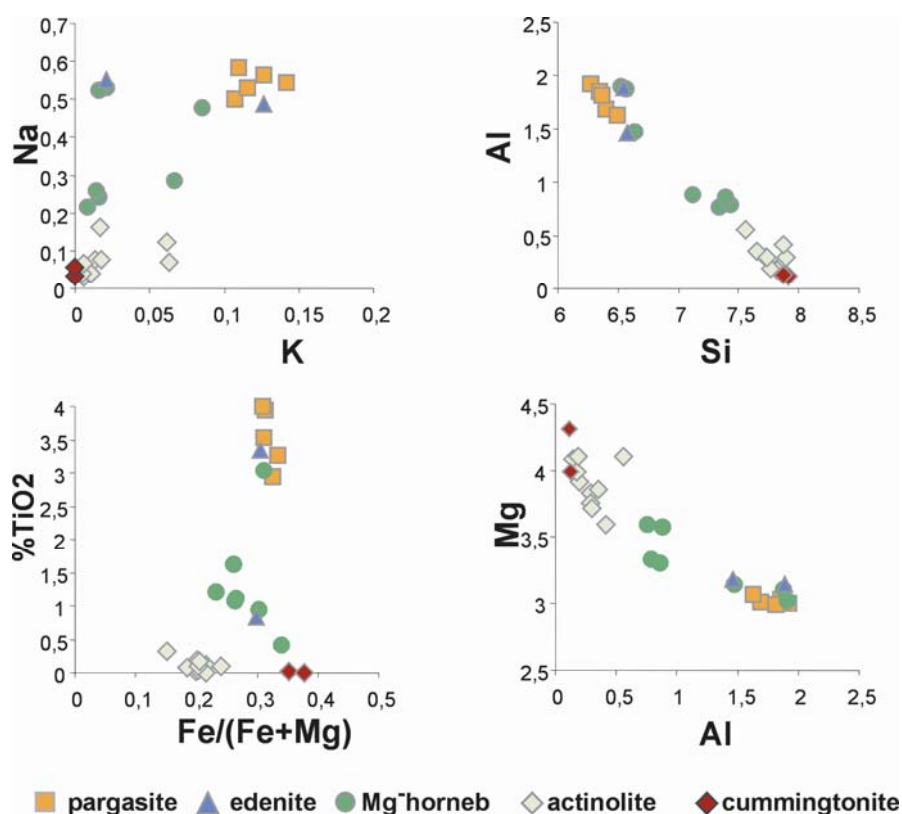


Fig. 5.3.8. Projecção dos principais componentes das análises pontuais das anfíbulas do gabro hornoblêndico. Adaptado de Solá et al. (2003).

Anfíbulas de gabros e dioritos

Embora a maioria das composições das anfíbulas dos gabros e dos dioritos correspondam a anfíbulas cálcicas, de composição maioritariamente Mg-horneblenda a actinolite, foram também detectadas anfíbulas Fe-Mg com composição cummingtonite-grunerite (Fig. 5.3.9; 5.3.10). Exemplos da relação textural desses dois grupos de anfíbulas podem ser visualizadas nas Figs. 5.3.3 e 5.3.4. Uma análise em pormenor dessas exsoluções (Fig. 5.3.5), sugere que a ocorrência de anfíbola Fe-Mg esteja relacionada com a deformação (fracturação) e que corresponda uma a fase tardia que cristalizou em condições de sub-solidus.

A presença de inclusões de quartzo anédrico na magnésiohorneblenda (Figs. 5.3.3 e 5.3.4) pode ser uma evidência de que a hornoblenda cristalizou através de uma reacção peritética, envolvendo

clinopiroxena primária próximo do *liquidus* através de dois estádios (Roberts et al. 2000):

clinopiroxena + magma hidratado → hornblenda

clinopiroxena + Al, OH → hornblenda + quartzo.

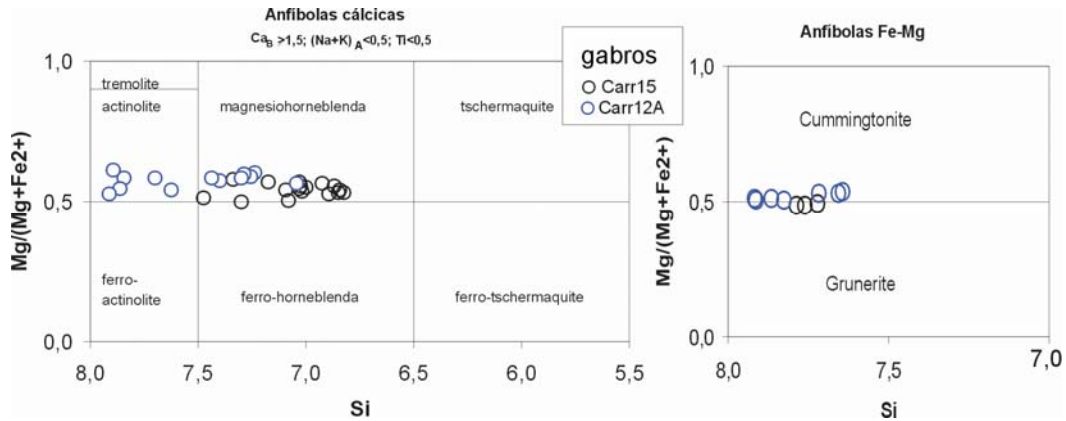


Fig. 5.3.9. Projecção das anfíbulas (análises pontuais) dos gabros do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo de Leake et al. (1997), mostrando a grande heterogeneidade composicional.

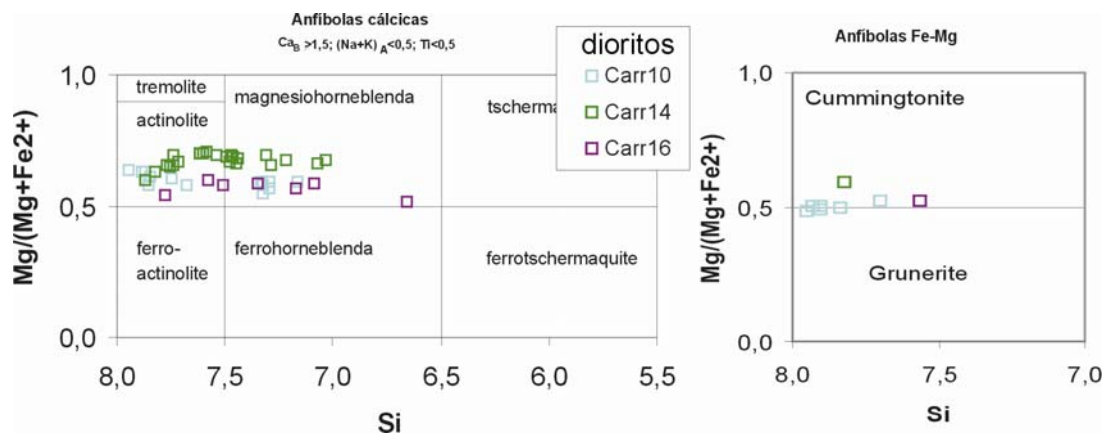


Fig. 5.3.10. Projecção das anfíbulas (análises pontuais) dos dioritos do Maciço do Carrascal no diagrama classificativo de Leake et al. (1997), mostrando a grande heterogeneidade composicional.

Numa amostra de diorito porfiróide, os fenocristais de anfíbola, correspondem a núcleos preservados de composição Mg-hastingsite, com bordos de reacção, variando progressivamente de tschermquita a ferrohornblenda e culminando com um estreito bordo de ferroactinolite tardia (Fig. 5.3.11). Enquanto que esta última composição resulta de reequilíbrios químicos tardios ocorridos na anfíbola, a variação das composições do núcleo de composição magnesiohastingsítica para composição tschermquitica, sugere desequilíbrios na cristalização magmática que poderiam ser explicados quer pelo aumento da temperatura (que provoca aumento de Mg/(Mg+Fe) e Ti na anfíbola), quer por modificação da composição do líquido (contaminação).

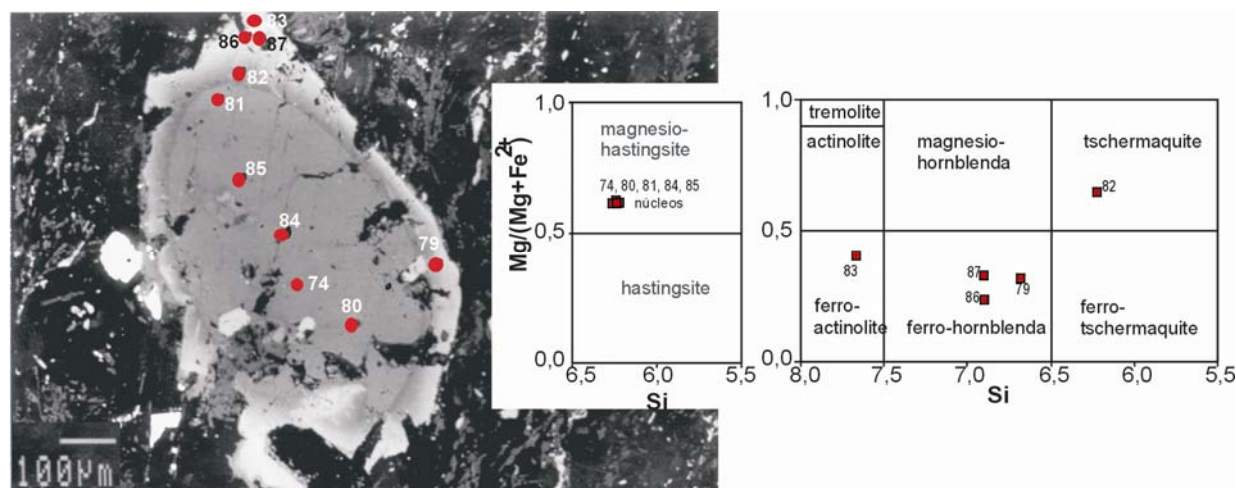


Fig. 5.3.11. Imagem “backscattered” de um cristal de anfíbola, de um diorito com textura porfiróide (Carr 2), mostrando um forte zonamentos composicional: núcleo de magnesiohastingsite com um bordo de reacção variando de tschermakite a ferrohornblenda que termina com ferroactinolite tardia e projecção das análises respectivas no diagrama de Leake et al. (1997).

As anfíbolas cálcicas constituem as fases principais das rochas intrusivas máficas e intermédias, sendo a sua variação composicional função das condições a que foram sujeitas, pelo que podem ajudar a elucidar a história da cristalização/recristalização dos respectivos maciços encaixantes (e.g, Ernst, 2002). Vários estudos têm sido efectuados com base nas paragénese de anfíbolas cálcicas naturais e sintéticas em rochas máficas/intermédias e metaígneas. Estes estudos demonstraram que, a temperaturas elevadas, para uma dada composição química, as anfíbolas cálcicas mostram aumento nos conteúdos em Mg/(Mg+Fe), Ti, Al, Na e K e um decréscimo em Si e Fe(t)+Mg+Mn ±Ca (Ernst, 2002 e bibliog. inclusa).

Aplicação do termobarómetro semi-quantitativo de Ernst & Liu (1998)

Existem vários termómetros e barómetros na literatura com base na composição das anfíbolas cálcicas e.g., Holland & Blundy (1994); Schmidt (1992), respectivamente. Contudo face à forte variação composicional detectada nestas amostras, que reflecte um indiscutível desequilíbrio, optou-se por apresentar apenas uma estimativa semi-quantitativa com base no termobarómetro de Ernst & Liu (1998) no gabro hornbléndico (Solá et al., 2003) e no hornblendito, pois são os que apresentam anfíbolas com maior variação composicional. Este método é de fácil aplicação e baseia-se na projecção gráfica da composição das anfíbolas em termos de Al₂O₃ e TiO₂ num gráfico de isopletas. As isopletas construídas pelos autores, foram obtidas com base em análises de anfíbolas cálcicas com composições homogéneas sintetizadas a partir de uma amostra de MORB, representando vários cenários P-T entre 650°-950°C e 0,8-2,2 GPa com fO₂ controlada a partir do tampão FMQ (faiite-magnetite-quartzo) e a P_{total}=P_{fluido aquoso}, combinadas com outras análises obtidas na literatura, também sintetizadas a partir de MORBs a fO₂ intermédias, e no intervalo P-T entre 450°-1050°C e 0,0-2,2 GPa. As isopletas obtidas

para o Al_2O_3 apresentam declives negativos, indicando um aumento do seu teor com o aumento da P e T. Pelo contrário as isopletras geradas para o TiO_2 exibem correlação positiva com a T, sendo quase independentes da P (ligeiramente negativas). A aplicação do termobarómetro de Ernst & Liu (1998) às anfíbulas do hornblendito (Fig. 5.3.12) permitiu inferir a ocorrência de diferentes estádios de evolução P-T durante a sua consolidação, Tendo em atenção os aspectos texturais, parece poder inferir-se, que o hornblendito arrefeceu progressivamente a partir de T elevadas da ordem dos 1000°C, com aumento da P, atingindo esta o máximo a T intermédias da ordem dos 600°C. As anfíbulas tardias cristalizaram a T da ordem 450°C a baixas pressões.

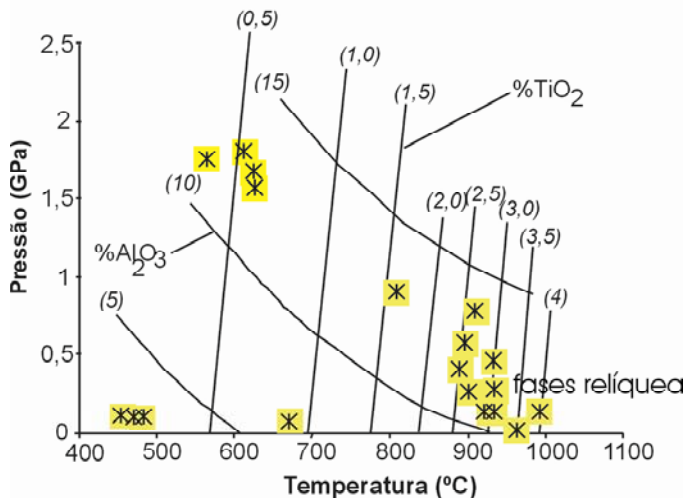


Fig. 5.3.12. Aplicação do termobarómetro semi-quantitativo de Ernst & Liu (1998) das anfíbulas do hornblendito. Os dados sugerem, de acordo com as relações texturais, um aumento de P nas fases intermédias da cristalização da rocha. (ver explicação no texto).

Aplicando o mesmo termobarómetro ao gabro hornblendítico (Fig.5.3.13), e tendo em atenção as relações texturais, obtêm-se inferências idênticas às descritas para o hornblendito, apesar da projecção de algumas análises pontuais cair fora das isopletras (Fig. 5.3.12): arrefecimento progressivo a partir de T elevadas da ordem dos 900-1000°C, com um incremento de P a T intermédias (da ordem 700-680°C). Condições desta ordem de grandeza podem também ser deduzidas pela ocorrência das três fases titaníferas - rútilo, ilmenite e esfena - por vezes encontradas em contacto (Fig. 5.3.20).

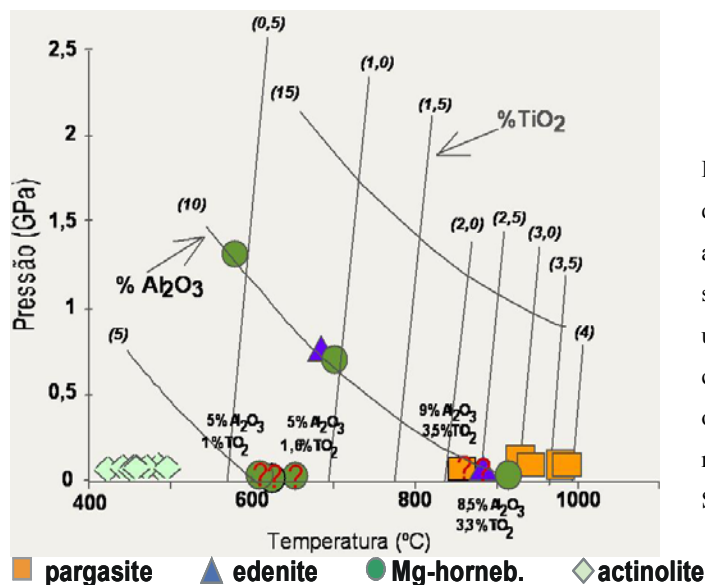


Fig. 5.3.13. Aplicação do termobarómetro semi-quantitativo de Ernst & Liu (1998) das anfíbulas do gabro hornblendítico. Os dados sugerem, de acordo com as relações texturais um aumento de P nas fases intermédias da cristalização da rocha, tal como verificado para o hornblendito. Algumas análises pontuais revelaram problemas na projecção. Adaptado de Solá et al. (2003).

Actinolite e cummingtonite representam fases finais que cristalizaram a 400-500°C (Solá et al., 2003).

Estas inferências termobarométricas, são plausíveis do ponto de vista geológico, num cenário que preveja um aumento de pressão, seja por efeitos da tectónica ou da evolução da pressão do fluido mas carecem, no entanto, de confirmação e com a utilização de outros geotermómetros e geobarómetros. De facto, as condições laboratoriais são geralmente distintas das naturais como, aliás, os próprios autores do termobarómetro advertem. A aplicação deste termobarómetro semi-quantitativo revelou, de facto, alguns problemas na projecção de algumas análises pontuais de Mg-horneblenda do gabro hornebléndico nas isopletas (Fig. 5.3.12). Contudo, estas inferências, meramente semi-quantitativas, não deixam de ser significativas da evolução geodinâmica destas rochas situadas num contexto estrutural complexo (Solá et al., 2003).

5.3.4. Biotite

As composições médias das biotites analisadas, e respectivas fórmulas estruturais encontram-se na Tabela 5.3.4 e no Anexo C4. As análises pontuais das biotites de cada amostra revelaram composições relativamente homogéneas nas razões Fe/(Fe+Mg) e não foram observados zonamentos significativos. Segundo o diagrama classificativo de Foster (1960) as biotites dos granitóides e da maioria das rochas máficas classificam-se como biotites ferríferas (Fig. 5.3.14A), embora o gabro hornebléndico e um diorito tenham biotite magnesianas. A gama de valores Fe/(Fe+Mg) e de Al^{IV} das biotites situa-se entre os pólos composicionais da flogopite e da anite segundo o diagrama classificativo de Deer et al. (1966) e a composição das biotites dos granitóides, mais ferrífera, individualiza-se bem da das rochas máficas (Fig. 5.3.14B). Embora com composições sobrepostas, as biotites do GCN apresentam uma gama de composições mais restrita do que as do GCB, com composições mais ferríferas (Fig. 5.3.14). Nas rochas máficas a biotite ocorre em cristais isolados e mais frequentemente substituindo a anfíbola (Fig. 5.1.6 A). A razão Fe/(Fe+Mg) das biotites das rochas máficas é sempre superior ao Fe/(Fe+Mg) das anfíbolas coexistentes, indicando que cristalizaram tardiamente.

De acordo com vários autores, e.g. Abdel-Rahman (1994), as biotites reflectem a composição dos magmas a partir do qual cristalizaram. No diagrama de Nachit et al. (1985), a maioria das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal projectam-se no campo das associações de tipo calco-alcalino (Fig. 5.3.15A). Segundo Villaseca & Barbero as biotites dos granitóides peraluminosas do tipo-I projectam-se no domínio das associações calco-alcalinas em oposição às biotites dos granitóides peraluminosas do tipo-S que se projectam no campo das associações alumino-potássicas no diagrama da Fig. 5.3.15A. De acordo com o diagrama de Abdel-Rahman (1994), as biotites das rochas máficas projectam-se no campo das séries calco-alcalinas e as dos granitóides no campo das séries peraluminosas (Fig. 5.3.15B). As inferências de ambos os diagramas estão de acordo com as tendências composicionais das rochas do Maciço do Carrascal, que são calco-alcalinas, e em que os

termos félsicos são peraluminosos.

Tabela 5.3.4. Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, das biotites do Maciço do Carrascal.

	GCB		GCN		RMC			
	granitóide do bordo		granito do núcleo		g. hornoblândico	gabro	dioritos	
	n=8 amostras		n=7 amostras		n=1 amostra	n=1 amostra	n=6 amostras	
	média	DP	média	DP	média	média	média	DP
SiO ₂	35,35	0,59	34,76	0,77	36,95	36,11	36,32	0,57
TiO ₂	2,33	0,59	2,24	0,93	1,87	3,44	2,50	1,23
Al ₂ O ₃	16,77	0,61	16,86	0,77	16,25	15,57	16,27	1,13
FeO	25,33	2,27	26,72	0,91	16,22	21,48	19,71	1,31
MnO	0,30	0,07	0,37	0,06	0,14	0,15	0,17	0,03
MgO	6,04	1,48	4,74	1,00	14,31	8,67	10,18	1,31
CaO	0,04	0,02	0,06	0,03	0,35	0,21	0,33	0,32
Na ₂ O	0,05	0,02	0,05	0,02	0,00	0,05	0,07	0,05
K ₂ O	9,16	0,26	9,07	0,27	8,29	9,28	9,10	0,84
F	0,23	0,18	0,30	0,15	0,03	0,04	0,35	0,12
Cl	0,05	0,05	0,09	0,04	0,02	0,10	0,05	0,04
Total	95,65	0,82	95,26	1,29	94,42	95,12	94,93	1,18
O≡F	0,10	0,08	0,12	0,06	0,01	0,02	0,15	0,05
O≡Cl	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
Novo Total	95,54	0,78	95,12	1,26	94,41	95,08	95,14	1,45
Formula estrutural com base em 11 oxigénios								
Si	2,76	0,02	2,75	0,03	2,780	2,791	2,78	0,04
Al IV	1,24	0,02	1,25	0,03	1,220	1,209	1,22	0,04
T (total)	4,00	0,00	4,00	0,00	4,000	4,000	4,00	0,00
Al VI	0,31	0,06	0,33	0,05	0,222	0,210	0,25	0,09
Ti	0,14	0,04	0,13	0,05	0,106	0,200	0,14	0,07
Fe	1,66	0,17	1,77	0,09	1,021	1,389	1,26	0,08
Mn	0,02	0,00	0,03	0,00	0,009	0,010	0,01	0,00
Mg	0,70	0,17	0,56	0,11	1,605	1,000	1,16	0,15
Σ	2,83	0,01	2,82	0,03	2,963	2,808	2,83	0,06
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,028	0,018	0,03	0,03
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,000	0,008	0,01	0,01
K	0,91	0,03	0,92	0,02	0,796	0,915	0,89	0,08
Σ	0,93	0,03	0,93	0,01	0,824	0,941	0,93	0,06
F	0,06	0,04	0,07	0,04	0,006	0,011	0,08	0,03
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002	0,013	0,01	0,01
<i>Fe/Fe+Mg</i>	0,70	0,07	0,76	0,04	0,389	0,581	0,52	0,05
<i>Al total</i>	1,55	0,05	1,57	0,06	1,442	1,419	1,47	0,10

DP-desvio padrão

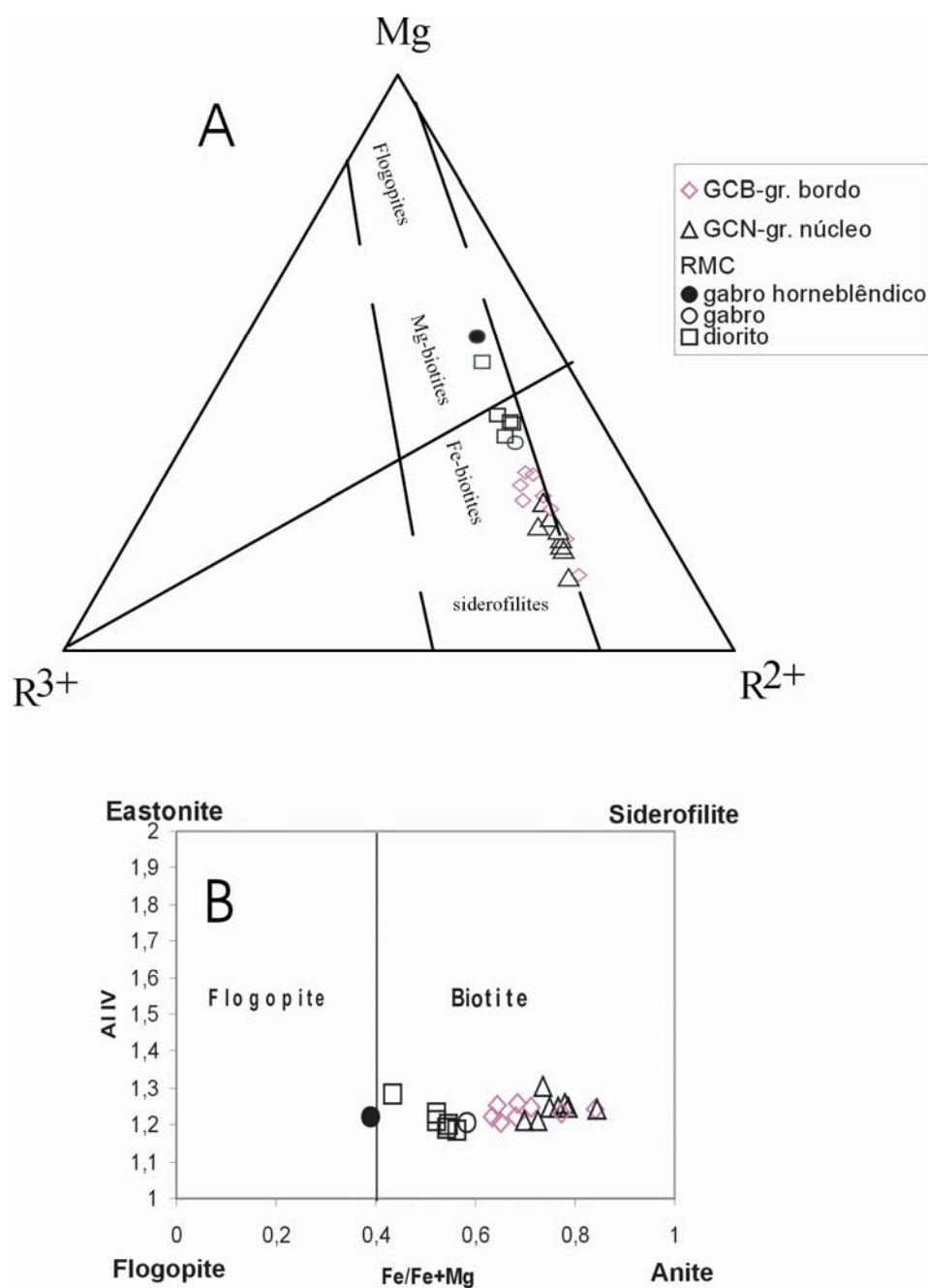


Fig. 5.3.14. Projecção da composição média das biotites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal nos diagramas classificativos A) classificação de Foster, (1960) com $R^{3+}=Al^{VI}+Ti+Fe^{3+}$; $R^{2+}=Fe^{2+}+Mn$. Os valores de Fe^{3+} não foram calculados, pelo que, nesta projecção $R^{3+}=Al^{VI}+Ti$ e $R^{2+}=Fe^{2+}+Mn$. B) classificação de Deer et al. (1992).

Quanto à origem da biotite, os diagramas da Fig. 5.3.16 sugerem que algumas composições das biotites dos granitóides tenham sofrido reequilíbrios químicos, por efeitos pós-magmáticos. No diagrama de Gokhale (1968) (Fig. 5.3.16A) a biotite dos granitóides projecta-se no campo magmático. Segundo outro critério, o diagrama de Nachit (1994) (Fig. 5.3.16B), sugere que, grande parte das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal tenham sofrido modificações pós-magmáticas, o que é compatível com a forte deformação regional observada no terreno (Cap.2) e pela análise petrográfica (Cap. 5.1).

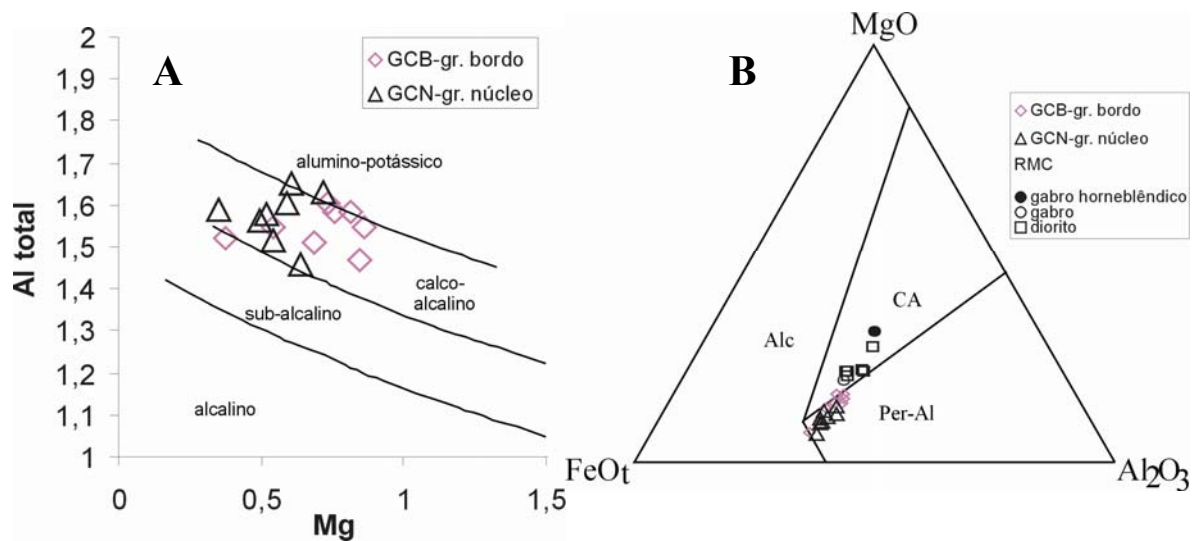


Fig. 5.3.15. A) Projecção da composição média das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal no diagrama Al total vs Mg de Nachit *et. al.* (1985); B) Projecção da composição média das biotites dos granitóides e rochas máficas no diagrama MgO-FeO-Al₂O₃, de Abdel-Rahman (1994). Alc: biotites de séries alcalinas anorogénicas; CA: biotites de séries calco-alcalinas orogénicas; per-Al: biotites de séries peraluminosas incluindo as do tipo S.

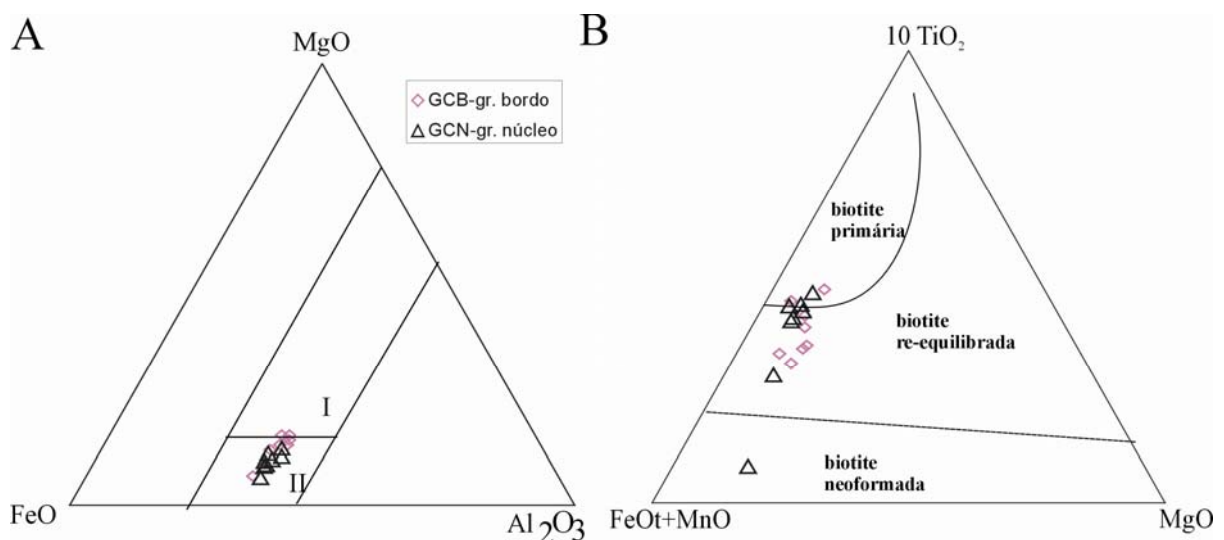


Fig. 5.3.16. Projecção da composição média de cada amostra das biotites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal nos diagramas triangulares A: MgO-FeO-Al₂O₃, campos de Gokhale (1968) I- biotite de rochas metamórficas/metassomáticas; II – biotite de rochas ígneas; B: 10TiO₂ - FeO₁+MnO-MgO, campos de Nachit (1994).

A variação dos parâmetros da fórmula estrutural da biotite em função do seu Fe/(Fe+Mg) encontra-se representada na Fig. 5.3.17A. Verifica-se uma correlação positiva com Fe e negativa com o Mg, reflectindo a evolução da biotite. Os diagramas de Al^{IV}, Al^{VI} Si, Ti, F e Cl das biotites mostram que as biotites dos granitóides do bordo (GCB) e do núcleo (GCN) do maciço não estão relacionadas e as biotites destes granitóides não se relacionam com as biotites das rochas máficas (RMC). A grande dispersão na composição da biotite dos dioritos poderá estar relacionada com a forte heterogeneidade

composicional destes, tal como verificado através da geoquímica de rocha total (Fig. 5.2.15-Cap.5.2). Outra hipótese, que também pode ter contribuído para essa dispersão, seria por efeitos pós-magmáticos.

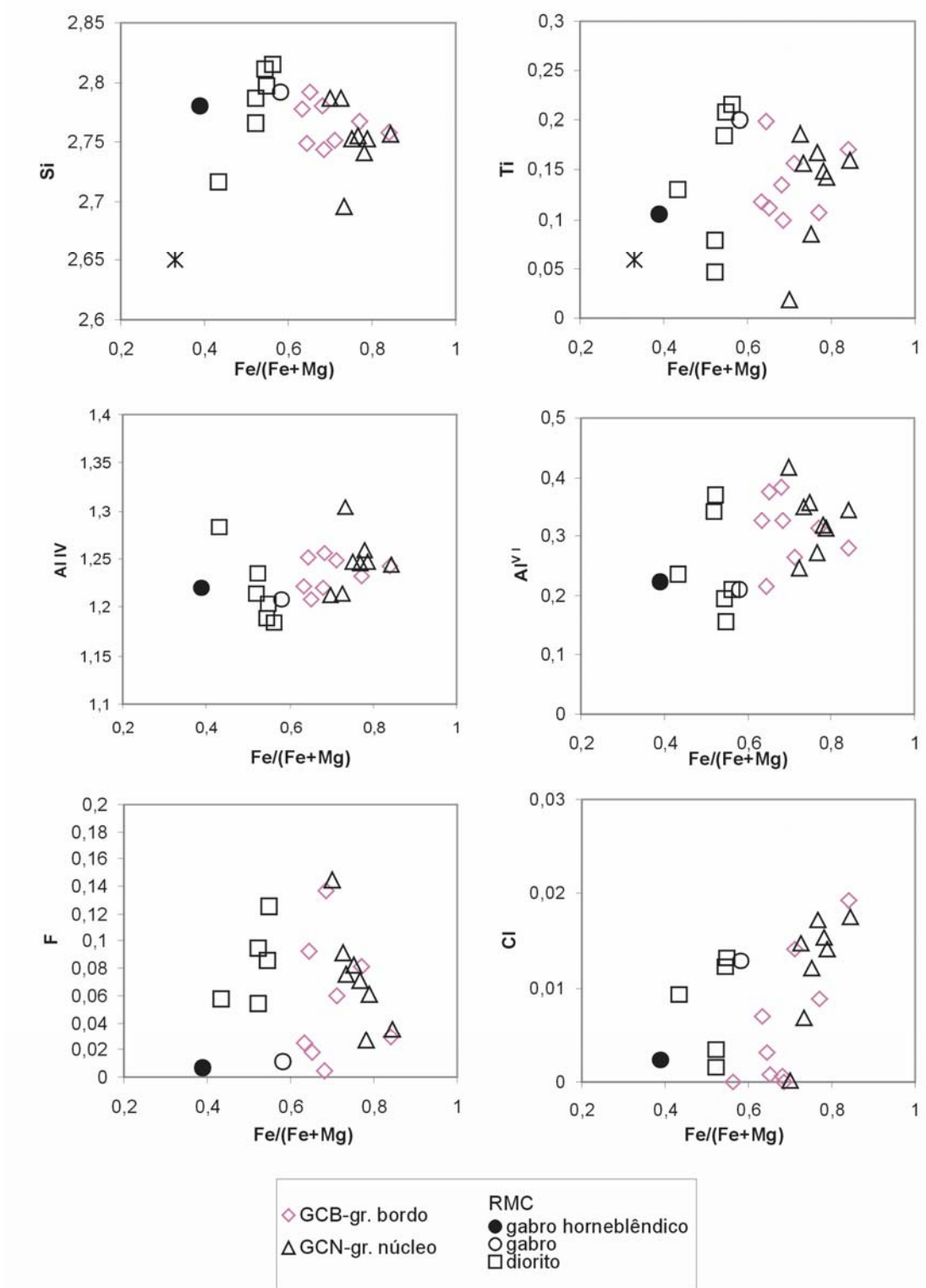


Fig. 5.3.17A. Variação composicional dos parâmetros da fórmula estrutural das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal em função do Fe/(Fe+Mg).

A grande dispersão observada nos diagramas de Ti e Al^{VI}, elementos, que se correlacionam positivamente com a temperatura de cristalização da biotite e fugacidade do O₂, no caso do Ti (e.g., Albuquerque, 1973, Wones & Eugster, 1965, Neiva, 1985), sugere condições de oxidação variáveis de cristalização (e/ou recristalização) da biotite (e das rochas) reflectindo os processos magmáticos e/ou pós-magmáticos.

A variação dos parâmetros da fórmula estrutural da biotite em função da evolução química das rochas, dada pela % de SiO₂ encontra-se representada na Fig. 5.3.17B. Globalmente, verificam-se, as mesmas correlações e tendências já descritas para a figura anterior (5.3.17A), que reflectem a evolução química das rochas (comparar com a Fig. 5.2.15-Cap.5.2).

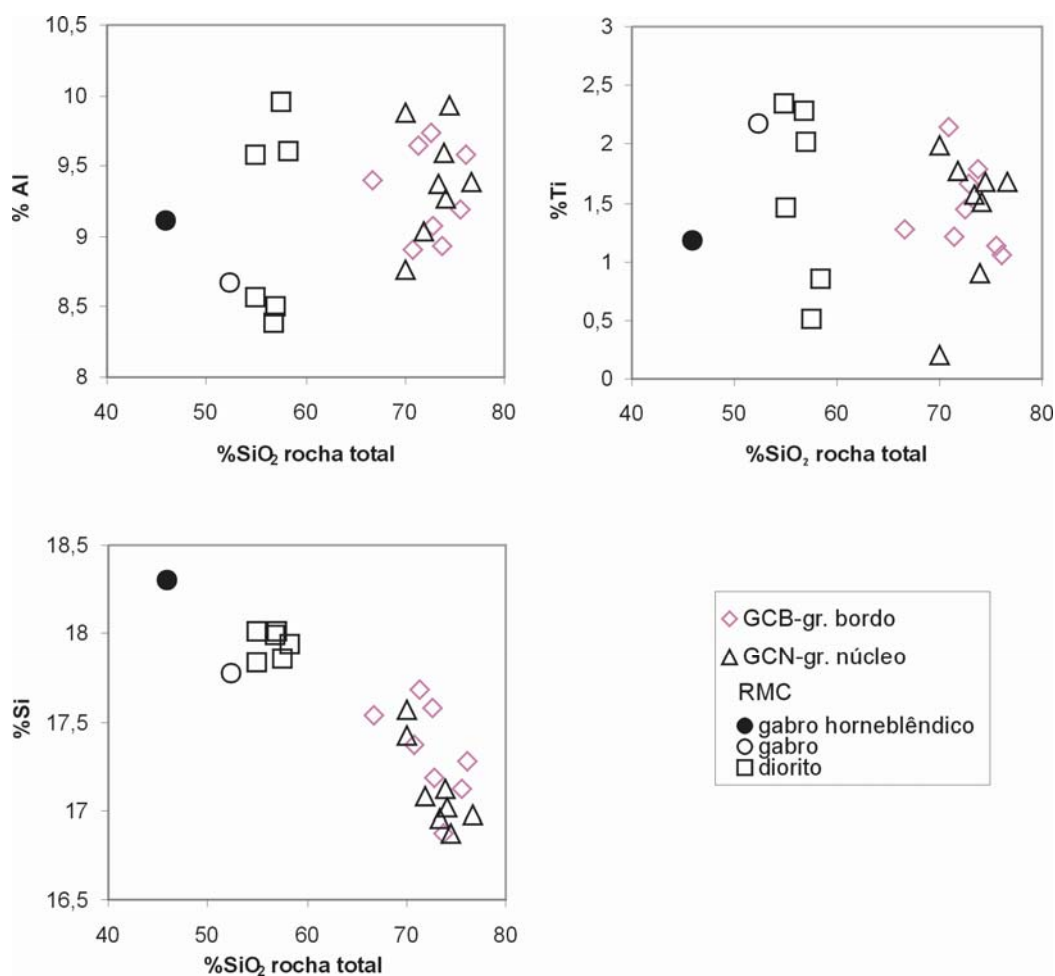


Fig. 5.3.17B. Variação composicional dos parâmetros da fórmula estrutural das biotites dos granitóides do Maciço do Carrascal em função do índice de diferenciação das rochas (%SiO₂ rocha total).

5.3.5. Esfena

A esfena é um acessório frequente em todas as rochas do Maciço do Carrascal. Ocorre associada com a ilmenite, na maioria dos casos, e por vezes em diminutos cristais isolados na matriz associada com epidoto nas rochas máficas. As composições químicas representativas são dadas na Tabela 5.3.5 e anexo C5. A esfena é um acessório frequente nas rochas plutónicas (e.g, Deer et al., 1992, Nakada, 1991) e pode cristalizar numa fase primária e/ou secundária, a baixa temperatura nos ambientes ígneos (e.g. Harlov & Förster, 2003; Fig. 5.3.20 gráfico da direita).

Tabela 5.3.5. Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das esfenas do Maciço do Carrascal.

	GCB-gr. Bordo		RMC					
	granodiorito		gabro hornebléndico		dioritos			
	n=1	n=1	redor da ilm	redor da ilm	matriz	n=2	redor da ilm	n= 4
			n=1	n=1	média	dp	dp	dp
SiO ₂	29,37	28,88	31,18	30,46	0,13	29,69	1,59	
TiO ₂	39,25	41,82	39,54	34,59	0,58	39,92	0,82	
Al ₂ O ₃	1,56	0,63	0,78	4,40	0,29	1,00	0,22	
FeO	0,94	0,26	0,59	0,56	0,26	1,60	2,56	
MnO	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,15	0,27	
MgO	0,12	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,06	
CaO	28,14	28,42	28,51	28,66	0,36	27,66	1,69	
Na ₂ O	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	
K ₂ O	0,06	0,01	0,01	0,04	0,05	0,03	0,04	
total	99,53	100,04	100,63	98,73	0,04	100,09	0,75	
fórmula estrutural com base em 4 Si								
Si	4,000	4,000	4,000	4,000	0,000	4,000	0,000	
Al	0,248	0,102	0,117	0,675	0,042	0,156	0,030	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,063	0,000	0,000	0,010	0,025	
Ti	4,020	4,358	3,814	3,416	0,071	4,058	0,312	
Mg	0,024	0,000	0,000	0,004	0,006	0,005	0,012	
Fe ²⁺	0,097	0,027	0,000	0,055	0,026	0,165	0,296	
Mn	0,008	0,000	0,002	0,000	0,000	0,019	0,034	
Na	0,012	0,004	0,000	0,001	0,001	0,005	0,006	
Ca	4,106	4,218	3,918	4,032	0,067	3,991	0,069	
K	0,010	0,002	0,002	0,007	0,008	0,005	0,006	
Fe/Al	0,4	0,3	0,5	0,1	0,0	1,2	6,0	

n- nº de amostras; dp-desvio padrão; ilm-ilmenite

A esfena do GCB (granodiorito) é a mais rica em Mg. A esfena da matriz do diorito é a mais rica em Al e mais pobre em Ti, Mg e Ca do que a esfena do GCB (Tabela 5.3.5 e Anexo C5). É de salientar que a razão Fe/Al da esfena da matriz dos dioritos é inferior a 0,2%, razões desta ordem de grandeza são típicas de esfenas metamórficas e/ou de alta pressão (e.g, Nakada, 1991).

5.3.6. Minerais do grupo do epidoto

No Maciço do Carrascal o epidoto é um acessório frequente, quer nos granitóides, sobretudo nos do núcleo (GCN) (Fig. 5.1.2C), quer nas rochas máficas, relacionado com processos retrometamórficos (Fig. 5.1.3D). Também ocorre como resultado de alteração no sub-solidus da plagioclase (Fig. 5.1.4C).

As composições médias dos minerais do grupo do epidoto, e respectivas fórmulas estruturais encontram-se na Tabela 5.3.6 e análises pontuais representativas são dadas no Anexo C6. No Maciço do Carrascal os minerais do grupo do epidoto correspondem aos subgrupos da clinozoisite (clinozoisite e epidoto) e alanite, segundo a classificação de Armbruster et al. (2006).

Tabela 5.3.6. Composições químicas médias (%), e respectivas fórmulas estruturais dos minerais do grupo do epidoto dos granitóides e dioritos do Maciço do Carrascal.

Minerais do grupo do epidoto												
	GCN-gr.do núcleo				dioritos RMC				GCB-gr. Bordo		GCN-gr.do núcleo	
	epidoto *		clinozoisite		epidoto		clinozoisite		alanite		alanite	
	n=3 amostras		n=1 amostra		n=2 amostras		n=2 amostras		n=1 amostra		n=2 amostras	
	média	dp			média	dp	média	dp			média	dp
SiO ₂	37,48	0,33	38,23		39,28	1,95	38,35	0,93	SiO ₂	32,24	31,00	0,68
TiO ₂	0,09	0,06	0,04		0,09	0,03	0,83	1,34	TiO ₂	0,51	0,67	0,43
Al ₂ O ₃	25,23	1,12	27,07		26,61	0,32	27,52	0,95	Al ₂ O ₃	18,10	16,26	0,86
Fe ₂ O ₃	10,45	1,79	7,89		8,11	0,02	6,99	0,37	Fe ₂ O ₃	15,19	15,68	0,71
MgO	0,01	0,01	0,01		0,00	0,00	0,02	0,03	MgO	0,36	0,69	0,49
MnO	0,20	0,09	0,23		0,12	0,04	0,07	0,05	MnO	0,75	0,43	0,36
CaO	23,65	0,59	23,54		23,22	1,90	23,66	0,40	CaO	11,68	12,01	0,89
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01		1,60	0,05	0,18	0,30	Na ₂ O	0,00	0,17	0,34
K ₂ O	0,02	0,02	0,01		0,06	0,06	0,01	0,01	K ₂ O	0,11	0,58	1,06
Total	97,13	0,67	97,03		99,09	0,43	97,62	0,78	Total	78,94	77,49	1,55
fórmula estrutural c/ base em 12,5 O; normalizada para Σ catiões=8												
Si	2,977	0,019	3,012		2,994	0,169	2,994	0,036	Si	3,145	3,119	0,048
Al ^{IV}	0,018	0,014	0,000		0,025	0,035	0,020	0,019	Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000
Ti	0,005	0,004	0,002		0,005	0,002	0,049	0,079	Ti	0,037	0,051	0,032
Al ^{VI}	2,344	0,101	2,513		2,365	0,022	2,513	0,087	Al ^{VI}	2,081	1,927	0,070
Fe ³⁺	0,625	0,110	0,468		0,465	0,004	0,411	0,026	Fe ³⁺	1,115	1,188	0,075
Mg	0,001	0,001	0,001		0,000	0,000	0,002	0,003	Mg	0,052	0,104	0,075
Mn	0,013	0,006	0,015		0,007	0,003	0,004	0,003	Mn	0,062	0,037	0,032
Ca	2,013	0,036	1,986		1,896	0,143	1,979	0,056	Ca	1,221	1,293	0,080
Na	0,001	0,002	0,002		0,236	0,006	0,026	0,045	Na	0,000	0,033	0,065
K	0,002	0,002	0,001		0,006	0,006	0,001	0,001	K	0,014	0,073	0,134
X_{Fe}	0,21	0,035	0,16		0,16	0,00	0,14	0,01				

X_{Fe}=Fe³⁺/(Al+Fe³⁺) *contém Ce,Nd ± La

A clinozoisite e o epidoto formam uma série de solução sólida (formula geral: Ca₂(Al,Fe³⁺)₃Si₃O₁₂(OH)) relacionada pela substituição do Al por Fe³⁺. São minerais comuns nas rochas ígneas e nas rochas metamórficas de baixo a médio grau e frequentemente ocorrem também como minerais de alteração. As suas composições são muito variadas e controladas sobretudo pela temperatura, pressão, fugacidade do oxigénio e variação composicional da rocha (e.g, Enami et al., 2004 e bibliog. inclusa). Por essa razão, alguns autores (e.g, Schmidt & Poli, 2004 e bibliog. inclusa)

afirmam que o critério textural é mais útil para a distinção do epidoto magmático (X_{Fe} entre 0,3-0,7) do epidoto metamórfico (X_{Fe} entre 0-1). Altas concentrações de Ce e outras REE são características de origem magmáticas (Schmidt & Poli, 2004). Segundo Zen & Hammarstrom, (1984) nas rochas plutônicas, o epidoto magmático é um bom indicador petrogenético, indicativo de pressões moderadamente altas (da ordem dos 0,5-0,6 GPa), correspondentes a profundidades da crosta inferior, em condições moderadamente oxidantes.

Nos granitos do núcleo (GCN) as evidências texturais do epidoto, nomeadamente a sua associação com a alanite (Fig. 5.3.18), envolvendo esta última, sugerem uma origem magmática (Schmidt & Poli, 2004 e bibliog. inclusa). Os valores de X_{Fe} de epidoto dos granitóides do Maciço do Carrascal variam entre 0,18 e 0,27 (Anexo C6) com valor médio $0,21 \pm 0,04$ (Tabela 5.3.6). Embora estes valores sejam inferiores ao intervalo (0,3 – 0,7) de Schmidt & Poli (2004) para epidotos primários de tonalitos com anfíbola, estão dentro do intervalo 0,2 – 0,3 de Johnson & Wyllie (1988) para epidoto primário.

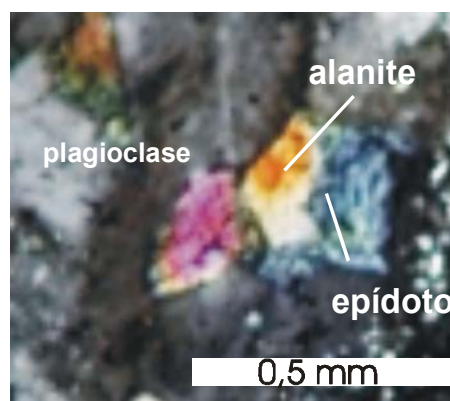


Fig. 5.3.18. Associação de epidoto e alanite no GCN nos interstícios de cristais de plagioclase. Notar que o epidoto envolve a alanite, indincado uma origem magmática (Zen & Hammarstrom, 1988).

Nas rochas máficas, o epidoto está associado a carbonatos (Fig. 5.1.3D) e a plagioclase (Fig. 5.1.4C). X_{Fe} é de 0,16 (Tabela 5.3.6 e Anexo C6) e inferior ao epidoto magmático dos granitóides estudados. É interpretado como secundário. Nestas rochas máficas, a clinozoisite está associada a plagioclase e actinolite. Tem X_{Fe} de 0,13 a 0,15, idêntico ao do epidoto secundário. A clinozoisite é secundária e tem X_{Fe} semelhante ao da clinozoisite secundária dos granitóides do Carrascal. Nas rochas máficas (RMC), os critérios texturais e químicos sugerem que o epidoto é um mineral de origem metamórfica. Segundo (Schmidt & Poli, 2004), rochas gabroicas e dioríticas com epidoto primário constituem muito raras exceções, e quando ocorrem, constituem uma fase muito tardia na cristalização. A ausência de epidoto primário nestas composições é uma mera consequência da elevada temperatura de solidificação destas intrusões, da ordem dos 800° C, o que excede o campo de estabilidade do epidoto e das trajectórias P-T durante a cristalização (Schmidt & Poli, 2004). Nas rochas máficas (RMC) do Maciço do Carrascal, os critérios texturais e químicos sugerem que o epidoto e a clinozoisite são de origem metamórfica.

A clinozoisite ocorre associada a epidoto num granodiorito e tem X_{Fe} 0,15 – 0,16, ligeiramente inferior ao do X_{Fe} (0,19) do epidoto primário a que está associado e é interpretada como secundária.

Análises químicas incompletas de alanite dos granitóides são apresentadas na Tabela 5.3.6 e

Anexo C6. A composição é semelhante na alanite dos granitóides do bordo (GCB) e núcleo (GCN), embora no GCB tenha mais Al^{VI} do que no GCN.

5.3.7. Ilmenite

A ilmenite é o opaco mais abundante, nos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal. A sua composição é dada na Tabela 5.3.7 e no Anexo C7. As análises revelaram composições relativamente homogéneas em cada amostra, salvo algumas exceções, e não foram observados zonamentos significativos, entre o núcleo e o bordo dos cristais. As ilmenites apresentam correlação negativa entre o Ti e o (Fe+Mn), próxima da correlação estequiométrica ideal (Fig. 5.3.19).

Tabela 5.3.7. Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das ilmenites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

granitóides					RMC							
GCB-gr. bordo			GCN-gr. núcleo		hornblendito	gabro hornbléndico	gabros		dioritos			
n=2 amostras			n=4 amostras		n=1 amostra	n=1 amostra	n=2 amostras		n=8 amostras			
média DP			média DP				média DP		média DP			
TiO ₂	52,81	0,47	53,52	0,19	TiO ₂	51,96	53,13	52,69	0,76	53,52	0,42	
FeO	41,83	0,47	40,47	0,84	SiO ₂	-	-	0,03	0,01	0,08	0,07	
MnO	4,92	0,33	5,17	0,38	Cr ₂ O ₃	0,07	0,01	-	-	0,01	0,01	
MgO	0,19	0,09	0,06	0,04	Al ₂ O ₃	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	99,75	0,43	99,23	0,42	FeO	45,27	44,61	44,00	1,08	42,38	1,11	
Formula estrutural com base em 6 oxigénios					MnO	3,13	2,67	2,44	0,43	3,54	0,61	
Ti	2,005	0,009	2,033	0,009	MgO	0,12	0,25	0,10	0,03	0,12	0,07	
Fe ²⁺	1,765	0,022	1,709	0,032	CaO	-	-	0,25	0,15	0,24	0,20	
Mg	0,015	0,007	0,004	0,003	ZnO	0,12	0,20	-	-	0,08	0,02	
Mn	0,210	0,014	0,221	0,017	Total	100,67	100,88	99,51	0,88	99,74	0,89	
Total	3,995	0,009	3,967	0,009	Formula estrutural com base em 6 oxigénios							
Mn/(Mn+Fe)	0,107	0,007	0,115	0,010	Ti	1,999	1,997	2,005	0,033	2,024	0,017	
					Si	-	-	0,001	0,000	0,004	0,004	
					Cr	0,003	0,001	-	-	0,000	0,000	
					Al	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	
					Fe ²⁺	1,862	1,865	1,861	0,042	1,782	0,041	
					Mg	0,007	0,018	0,007	0,002	0,009	0,005	
					Mn	0,129	0,113	0,104	0,018	0,151	0,026	
					Ca	-	-	0,014	0,008	0,013	0,011	
					Zn	0,000	0,008	-	-	0,003	0,001	
					Total	4,00	4,00	3,99	0,03	3,97	0,02	
					Mn/(Mn+Fe)	0,065	0,057	0,053	0,008	0,078	0,013	

(-) não analisado
DP- desvio padrão

A composição da ilmenite do GCB é ligeiramente distinta da do GCN por ser mais empobrecida em Ti e mais enriquecida em Fe, sugerindo, tal como os dados de geoquímica de rocha total, que GCB e GCN tenham derivado de pulsações magmáticas distintas (Tabela 5.3.7 e Fig. 5.3.19).

Nas rochas máficas a ilmenite apresenta composições mais heterogéneas, sobretudo nos dioritos (Tabela 5.3.3), o que pode estar relacionado com a heterogeneidade composicional das rochas tal como verificado através da geoquímica de rocha total (Cap. 5.2).

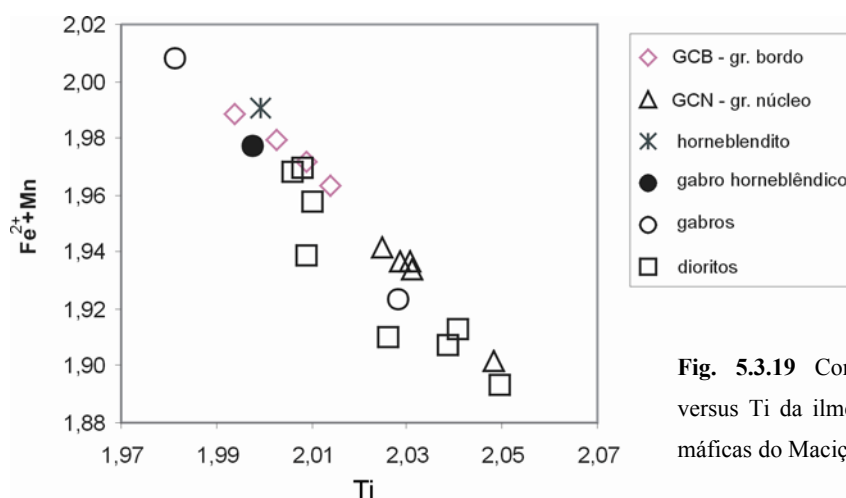


Fig. 5.3.19 Correlação analítica ($Fe^{2+}+Mn$) versus Ti da ilmenite dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

5.3.8. Óxidos do grupo das espinelas

Embora menos frequentes que as ilmenites, os óxidos do grupo da espinela ocorrem nas rochas máficas sobretudo nos termos mais básicos, sob a forma de cromites e magnetites (Fig. 5.1.3F e 5.1.10e) e as suas composições são dadas na Tabela 5.3.8.

Tabela 5.3.8. Análises químicas representativas dos óxidos do grupo da espinela das rochas máficas do Maciço do Carrascal.

	cromites				magnetites							
	hornblendito		gabro hornblêndico ver Fig. 5.1.10E		hornblendito				gabro hornblêndico		diorito	
	núcleo	bordo	cristal 1	cristal 2								
SiO ₂	0,22	0,33	0,48	0,17	nd	nd	0,00	1,32	0,00	nd	0,00	
TiO ₂	0,48	0,26	0,33	0,22	1,12	0,11	0,08	0,03	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	24,53	2,28	22,93	23,78	nd	nd	0,01	0,04	0,00	nd	0,00	
Cr ₂ O ₃	33,67	28,90	35,01	37,40	0,03	0,00	0,01	0,03	nd	0,00	0,00	
FeO	35,88	64,97	33,50	30,29	81,58	90,11	77,14	88,71	78,35	79,31	76,02	
MnO	0,24	0,73	3,38	2,86	0,05	0,07	0,00	0,00	0,02	0,12	0,11	
MgO	3,07	0,08	0,96	2,23	0,00	0,03	0,01	0,74	0,25	0,52	0,00	
NiO	nd	nd	nd	nd	0,40	0,03	nd	nd	nd	2,32	nd	
CaO	0,18	0,15	0,10	0,13	nd	nd	nd	nd	0,00	nd	0,05	
Total	98,26	97,70	96,69	97,08	83,17	90,36	77,25	90,87	78,62	82,27	76,13	

Fórmula estrutural com base em 32 oxigénios

Si	0,057	0,098	0,132	0,046	-	-	0,000	0,412	0,000	-	0,000
Al	7,618	0,795	7,384	7,548	0,000	0,000	0,005	0,014	0,000	0,000	0,000
Cr	7,013	6,744	7,561	7,959	-	-	0,004	0,007	0,000	-	0,000
Fe ³⁺	1,065	8,150	0,660	0,316	15,411	15,946	15,945	15,140	16,000	16,000	16,000
Ti	0,095	0,058	0,067	0,046	0,290	0,027	0,023	0,007	0,000	0,000	0,000
Σ	15,85	15,84	15,80	15,91	15,71	15,97	15,98	15,58	16,00	16,00	16,00
Mg	1,205	0,034	0,391	0,895	0,000	0,015	0,005	0,346	0,136	0,272	0,000
Fe ²⁺	6,842	7,891	6,993	6,503	8,127	7,982	8,019	8,073	7,858	7,046	7,939
Ni	-	-	-	-	0,110	0,008	-	-	-	0,647	-
Mn	0,054	0,182	0,782	0,652	0,012	0,019	0,000	0,000	0,006	0,035	0,036
Ca	0,051	0,048	0,030	0,037	-	-	-	-	0,000	-	0,020
Total	8,15	8,16	8,20	8,09	8,29	8,03	8,02	8,42	8,00	8,00	8,00
Cr/(Cr+Al)	0,92	8,48	1,02	1,05							

nd -não determinado

5.3.9. Rútilo

O rútilo é um acessório frequente, sobretudo nas rochas máficas, e ocorre em estreita associação com a ilmenite e esfena (Fig. 5.1.7d; 5.1.10a, 5.3.3.3). Também ocorre em finas agulhas incluso da biotite (Fig. 5.1.6B). As análises químicas representativas encontram-se na Tabela 5.3.9. No gabro hornoblândico, a relação textural das três fases titaníferas - rútilo, ilmenite e esfena - em contacto, Fig. 5.3.20 e 5.1.10a é sugestiva de modificações nas condições P-T da sua geração (Solá et al., 2003). Admitindo que a ilmenite foi o primeiro mineral a cristalizar e a esfena representa a fase mais tardia, pela análise textural de vários exemplares, é de admitir, que durante o seu arrefecimento houve um incremento de P a T intermédias (da ordem 700-580°C, Solá et al. 2003). Nesta rocha, as mesmas inferências podem também ser deduzidas pela relação composicional das várias anfíbulas que ocorrem em desequilíbrio (Cap. 5.3.5, Solá et al. 2003).

Tabela 5.3.9. Análises químicas representativas do rútilo e respectivas fórmulas estruturais dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

amostra	GCB-gr. Bordo		RMC	
	Carr 3T	Carr 24	hornoblândico Carr 44	gabro hornoblândico Carr 44a
TiO ₂	98,98	75,33	97,63	97,15
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,29
Al ₂ O ₃	0,06	0,17	0,05	-
Nb ₂ O ₅	0,27	0,62	-	-
FeO	0,66	20,11	0,08	0,19
MnO	0,05	1,95	0,02	0,03
MgO	0,05	0,16	0,00	0,01
CaO	0,16	0,07	0,58	0,81
SiO ₂	0,12	1,33	0,11	0,03
ZnO	0,08	0,79	-	0,01
NiO	-	-	0,84	-
Total	100,43	100,53	99,31	98,52
Fórmula com base em 2 oxigénios				
Ti	0,990	0,833	0,993	0,99
Cr	0,000	0,000	0,000	0,00
Al	0,001	0,003	0,001	0,00
Nb	0,002	0,004	0,000	0,00
Fe	0,007	0,247	0,001	0,00
Mn	0,000	0,019	0,000	0,00
Mg	0,001	0,003	0,000	0,00
Ca	0,002	0,001	0,008	0,01
Si	0,002	0,020	0,001	0,00
Zn	0,001	0,009	0,000	0,00
Ni	0,000	0,000	0,000	0,00

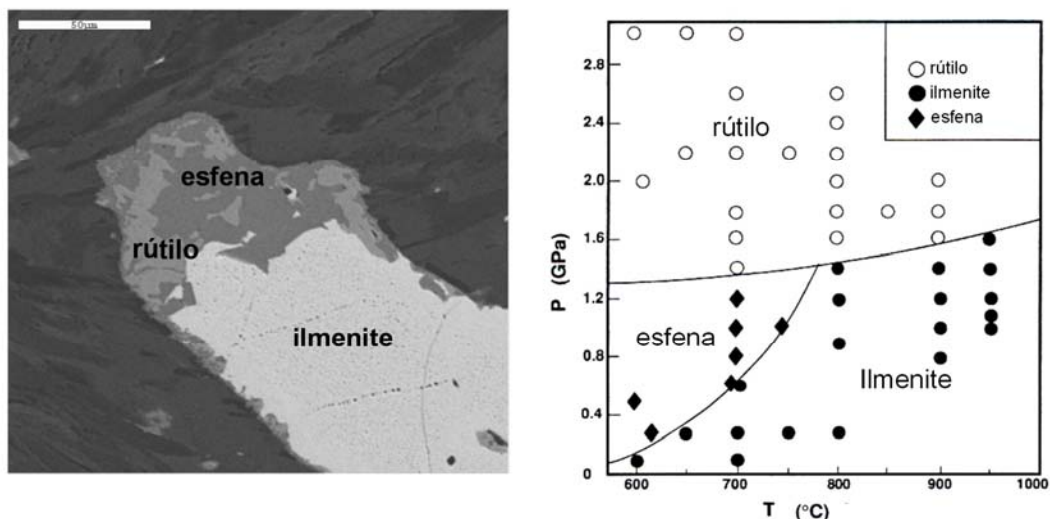


Fig. 5.3.20. Microfotografia obtida por SEM da relação dos minerais titaníferos no gabro hornoblândico do Maciço do Carrascal. O diagrama da direita adaptado de Liu et al., (1996) in Ernst, & Liu, (1998) mostra os campos sintéticos e relações de estabilidade inferidas das fases titaníferas para o sistema basalto MORB- H₂O.

5.3.10. Apatite

Nos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal, a apatite ocorre normalmente em estreita associação com outros acessórios, inclusa em biotite ou nos feldspatos. As suas composições permitem classificá-las como fluorapatites nos granitóides e dioritos, mas como hidroxiapatite no hornoblendito e gabro hornoblândico (Tabela 5.3.10) e revelam alguma variação nos parâmetros da fórmula estrutural (Fig. 5.2.21).

O Cl tende a correlacionar-se inversamente com o F, nas apatites das rochas máficas. De referir que o conteúdo em Cl é muito elevado nas apatites do hornoblendito (0,5-2%), sendo praticamente nulo nas apatites dos granitóides (Tabela 5.3.10 e Fig. 5.3.21).

As apatites dos granitóides do bordo (GCB) tendem a apresentar valores mais elevados da razão Mn/Ca do que as do GCN (Fig. 5.2.21).

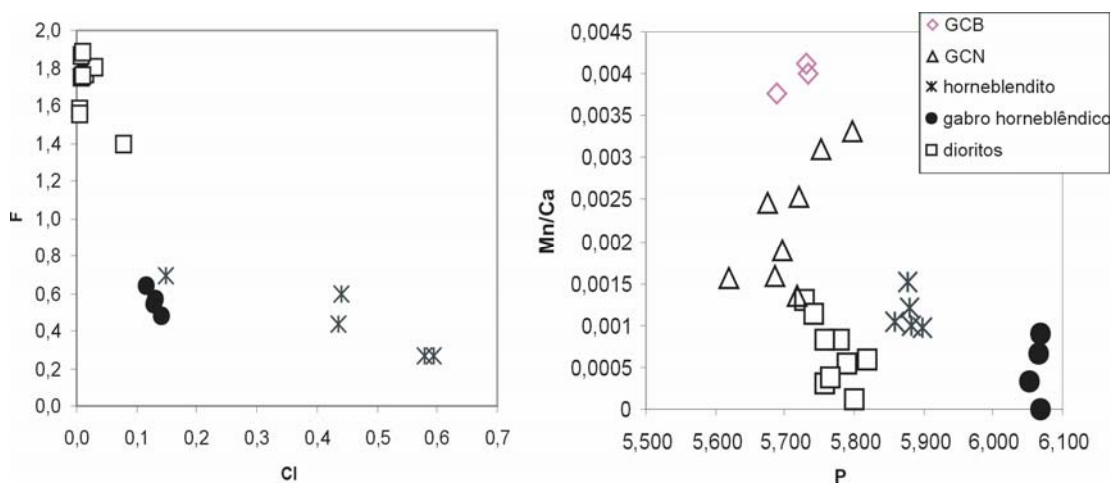


Fig. 5.3.21. Relação composicional entre os parâmetros da fórmula estrutural da apatite (análises pontuais) dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

Tabela 5.3.10. Composições químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais das apatites dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

	GCB-gr.bordo		GCN-gr. Núcleo		horneblendito		gabro hornebléndico		dioritos	
	n= 3 análises		n=8 análises		n=5 análises		n=4 análises		n=9 análises	
	Média	DP	Média	DP	Média	DP	Média	DP	Média	DP
FeO	0,16	0,02	0,30	0,18	0,22	0,07	0,30	0,11	0,17	0,13
MnO	0,28	0,01	0,17	0,06	0,08	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00
CaO	55,10	0,17	55,61	0,69	54,98	0,22	53,41	0,83	55,53	0,42
SrO	0,04	0,01	0,01	0,02	0,25	0,08	-	-	0,03	0,02
P₂O₅	41,52	0,17	42,03	0,97	41,81	0,13	43,39	0,63	41,90	0,53
F	4,05	0,31	4,32	0,54	0,86	0,37	1,07	0,13	3,32	0,32
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	1,56	0,63	0,46	0,04	0,07	0,08
Total	101,14	0,30	102,46	1,53	99,79	0,27	98,33	1,47	101,06	0,92
O≡F	1,71	0,13	1,82	0,23	0,36	0,15	0,45	0,05	1,40	0,14
O≡Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,14	0,10	0,01	0,02	0,02
Total	99,43	0,25	100,64	1,60	99,07	0,23	97,77	1,46	99,65	0,90
F. estrutural com base em 25 O,OH,Cl,F										
P	5,717	0,026	5,709	0,052	5,879	0,014	6,063	0,008	5,771	0,029
Fe	0,021	0,003	0,040	0,023	0,031	0,010	0,041	0,014	0,023	0,017
Mg	0,000	0,000	0,002	0,002	0,007	0,006	0,007	0,003	0,001	0,001
Mn	0,038	0,002	0,023	0,008	0,011	0,002	0,005	0,004	0,007	0,004
Ca	9,602	0,014	9,563	0,084	9,783	0,028	9,445	0,027	9,678	0,056
Sr	0,003	0,001	0,001	0,002	0,024	0,008			0,002	0,002
Σ	9,665	0,015	9,629	0,086	9,856	0,022	9,499	0,034	9,711	0,054
F	2,085	0,158	2,194	0,285	0,452	0,191	0,558	0,066	1,706	0,162
Cl	0,000	0,000	0,001	0,001	0,440	0,179	0,129	0,010	0,019	0,023
OH	0,007	0,011	0,046	0,108	1,108	0,082	1,314	0,057	0,275	0,150
Mn/Ca	0,0040	0,0002	0,0024	0,0009	0,0011	0,0002	0,0005	0,0004	0,0007	0,0004

5.4. Geocronologia do zircão

Para a datação do zircão do Maciço do Carrascal foram seleccionadas três amostras representativas com a seguinte distribuição (Fig. 5.4.1):

- uma amostra (Carr 36) recolhida no granitóide do bordo (GCB);
- uma amostra (Carr 47) recolhida no granito do núcleo (GCN);
- uma amostra (Carr 12A) de composição gabróica representativa da mancha de rochas máficas (RMC).

A determinação da idade destas três rochas foi feita pelo método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões individuais ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ “single-zircon stepwise evaporation method”, Kober, 1987), também conhecido por método de Kober, conjuntamente com o método LA-ICP-MS. Embora o método de Kober seja bastante mais preciso, é bastante mais moroso que o método LA-ICP-MS, o qual permitiu obter um maior número de análises.

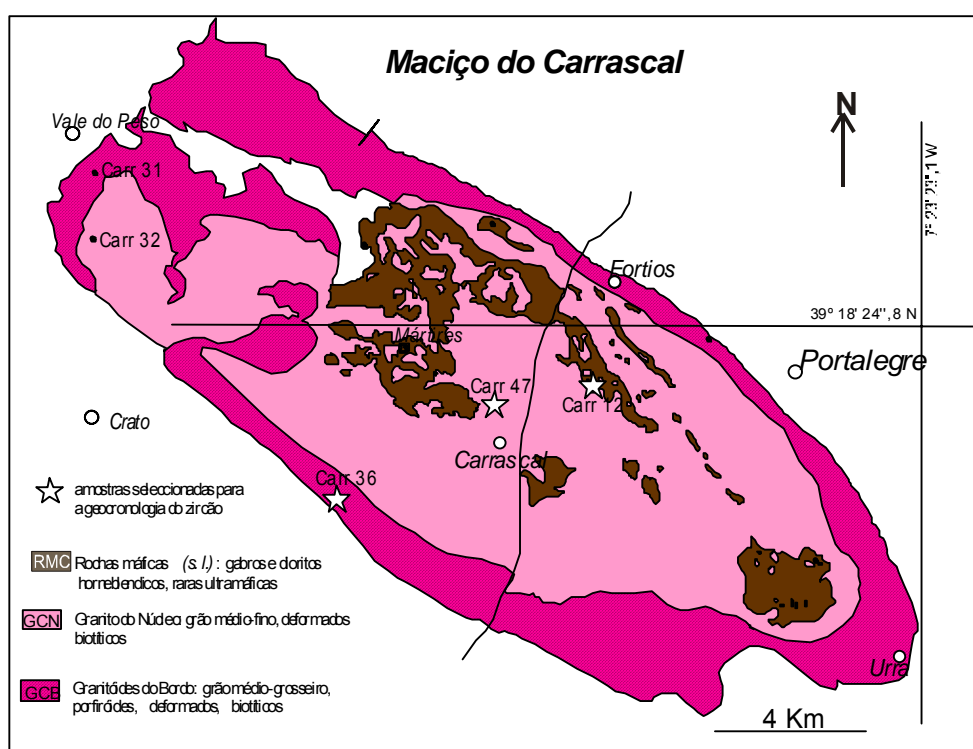


Fig. 5.4.1. Mapa geológico do Maciço do Carrascal com localização das amostras seleccionadas para a geocronologia do zircão.

5.4.1. Resultados do método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (método de Kober)

Foram analisados 14 cristais de zircões: 4 do GCB, 7 do GCN e 3 do gabro, que produziram um total de 55 patamares (“steps”) de evaporação. Os resultados estão apresentados na Tabela 5.4.1. e projectadas na Fig.5.4.2.

Tabela 5.4.1. Resultados do método de evaporação sequencial de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das dos zircões dos granitóides e gabro do Maciço do Carrascal

amostra	grao de zircão	Step	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro (2s)	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	idade (Ma)
GCB-Granitóide do bordo (Carr 36-sienogranito)							
1	1	1	0,000052	0,057405	0,20	0,056792	483±5
1	2	2	0,000058	0,057665	0,30	0,056959	490±7
1	3	3	0,000034	0,057072	0,30	0,056714	480±6
1	4	4	0,000002	0,056985	0,50	0,056799	484±11
2	1	1	0,000025	0,056650	0,30	0,056423	469±7
2	2	2	0,000029	0,057142	0,20	0,056851	486±5
3	1	1	0,000031	0,056678	0,10	0,056362	467±3
3	2	2	0,000036	0,057297	0,29	0,056912	488±6
3	3	3	0,000049	0,057410	0,40	0,056835	485±9
3	4	4	0,000025	0,057216	0,30	0,056988	491±7
4	1	1	0,000208	0,059127	0,60	0,056235	462±13
4	2	2	0,000148	0,058407	0,40	0,056390	468±9
4	3	3	0,000240	0,059825	0,30	0,056464	471±6
4	4	4	0,000723	0,066869	0,50	0,056484	471±11
4	5	5	0,000080	0,063347	0,20	0,056834	485±5
4	6	6	0,000799	0,068537	0,50	0,057057	494±11
GCN-Granito do núcleo (Carr 47-monzogranito)							
1	1	1	0,000373	0,061994	0,40	0,056705	480±9
1	2	2	0,000772	0,067681	0,30	0,056586	475±6
1	3	3	0,000779	0,067821	0,40	0,056625	477±9
1	4	4	0,001167	0,073495	0,23	0,056654	478±5
2	1	1	0,000074	0,057416	0,13	0,056476	471±3
2	2	2	0,000070	0,057435	0,19	0,056553	474±4
3	1	1	0,000244	0,060303	0,18	0,056892	487±4
3	2	2	0,000371	0,062097	1,00	0,056838	485±22
4	1	1	0,001232	0,074380	0,40	0,056592	476±9
4	2	2	0,001258	0,075106	0,38	0,056949	490±6
5	1	1	0,000251	0,060094	0,19	0,056569	475±4
5	2	2	0,000227	0,059762	0,15	0,056592	476±3
5	3	3	0,000219	0,059591	0,13	0,056541	474±3
5	4	4	0,000068	0,057463	0,16	0,056611	476±3
6	1	1	0,000169	0,058946	0,50	0,056639	477±9
6	2	2	0,000195	0,059549	0,40	0,056851	486±9
6	3	3	0,000219	0,059687	0,30	0,056657	478±6
6	4	4	0,000212	0,059852	0,50	0,056925	488±11
6	5	5	0,000220	0,059689	0,60	0,056642	478±13
6	6	6	0,000273	0,060349	0,70	0,056538	474±15
7	1	1	0,000068	0,057569	0,30	0,056717	481±6
7	2	2	0,000068	0,057768	0,26	0,056917	488±6
RMC- Rochas máficas (Carr 12-gabro)							
1	1	1	0,000037	0,056903	0,16	0,056498	472±4
1	2	2	0,000028	0,056744	0,20	0,056478	471±5
1	3	3	0,000023	0,056621	0,30	0,056430	469±6
1	4	4	0,000023	0,056718	0,20	0,056514	473±4
1	5	5	0,000039	0,056935	0,40	0,056508	472±8
2	1	1	0,000008	0,057622	0,30	0,057639	516±7
2	2	2	0,000004	0,061682	0,40	0,061778	666±8
2	3	3	0,000138	0,062983	1,50	0,062935	706±32
2	4	4	0,000005	0,059968	0,60	0,060004	605±13
2	5	5	0,000014	0,056576	0,50	0,056508	472±11
2	6	6	0,000010	0,056381	0,13	0,056375	467±3
2	7	7	0,000015	0,056369	0,19	0,056285	464±5
2	8	8	0,000013	0,056548	0,17	0,056495	472±4
3	1	1	0,000025	0,056684	0,40	0,056463	471±9
3	2	2	0,000056	0,057168	0,40	0,056490	472±8
3	3	3	0,000029	0,056753	0,20	0,056467	471±5
3	4	4	0,000024	0,056756	0,30	0,056546	474±4
Características dos zircões:							
GCB (Carr 36)	1	prismático, ligeiramente idiomórfico, amarelo pálido, opaco 300 x 100µm					
	2	semelhante ao anterior, 250 x 100µm					
	3	prisma médio, idiomórfico, pirâmides curtas, amarelo escuro, opaco					
	4	prisma médio, idiomórfico, pirâmides curtas 120 µm, amarelo pálido escuro, translúcido					
RMC (Carr12)	1	prismático, idiomórfico, pirâmides curtas, amarelo escuro, translúcido 280 x 180µm					
	2	alongado, não idiomórfico, amarelo pálido, muito límpido 350 x 150µm					
	3	grande prisma, idiomórfico, amarelo escuro, quase opaco 350 x 130µm					

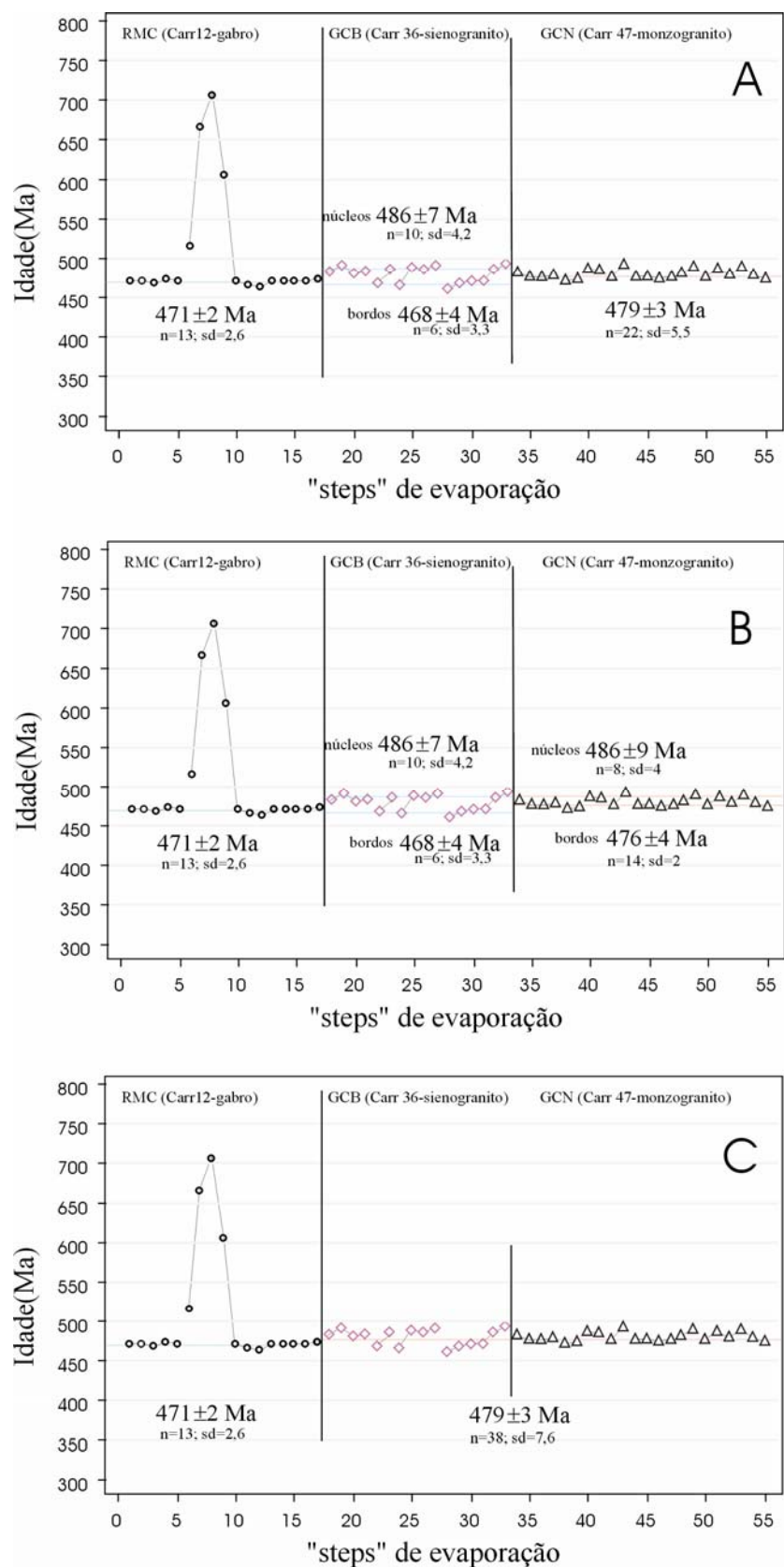


Fig. 5.4.2. Projecção das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas para os granitóides e gabro do Maciço do Carrascal, mostrando 3 interpretações no caso da idade dos granitóides do bordo e núcleo (ver explicação no texto).

RMC (gabro-Carr12): foram analisados 3 zircões que produziram um total de 17 patamares de evaporação. O 1º e o 3º zircão deram 5 e 4 patamares, respectivamente, todos com idades uniformes em torno dos 470 Ma e o 2º zircão produziu 8 patamares com idades altas nos primeiros 4 patamares e a mesma idade dos outros zircões nos 4 últimos patamares. (Tabela 5.4.1 e Fig. 5.4.2). Este facto pode ser interpretado, pela presença de um pequeno núcleo herdado, excêntrico, próximo de um bordo, que se esgotou totalmente nos 4 primeiros patamares de evaporação. A idade obtida para os zircões nesta amostra foi de 471 ± 2 Ma que corresponde à média de 13 patamares de evaporação.

GCB (sienogranito-Carr 36): foram analisados 4 zircões que deram um total de 16 patamares de evaporação (Tabela 5.4.1 e Fig. 5.4.2). Os resultados obtidos sugerem a presença de duas idades, uma mais jovem de 468 ± 4 Ma ($n=4$; $sd=3,3$) encontrada nos bordos de 3 dos cristais e outra mais antiga de 486 ± 7 Ma ($n=10$; $sd=4,2$) encontrada no núcleo de todos os zircões, que se considera a idade mínima destes núcleos (5.4.2A). Uma possível interpretação para esta bimodalidade é que os zircões tenham sofrido recristalização devido provavelmente à intrusão das rochas máficas, que se traduziu em pequenos recrescimentos a 468 ± 4 Ma em torno dos zircões com 486 ± 7 Ma. Outra hipótese seria considerar a globalidade dos dados em que a idade calculada corresponde a $479,6 \pm 3$ Ma ($n=16$; $sd=10$), idêntica à do granito do núcleo do maciço (5.4.2 C).

GCN (monzogranito-Carr47): foram analisados 7 zircões que deram um total de 22 patamares de evaporação com idades entre os 471 ± 6 Ma e os 487 ± 4 Ma, (Tabela 5.4.1 e Fig. 5.4.2). Duas hipóteses podem ser consideradas (Fig. 5.4.2 A-B). Considerando a globalidade dos dados a idade calculada é de 479 ± 3 Ma ($n=22$; $sd=5,5$) (Fig. 5.4.2A). Tomando como hipótese uma distribuição bimodal dos dados, tal como na amostra anterior, obtêm-se duas idades, uma de 486 ± 9 Ma ($n=8$, $sd=4$) e outra de 476 ± 4 Ma ($n=14$, $sd=2$).

5.4.2. Resultados do método LA-ICP-MS

Foram realizadas 52 análises pontuais (cada análise corresponde a um zircão, dado que o diâmetro do feixe é de 60-80 micrones). Os resultados estão representados na Tabela 5.4.2 e nas Figs. 5.4.3 e 5.4.4.

RMC (gabro-Carr12): foram analisados 18 zircões, a média de idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas (com ^{207}Pb) foi de 484 Ma ($n= 18$ zircões; $sd=10,3$), ligeiramente mais antiga do que obtida pelo método anterior. As análises são maioritariamente discordantes.

GCB e GCN (Carr 36 e Carr 47): foram analisados 34 zircões. Os dados confirmam uma distribuição de idades bimodal com um máximo de idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas um a 503 Ma e outro a 472 Ma, tal como verificado pelo método de evaporação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Aqui, também a idade de 503 Ma é mais antiga do que a obtida anteriormente de 486 Ma. A gama de idades obtida para a amostra do núcleo é

mais restrita (468-489 Ma) do que a do bordo (462-522Ma).Este facto, sugere uma idade mais uniforme para este granito, favorecendo a interpretação apresentada na Fig 5.4.2A.

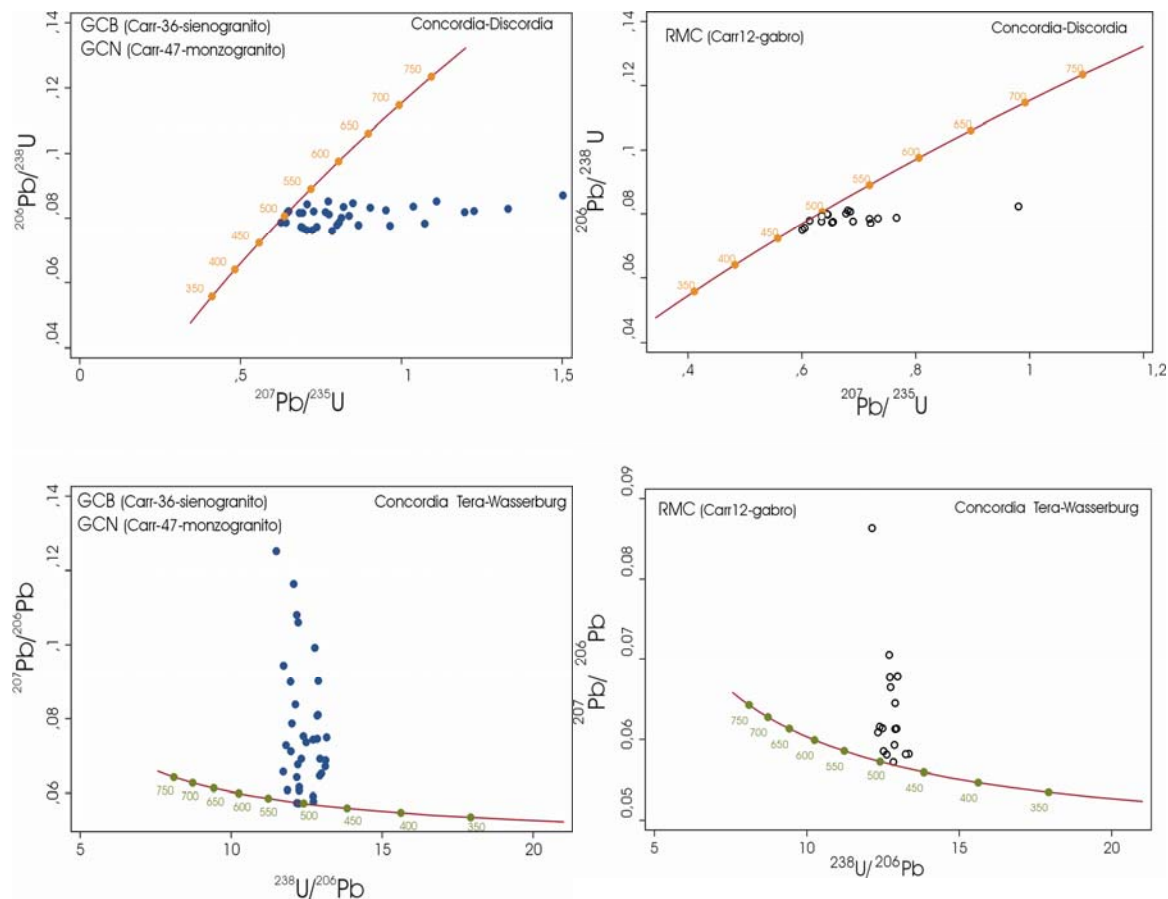


Fig. 5.4.3. Projecção das idades obtidas por LA-ICP-MS no diagrama da concórdia-discórdia U-Pb e concórdia Tera-Wasserburg para os granitóides e gabro do Maciço do Carrascal, mostrando que a grande maioria são discordantes. No caso dos granitos é possível observar a existência de duas linhas de discórdia paralelas sobretudo no diagrama da concórdia Tera-Wasserburg, que correspondem à bimodalidade de idades representada na Fig.5.4.4.

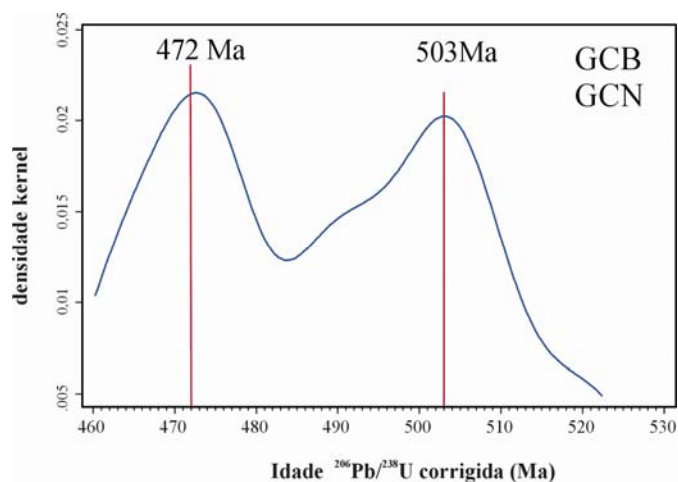


Fig. 5.4.4. Frequência das idades (densidade kernel) obtidas por LA-ICP-MS nos granitóides do Maciço do Carrascal onde se observa uma distribuição bimodal.

Tabela 5.4.2. Dados isotópicos obtidos por LA-ICP-MS dos zircões dos granitóides e gabro do Maciço do Carrascal.

Ref	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	t			
									²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb (Ma)	²³² Th/ ²⁰⁸ Pb (Ma)
GCB (Carr-36-sienogranito)												
a10	70	149	868	0,081603	0,692742	0,028656	0,061569	0,000474	503	506	534	571
a11	119	1009	1184	0,082447	0,952445	0,028696	0,083784	0,002014	494	511	679	572
a12	70	106	888	0,081753	0,645076	0,023726	0,057227	0,000112	507	507	505	474
a13	194	493	2368	0,077704	0,867095	0,044198	0,080932	0,001692	468	482	634	874
a15	119	1333	1311	0,077005	0,692560	0,020342	0,065228	0,000637	473	478	534	407
a18	85	374	987	0,082133	0,727712	0,027040	0,064260	0,000645	505	509	555	539
a2	101	737	1100	0,081162	0,774486	0,026299	0,069208	0,000717	496	503	582	525
a21	64	487	640	0,083606	1,036736	0,028748	0,089935	0,002475	497	518	722	573
a27	154	372	1902	0,081647	0,683560	0,026997	0,060720	0,000283	504	506	529	538
a28	78	210	920	0,084291	0,706956	0,030769	0,060829	0,000433	520	522	543	613
a4	54	169	694	0,078659	0,641560	0,023687	0,059154	0,000347	487	488	503	473
a8	51	97	600	0,085276	0,773057	0,035023	0,065748	0,000558	522	528	582	696
bz1	55	238	632	0,081927	0,764600	0,029441	0,067686	0,001148	501	508	577	587
bz11	127	771	1534	0,076206	0,722652	0,024382	0,068776	0,000865	466	473	552	487
bz12	56	410	626	0,078672	0,805759	0,027176	0,074281	0,001266	478	488	600	542
bz3	37	86	466	0,082182	0,649825	0,024334	0,057347	-0,000106	509	509	508	486
bz5	42	182	497	0,080109	0,813323	0,029769	0,073634	0,001241	487	497	604	593
bz9	93	702	890	0,082200	1,225828	0,034221	0,108157	0,003716	477	509	812	680
c15	30	96	348	0,084613	0,848846	0,030289	0,072759	0,001655	514	524	624	603
c17	163	908	1785	0,077613	0,965102	0,037332	0,090186	0,002348	462	482	686	741
c18	77	56	908	0,083251	0,903302	0,103501	0,078694	0,001682	502	516	654	1991
c2	69	230	706	0,085185	1,109337	0,051932	0,094449	0,002926	503	527	758	1023
c4	86	374	1048	0,075991	0,784681	0,033145	0,074890	0,001442	461	472	588	659
c5	77	82	751	0,087019	1,501921	0,171285	0,125178	0,005438	493	538	931	3196
GCN (Carr-47 -monzogranito)												
z11	293	1418	3584	0,077309	0,737166	0,025780	0,069157	0,001002	473	480	561	515
z12	339	1744	4192	0,076278	0,706189	0,025383	0,067146	0,000877	468	474	543	507
z15	181	523	1856	0,082901	1,331432	0,063849	0,116481	0,004169	475	513	860	1251
z16	473	2989	5688	0,077336	0,688773	0,023152	0,064594	0,000645	475	480	532	463
z17	197	859	2182	0,078342	1,072480	0,041555	0,099286	0,003050	460	486	740	823
z19	772	3905	8748	0,080746	0,837552	0,029859	0,075229	0,001275	489	501	618	595
z2	194	1265	2219	0,077815	0,866646	0,026176	0,080775	0,001698	469	483	634	522
z4	523	3526	6261	0,078613	0,626267	0,020850	0,057778	0,000243	487	488	494	417
z5	641	3949	7450	0,077812	0,799575	0,026363	0,074526	0,001435	472	483	597	526
z6	545	2981	5935	0,081853	1,197274	0,027260	0,106085	0,003549	476	507	799	544
RMC (Carr-12 Gabro)												
a1	33	168	389	0,079863	0,645829	0,026024	0,058650	0,000216	494	495	506	519
a10	25	110	304	0,077106	0,721165	0,031996	0,067834	0,000881	472	479	551	637
a11	64	482	699	0,081084	0,680637	0,025969	0,060881	0,000397	500	503	527	518
a2	150	1391	1640	0,079254	0,635082	0,023005	0,058117	0,000338	491	492	499	460
a4	37	288	432	0,077272	0,653417	0,022594	0,061329	0,000575	477	480	511	452
a6	16	63	189	0,078580	0,733843	0,031688	0,067731	0,001387	481	488	559	631
a7	29	87	357	0,080118	0,678126	0,027862	0,061387	0,001789	494	497	526	555
bz2	55	444	635	0,077543	0,655311	0,022810	0,061291	0,000316	479	481	512	456
bz5	65	495	722	0,080707	0,685160	0,024432	0,061572	0,000375	498	500	530	488
bz6	33	237	374	0,078446	0,719029	0,025604	0,066477	0,001029	481	487	550	511
bz7	58	554	646	0,077671	0,634999	0,023398	0,059294	0,000163	481	482	499	468
bz9	156	2189	1576	0,077866	0,613697	0,021305	0,057161	0,000135	483	483	486	426
c1	16	61	213	0,074944	0,601097	0,027485	0,058171	0,000897	465	466	478	548
c11	59	429	665	0,079915	0,644518	0,024232	0,058493	0,000176	495	496	505	484
c12	67	212	816	0,078779	0,766320	0,033517	0,070549	0,000868	481	489	578	666
c4	97	468	1238	0,075512	0,605385	0,023942	0,058145	0,000164	468	469	481	478
c5	89	684	1020	0,077583	0,690025	0,023602	0,064505	0,000591	477	482	533	472
c8	43	201	461	0,082394	0,980888	0,038559	0,086341	0,002387	492	510	694	765

GCB-Granitóide do bordo, GCN-Granito do núcleo, RMC-Rochas máficas

Uma possível explicação para o facto das idades do gabro e a idade mais antiga dos granitos serem mais antigas por este método seria a eventual presença de pequenos núcleos restícticos no interior dos zircões (confirmados no caso do gabro, pelo método anterior), uma vez que através deste método não é possível detectar idades de mistura. Contudo, visto que o método de Kober é o que oferece maior precisão irão ser consideradas as idades calculadas por esse método. Assim, os dados indicam uma idade Ordovícica para a intrusão do Maciço do Carrascal e a seguinte interpretação dos eventos cronológicos: a intrusão terá tido início aos 486 ± 7 Ma com a intrusão do granitóide do bordo (GCB), seguida da do granito do núcleo aos 479 ± 3 Ma e culminando aos 471 ± 2 Ma com a intrusão dos corpos máficos, que provocaram recrescimentos “reseting” nos zircões do granitóide do bordo.

A idade precisa do Maciço do Carrascal é muito importante para a interpretação geológica da Zona de transição entre a ZCI/ZOM, onde as unidades estão fortemente afectadas pela deformação Varisca. Até agora este corpo tinha sido considerado uma intrusão Varisca relacionada com as últimas fases orogénicas (Fernandes & Gonçalves, 1971), ou relacionada com uma fase Varisca precoce, ca. 350 Ma, (Ribeiro & Santos, 2005). De referir que estes últimos autores obtiveram uma errócrona Rb-Sr de 449 ± 24 Ma; MSWD = 401, com base nas várias rochas (granitos e máficas).

Outra inferência importante a retirar dos dados é a presença de idades cadomianas (706-605Ma) detectadas num zircão da amostra de gabro (Tabela 5.4.1 e Fig. 5.4.2). Este facto pode sugerir que as rochas máficas derivam de um protólito complexo (multicíclico) ou que o magma máfico (primitivo) tenha sofrido contaminação com o material encaixante.

Outra informação útil que se pode retirar do método LA-ICP-MS é a composição Th/U do zircão. A variação da razão Th/U dos zircões é geralmente atribuída a diferenças na natureza dos processos de fusão, em que baixos valores ($<0,1$) são normalmente atribuídos a processos de ultrametamorfismo e valores altos (>1) são característicos de um envolvimento de um magma ígneo máfico nos processos de fusão. Os zircões das rochas graníticas apresentam geralmente $Th/U < 1$, com média 0,5 (Ahrens et al., 1967). No Maciço do Carrascal os zircões têm razões Th/U compatíveis com os zircões de rochas ígneas félsicas ($Th/U_{GCB} = 0,06-1,02$; $Th/U_{GCN} = 0,28-0,57$; $Th/U_{gabro} = 0,24-1,39$) (Fig. 5.4.4). Embora as razões médias de Th/U não variem muito nas três rochas, e sejam típicas das rochas granitóides (s.l.) (média $Th/U_{GCB} = 0,4$; média $Th/U_{GCN} = 0,5$; média $Th/U_{gabro} = 0,6$) é de referir, que os zircões do granito do núcleo apresentam teores de U e de Th muito mais elevados. Esse aumento em U e Th nos zircões do bordo pode ser atribuído a um magma mais evoluído.

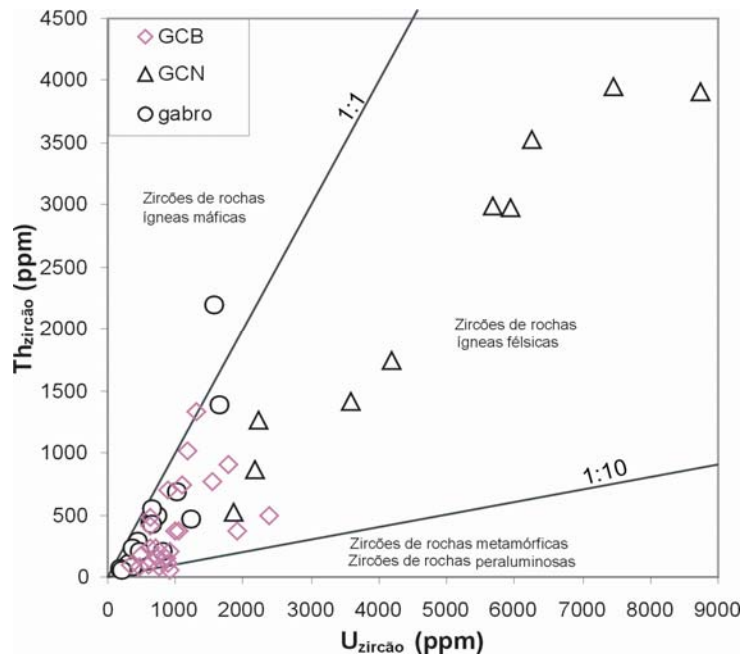


Fig. 5.4.5. Diagrama Th versus U das análises obtidas por La-ICP-MS mostrando a variação das composições dos zircões dos granitóides do núcleo (GNC), do bordo (GCB) e do gabro do Maciço do Carrascal. Os zircões do GNC apresentam uma composição claramente distinta com mais Th e U, relativamente aos zircões das restantes amostras, podendo ser indicativo de uma fonte distinta.

5.5. Geoquímica Isotópica de Rocha Total

5.5.1. Isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd

As determinações de isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd foram efectuadas em 6 amostras representativas dos vários granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal. Os resultados são apresentados nas Tabelas 5.5.1 e 5.5.2., respectivamente, e projectados na Fig. 5.5.1. Na Tabela 5.5.2 são também apresentadas as idades modelo Nd, calculadas em relação ao reservatório condrítico uniforme (T_{CHUR}) e ao manto empobrecido (T_{DM}). Para o cálculo das razões isotópicas iniciais de Sr e Nd foram utilizadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do método de evaporação sequencial (Capítulo 5.4): 486 Ma para o granitóide do bordo (GCB), 479 Ma para o granito do núcleo (GCN) e 471 para as rochas máficas (RMC).

Tabela 5.5.1. Dados isotópicos Rb-Sr obtidos para os granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2 σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	ϵSr_i
GCB-granitóide do bordo								
Carr3-granodiorito	129,90	151,75	0,86	2,480	0,72215	0,0020	0,70497	14,76
Carr28-sienogranito	188,60	34,36	5,49	16,051	0,81567	0,0020	0,70451	8,22
Carr35 -sienogranito	175,20	63,73	2,75	7,991	0,75874	0,0020	0,70340	-7,57
GCN-granito do núcleo								
Carr27-monzogranito	133,20	102,80	1,30	3,756	0,73136	0,0020	0,70572	25,25
Carr32-sienogranito	164,60	59,34	2,77	8,069	0,76162	0,0030	0,70655	37,05
Carr21-sienogranito	145,30	82,40	1,76	5,115	0,73858	0,0020	0,70367	-3,82
RMC-rochas máficas								
Carr 44 - hornblendito	10,19	61,02	0,17	0,483	0,70584	0,0040	0,70260	-19,27
Carr12A-gabro	27,43	259,00	0,11	0,306	0,70628	0,0060	0,70423	3,89
Carr 10 -diorito	67,72	264,80	0,26	0,740	0,70967	0,0030	0,70470	10,66

Tabela 5.5.2. Dados isotópicos Sm-Nd obtidos para os granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd_i	T_{CHUR} (Ga)	T_{DM} (Ga)
GCB-granitóide do bordo										
Carr3-granodiorito	5,24	23,58	0,22	0,134	0,51257	0,0020	0,51214	2,59	-	0,94
Carr28-sienogranito	5,73	23,98	0,24	0,144	0,51248	0,0020	0,51202	0,07	0,48	1,25
Carr35 -sienogranito	4,80	21,32	0,23	0,136	0,51243	0,0020	0,51200	-0,25	0,52	1,21
GCN-granito do núcleo										
Carr27-monzogranito	5,99	28,20	0,21	0,128	0,51248	0,0020	0,51208	1,18	-	1,03
Carr32-sienogranito	5,86	27,88	0,21	0,127	0,51238	0,0019	0,51198	-0,80	0,57	1,18
Carr21-sienogranito	3,17	16,39	0,19	0,117	0,51235	0,0030	0,51198	-0,75	0,55	1,11
RMC-rochas máficas										
Carr 44 - hornblendito	2,93	11,78	0,25	0,150	0,51266	0,0018	0,51220	3,26	-	0,96
Carr12A-gabro	6,32	27,09	0,23	0,141	0,51253	0,0020	0,51210	1,26	-	1,10
Carr 10 -diorito	5,72	22,82	0,25	0,152	0,51265	0,0017	0,51218	2,93	-	1,01

$\epsilon\text{Nd}(t)$ e T_{CHUR} foram calculados com os coeficientes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{CHUR}=0,51238$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{CHUR}=0,1967$ (Jacobsen & Wasserburg, 1984). Para o cálculo T_{DM} usou-se $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{DM}=0,513114$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{DM}=0,222$ (Michard et al. 1985 in Faure, 1986).

Globalmente, o espectro composicional das assinaturas isotópicas dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal é característico de assinaturas primitivas, com relativamente baixos valores de

Sr inicial e valores de ϵNd inicial positivos, ou ligeiramente negativos (Tabela 5.5.1 e Fig. 5.5.1). Estas assinaturas enquadram-se no espectro das assinaturas dos granitos do tipo-I, australianos (Fig. 5.5.1B).

As razões de Sr iniciais dos granitóides são baixas, sendo ligeiramente menores nos granitóides do bordo (GCB) com $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{486} = 0,70340-0,70497$, relativamente aos do núcleo $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479} = 0,70367-0,70655$, sugerindo que este último, representa um magma relativamente mais evoluído do que o primeiro. De igual modo, a mesma inferência pode ser retirada através dos isótopos de Nd, pois o GCB apresenta valores mais elevados de ϵNd_i ($\epsilon Nd_{486} = -0,25$ a $+2,59$) relativamente ao GCN ($\epsilon Nd_{479} = -0,8$ a $+1,18$) (Fig. 5.5.1A).

O gabro apresenta uma razão de Sr inicial calculado para 471 Ma de 0,70423 ligeiramente menor do que a do diorito, com 0,70470, contudo ambos os valores, enquadram-se no intervalo das razões de Sr inicial dos dois granitóides, podendo ser indicativo de que tenha havido alguma contaminação dos magmas máficos, com os granitóides, aquando da sua intrusão (Fig. 5.5.1A).

Por seu turno, o valor de ϵNd_{471} do diorito (+2,93) é superior ao do gabro (+1,26), sugerindo diferenças e/ou contaminações nos protólitos respectivos.

O hornblendito apresenta a assinatura mais primitiva com, menor valor de Sr inicial (0,70260) e maior ϵNd_{471} de +3,26, representando um magma menos evoluído de todo o Maciço (Fig. 5.5.1A).

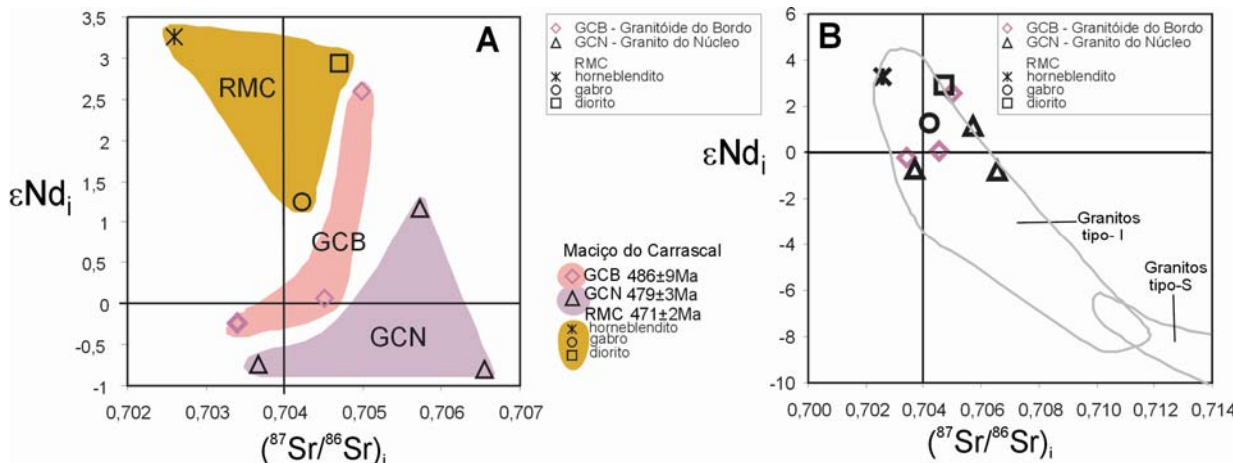


Fig. 5.5.1. Projecção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama ϵNd_i versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, a que se sobrepôs no diagrama B os campos dos granitos do tipo I e tipo S da região de Lachlan Fold Belt, Austrália, segundo King et al. (1997) com dados de Chappell et al. (1990).

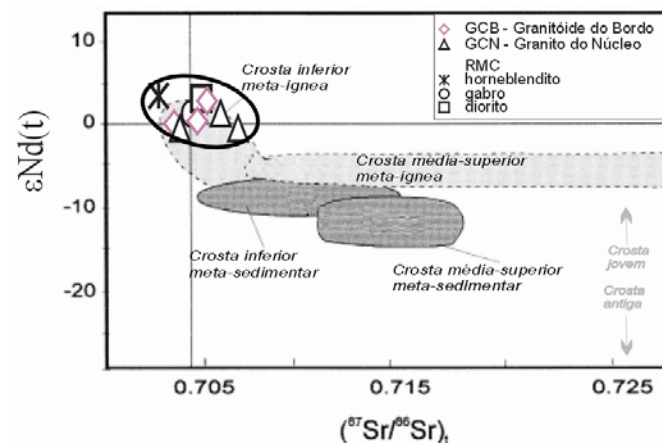


Fig. 5.5.2. Projecção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama ϵNd_i versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, mostrando os campos das rochas metaígneas e metassedimentares da crosta média-superior e xenólitos metaígneos e metassedimentares do Maciço Central Francês (Turpin et al., 1990; Downes & Duthou, 1988 in Villaseca et al., 1998).

Os valores de ϵ_{Nd_i} positivos a ligeiramente negativos dos granitóides do Maciço do Carrascal são bastante mais elevados dos valores característicos dos metassedimentos, sugerindo a inexistência (ou participação desprezável) de componentes sedimentares nas suas fontes magmáticas (Fig.5.5.2 e 5.5.3A). As fontes magmáticas dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal são compatíveis com componentes da crosta continental reciclada, de natureza metaígneia (Fig.5.5.2), podendo igualmente ser explicadas por um envolvimento de magmas máficos primitivos (mantélicos?).

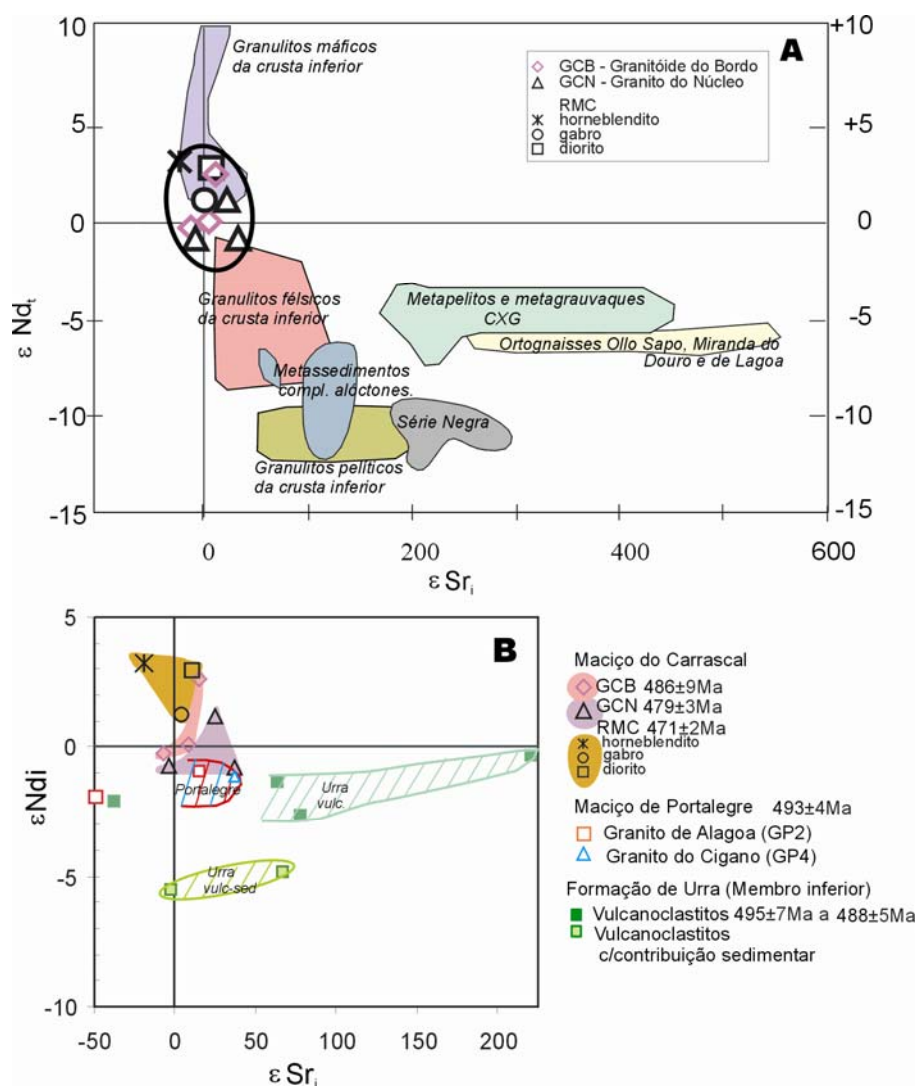


Fig. 5.5.3. Projecção dos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal no diagrama ϵ_{Nd_i} , versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$: A: comparação com as assinaturas isotópicas de algumas unidades do Maciço Ibérico, segundo Beetsma (1995) e Azevedo & Valle-Aguado (2006). B: comparação com os magmatitos contemporâneos, especialmente associados (Maciço de Portalegre e vulcanoclastitos da Formação de Urrea).

O carácter relativamente primitivo das assinaturas de Nd do Maciço do Carrascal, sugere uma curta história de residência crustal para os protólitos de todas as rochas (i.e. derivados de crosta jovem), apoiado pelos cálculos das idades modelo. Essas idades sugerem tempos curtos de residência

crystal dos protólitos com T_{CHUR} próximos do tempo da intrusão (480-570 Ma) e T_{DM} da ordem dos 940-1250 Ma. Contudo, é de realçar que o estudo geocronológico do zircão comprovou, apenas um núcleo herdado de idade Cadomiana, num gabro e sugeriu a eventual presença de núcleos mais antigos nos granitóides devido ao facto da idade obtida por LA-ICP-MS ter sido superior à do método de evaporação sequencial de $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Cap. 5.4).

Comparando as assinaturas Sr-Nd do Maciço do Carrascal com as de unidades referenciadas do Maciço Ibérico e com as dos magmatitos contemporâneos e espacialmente associados, verifica-se que (Fig. 5.5.3):

-As assinaturas Sr-Nd das rochas máficas do Maciço do Carrascal e de alguns granitóides GCB e GCN se enquadram no espectro composicional dos granulitos máficos da crosta inferior (Fig. 5.5.3A). Os restantes granitóides ocupam uma posição intermédia entre o espectro dos granulitos máficos e félsicos.

-Dois granitos do núcleo do Maciço do Carrascal apresentam assinaturas de Sr-Nd semelhantes aos granitos do Maciço de Portalegre (Fig. 5.5.3 B e Capítulo 4.5) e ϵNd_i relativamente próximos dos vulcanoclastitos da Formação de Urrea ($\epsilon Nd_i = -0,35$ a $-2,65$), podendo ser sugestivo de alguma relação entre as suas fontes.

5.5.2. Isótopos de Oxigénio

Os isótopos de oxigénio foram determinados em dez amostras representativas do Maciço do Carrascal e são apresentados na Tabela 5.5.3 e Figs. 5.5.4 e 5.5.5. Todas as rochas possuem $\delta^{18}O < +8,55\%$, compatíveis com fontes infracrustais (mantélicas e/ou mistas, no caso dos granitóides). Contudo as rochas máficas apresentam valores sempre mais baixos e sem sobreposição com os valores dos granitóides. Embora globalmente se possa apreciar uma correlação positiva do valor de $\delta^{18}O$ com o teor de SiO_2 não é possível estabelecer uma boa correlação dentro de cada grupo (Fig. 5.5.4).

Tabela 5.5.3. Resultados dos isótopos de oxigénio para os granitóides seleccionados do Maciço do Carrascal.

Maciço do Carrascal		amostra	$\delta^{18}O$ (‰)	%SiO ₂
GCB	granodiorito	Carr 3	8,55	66,64
	sienogranito	Carr-28	7,85	75,57
GCN	monzogranito	Carr-27	7,91	70,01
	sienogranito	Carr-20	8,05	76,6
	gabro homebléndico	Carr 44A	5,11	45,86
	gabro	Carr15	6,49	51,48
RMC	gabro	Carr 12A	6,06	52,37
	diorito	Carr 2	5,79	56,46
	diorito	Carr 5	7,12	56,64
	diorito	Carr10	6,56	58,33

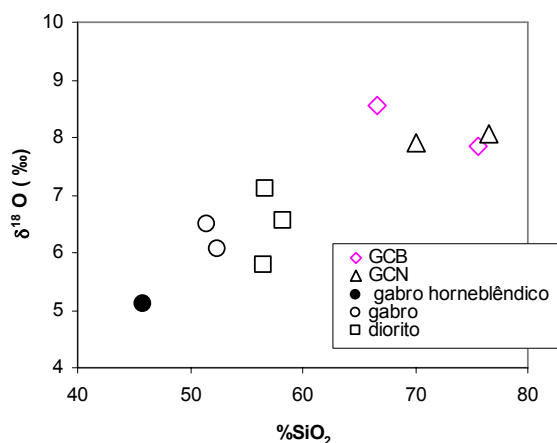


Fig. 5.5.4. Variação do $\delta^{18}\text{O}$ em função da SiO_2 nos granitóides e rochas máficas do Maciço do Carrascal.

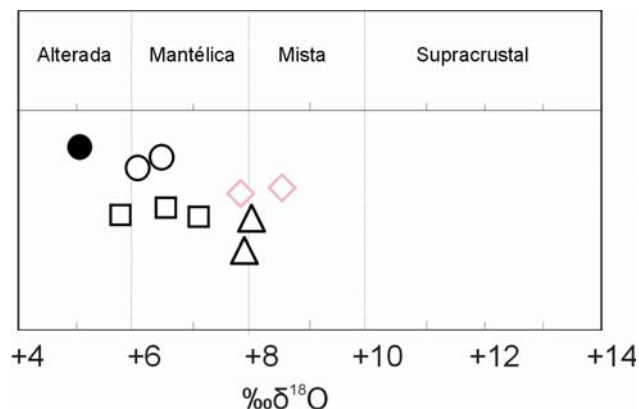


Fig. 5.5.5. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o Maciço do Carrascal nos intervalos de $\delta^{18}\text{O}$ conhecidos de granitóides derivados de vários tipos de fontes (Taylor, 1968, 1978 in Whalen et. al., 2006).

O granito do núcleo tem $\delta^{18}\text{O}$ de 7,91–8,05‰ e o granitóide do bordo tem 7,85–8,55‰ de $\delta^{18}\text{O}$, sugerindo que podem resultar de uma fonte comum, mas com alguma heterogeneidade.

Os gabros apresentam valores baixos (6,06–6,49‰) e integrados no intervalo obtido para os dioritos (5,79–7,12‰). A presença de valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$ nos dioritos relativamente aos gabros indica diferenças e/ou contaminações nos protólitos respectivos. Do mesmo modo, o gabro hornoblêndico que apresenta o menor valor de $\delta^{18}\text{O}$ (5‰), sugere também, que tenha derivado de um protólito distinto das restantes rochas máficas.

A combinação das razões isotópicas de oxigênio, Sr e Nd são bons indicadores para inferir as regiões fontes dos granitos, e as suas heterogeneidades isotópicas, quando ocorrem, são normalmente interpretadas como reflexo das heterogeneidades da fonte magmática e/ou eventuais misturas com outros magmas ou sedimentos. No caso dos granitóides do Maciço do Carrascal (GCB e GCN) verificaram-se algumas heterogeneidades no caso dos isótopos de Sr, e Nd e alguma semelhança no caso dos isótopos de O (Tabela 5.5.4 e Fig. 5.5.1). O granitóide do bordo maciço GCB apresenta valores máximos de $\delta^{18}\text{O}$ e ϵNd_t superiores aos do granito do núcleo GCN (Tabela 5.5.4).

Contudo, as heterogeneidades (isótopos de Sr e Nd) são da mesma ordem de grandeza, ou menores, das que ocorrem dentro de cada granitóide, pelo que não é possível afirmar que as fontes destes dois granitóides sejam de natureza distinta, apesar de terem intruído em tempos ligeiramente distintos. As heterogeneidades de cada granitóide poderiam ser explicadas por heterogeneidades na região fonte (diferentes proporções de crosta jovem/crosta antiga), e/ou por um mecanismo de mistura com outro(s) componente(s):

- contaminação com o magma máfico que intruí posteriormente
- ligeiras contaminação com o material encaixante.

Relativamente às rochas máficas, o facto de apresentarem, sistematicamente valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$ sugere fontes distintas dos granitóides, mais próximas dos magmas mantélicos. Contudo as heterogeneidades verificadas entre gabro e diorito ao nível dos 3 isótopos, são sugestivas, igualmente por heterogeneidades na região fonte, e/ou por um mecanismo de mistura com outro(s) componente(s), muito provavelmente com o granito encaixante onde intruíram.

Este “mecanismo de mistura” foi confirmado em vários afloramentos, embora se tenha tido o cuidado propositado de não recolher amostras nesses locais.

Tabela 5.5.4. Resumo das assinaturas isotópicas de O, Nd e Sr para os granitóides do Maciço do Carrascal.

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	ϵNd_t	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
GCB-granitóide do bordo	7,85-8,55	-0,25 a +2,59	0,70340-0,70497
GCN-granitos do núcleo	7,91-8,05	-0,8 a +1,18	0,70367-0,70655
RMC-rochas máficas			
horneblendito	nd	+3,26	0,70260
g. hornebl.	5,11	nd	nd
gabros	6,06-6,49	+1,26	0,70423
dioritos	5,79-7,12	+2,93	0,7047

Em resumo, os dados dos 3 isótopos obtidos para os granitóides do Maciço do Carrascal são característicos de assinaturas primitivas, compatíveis com protólitos crustais reciclados, metaígneos e relativamente jovens na sua génese (granulito máfico/félsico da crosta inferior ?) ou protólitos mistos (com contribuição mantélica). Os protólitos das rochas máficas são distintos dos granitóides, e mais primitivos, sugerindo a participação de um magma com composição basáltica, próxima da do manto (\pm contaminação com magmas graníticos). A contribuição sedimentar nos protólitos parece estar ausente, sugerida pelos 3 isótopos.

5.6. Petrogênese

A associação espacial-temporal de rochas félsicas e máficas intrusivas desde muito cedo tem merecido a atenção dos geólogos (e.g. Harker, 1904, Didier & Barbarin, 1991 in Wiebe, 1994). A maioria dos trabalhos trata estes sistemas, como resultantes de processos de “mingling” (interacção mecânica em que o magma original retém parcialmente a sua identidade na mistura) e “mixing” (através da interacção mecânica ± química em que o magma original perde a sua identidade à escala da amostra de mão (Wiebe, 1994; Falkner et al., 1995).

Várias hipóteses têm sido invocadas para explicar o plutonismo bimodal (e.g. Roberts et al. 2000 e bibliog. inclusa): cristalização fraccionada de um magma máfico; cristalização fraccionada simultânea de um magma máfico e de um magma félsico; mistura entre magmas máficos e félsicos em profundidade; fusão parcial de uma crosta continental hidratada de composição variada por magma máfico, ou várias intrusões de composição distinta sem qualquer relação petrogenética.

5.6.1 Natureza das fontes e processos de diferenciação

O Maciço do Carrascal é um plutão compósito bimodal, calco-alcalino, formado por três pulsações magmáticas: o granitóide do bordo (GCB), granito do núcleo (GCN) e as rochas máficas (RMC). As diferenças petrográficas, geoquímicas e isotópicas bem como os dados geocronológicos precisos obtidos em zircão, excluem uma simples origem co-genética entre os termos máficos (471 ± 2 Ma) e os termos félsicos (479 ± 3 a 486 ± 7 Ma), contrariamente ao sugerido por Ribeiro & Santos (2005). Estes autores, consideraram que os granitóides e rochas máficas estariam geneticamente relacionados, através de processos de cristalização fraccionada e de mistura de magmas, embora se reconheça, neste trabalho, que possam ter ocorrido localmente misturas “mixing” e “mingling” aquando da intrusão das rochas máficas no granito GCN parcialmente cristalizado (Fig. 2.7 B e D).

Uma fonte de calor originada por magmas derivados do manto, é geralmente aceite pela maioria dos autores, como necessária para promover a fusão crustal e a consequente geração de plutões graníticos, de modo a instruírem na crosta superior (e.g. Hart & Allègre, 1981). Os magmas basálticos conseguem efectivamente transferir calor e material na crosta promovendo a geração de magmas graníticos (e.g., Huppert & Sparks, 1988 in Roberts et al, 2000). Assim, a associação espacial de rochas ígneas calco-alcalinas com composições variáveis e tão contrastantes ($\text{SiO}_2 = 43-59\%$, rochas máficas e $67-77\%$ nos granitóides) como no Maciço do Carrascal, parece ser, à primeira vista uma característica intrínseca da sua génese (Roberts et al, 2000). As diferentes assinaturas destas rochas requerem assim, a participação de duas fontes distintas contrastantes, e a sua petrogênese irá ser discutida separadamente.

5.6.1.1. Granitóides do bordo e núcleo

Os granitóides são as rochas dominantes no Maciço do Carrascal. Constituem uma associação peraluminosa ($A/CNK=1,01-1,33$), calco-alcalina de alto K (Fig. 5.2.6A), com características composicionais, mineralógicas e isotópicas do tipo-I (Tabelas 5.1.1 e 5.5.4). Embora com idades muito próximas, os dados da geocronologia do zircão em grãos individuais ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) sugerem que o granitóide do bordo (GCB) terá sido o primeiro a intruir ($486\pm 7\text{Ma}$), constituindo uma pulsação magmática independente do granito do núcleo (GCN, $479\pm 3\text{ Ma}$) (Fig. 5.4.2A) que resulta num zonamento normal (Fig. 2.4). Além disso os dados de geocronologia do zircão ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) mostram também uma distribuição bimodal de idades, no GCB, confirmando que após a cristalização parcial do granito, a intrusão das rochas máficas terá provocado recrescimentos no zircão de idade semelhante à das rochas máficas (468 ± 4 , Fig. 5.4.2A). Iguamente a distribuição bimodal de idades verificada por LA-ICP-MS para os granitóides com idades de ca. 503 Ma e 472Ma (Fig. 5.4.4) apoia que a hipótese anterior. O facto da idade de 503 Ma obtida por LA-ICP-MS ser mais antiga pode ser indicativa da presença de pequenos núcleos restíticos nos granitos.

Os dados geoquímicos das rochas e dos minerais, e isotópicos confirmam que GCB e GCN não estão relacionados por cristalização fraccionada pelas seguintes razões: O GCB e o GCN apresentam tendências quase subparalelas de evolução nos diagramas de variação de TiO_2 , Ni, Cr, V, Ba/K e Zr/Hf, (Fig. 5.2.14 a 5.2.16; Tabela 5.2.1); O GCB apresenta um ligeiro enriquecimento em HREE relativamente ao GCN (Fig. 5.2.18C e Tabela 5.2.4); não há evolução da biotite do GCB para a biotite do GCN (Fig. 5.3.17A); a ilmenite do GCN é mais rica em Ti do que a ilmenite do GCB (Fig. 5.3.19); a apatite do GCN é mais pobre em Mn do que a do GCB (Fig. 5.3.21 e Tabela 5.3.10); as razões de Sr são ligeiramente menores, enquanto as de Nd são relativamente maiores do que no GCN (Fig. 5.5.1 e Tabelas 5.5.1 e 5.5.2). Contudo, o granito do núcleo (GCN) apresenta algumas composições mais pobres em TiO_2 , total Fe_2O_3 , Ni, Cr e V do que os granitóides do bordo (GCB), indicando que o núcleo tem uma composição um pouco mais evoluída do que o bordo do Maciço, o que é apoiado pelo facto de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i ser ligeiramente superior no GCN relativamente a GCB, enquanto que ϵNd_i é inferior no GCN relativamente ao GCB. Portanto, os dados isotópicos (Fig. 5.5.1) confirmam que os granitóides GCB e GCN não estão relacionados por cristalização fraccionada nem por diferentes graus de fusão parcial e resultaram de duas pulsações magmáticas independentes. Contudo, as heterogeneidades verificadas nas razões iniciais dos isótopos de Sr e Nd, nos granitóides GCB e GCN, são da mesma ordem de grandeza, ou menores, das que ocorrem dentro de cada um dos granitóides, pelo que não é possível afirmar que a região fonte destes dois granitóides seja de natureza distinta, mas provavelmente será heterogénea. A gama das assinaturas primitivas dos isótopos de Sr nos GCB e GCN ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70340-0,70655$), Nd ($\epsilon\text{Nd} = -0,25$ a $+2,59$) é compatível com protólitos metaígneos da crosta inferior com uma curta história de residência crustal ($T_{\text{CHURH}} = 480-570\text{Ma}$), próximas do tempo da intrusão (Tabela 5.5.2). Contudo podem igualmente ser explicadas pelo envolvimento de magmas máficos, que interagiram com magmas crustais por processos MASH (“melting assimilation,

storage and homogenization”; Hildreth & Moorbath, 1988), isto é, magmas híbridos. Os baixos valores de $\delta^{18}\text{O} = 7,91\text{-}8,55\text{‰}$ favorecem esta última hipótese (Fig. 5.5.5).

Os granitóides do GCB e do GCN possuem monazite e alanite, e por vezes, a alanite rodeia a monazite (Figs. 5.1.7C, E, 5.1.9A e C), confirmando que terão origem crustal, com contribuição mantélica, indicando que são rochas híbridas, o que é apoiado pelo zonamento inverso das suas plagioclases (Fig. 5.3.1). A variação geoquímica detectada quer nos granitóides GCB quer nos granitóides GCN resulta provavelmente da cristalização fraccionada que terá actuado em cada magma respectivo. A presença de epidoto primário sugere que os magmas tenham sido gerados em pressões moderadas ca. 0,5-0,6 GPa (Zen & Hammarstrom, 1984), em condições moderadamente oxidantes, ou a pressões $\sim 0,4$ GPa em condições mais oxidantes (Roberts et al., 2000).

5.6.1.2. Rochas máficas

Comparativamente aos granitóides, o volume ocupado pelas rochas máficas é significativamente menor (Fig. 2.4). Constituem uma associação calco-alcalina de médio-K (com alguns termos de alto-K, Fig. 5.2.6A), bastante heterogénea do ponto de vista textural (Tabela 5.1.2), composicional (Fig. 5.2.3), da geoquímica das rochas (Fig. 5.2.14, 17, 18f), da plagioclase (Fig. 5.3.1), anfíbola (Figs. 5.3.6 a 5.3.11), biotite (Fig. 5.3.17A), ilmenite (Fig. 5.3.19), apatite (Fig. 5.3.21) e isotópico (Fig. 5.5.1 e Tabela 5.5.4). Estas heterogeneidades, poderiam ser explicadas quer por heterogeneidades da própria fonte e/ou por misturas por contaminações com outros magmas de composição distinta (p. ex. magmas graníticos espacialmente associados ou material infracrustal). A presença de minerais tipicamente crustais como o zircão e a torite (Fig. 5.1.11), em rochas de composição gabroica e diorítica, indica muito provavelmente que houve contaminação dos magmas máficos originais com materiais da crosta. De referir ainda, a presença de um núcleo de zircão com idade Cadomiana detectado num gabro (Fig. 5.4.2) indicativo de protólitos complexos com contribuição crustal (contaminação). Além disso o facto da idade obtida por LA-ICP-MS ser ligeiramente mais antiga ca. 484 Ma leva a supor a presença de pequenos núcleos com idade mais antiga.

Nas composições mais máficas (horneblendito e gabro horneblêndico), a presença de cromites, clinopiroxena, plagioclase cálcica (62%An) e anfíbolos ricos em Ti indica que os magmas originais tinham composição “basáltica”, e a predominância de magnésiohorneblenda nessas rochas bem como nos gabros e dioritos, indica que os magmas seriam originalmente hidratados, ou que se tornaram hidratados através da contaminação com a crosta. As composições isotópicas de Sr, Nd e oxigénio, bastante primitivas, são compatíveis com magmas derivados do manto relativamente empobrecido (Fig. 5.5.1 e Tabela 5.5.4) e as heterogeneidades isotópicas dos três isótopos verificadas nas várias rochas máficas (horneblendito, gabro-horneblêndico, gabros e dioritos) resultam provavelmente, de diferentes proporções das pequenas misturas com componentes crustais mais próximas das que originaram os granitos do bordo (GCB), pelo menos no caso do gabro e diorito, pois os valores de ϵNd_T e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ do gabro e diorito são mais próximos dos valores de ϵNd_T e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ do GCB.

No hornblendito e gabro hornblendico os conteúdos em MgO (21 e 14%), Ni (>300 ppm), Cr (895 e 545 ppm) e Co (>60 ppm) (Tabela 5.2.1) são superiores aos teores dos magmas basálticos (e.g. Wilson, 1989), em geral, sugerindo que correspondam a cumulados. Os dados indicam também que o gabro hornblendico representa um cumulado de um magma ligeiramente mais evoluído do que o que terá gerado o hornblendito. Embora escassas, a presença destas composições ultrabásicas, que ocorrem espacialmente associadas, sugerem uma origem a partir de diferentes níveis de estratos de cumulados, gerados através da acumulação de magmas máficos hidratados (Roberts et al. 2000).

As texturas das anfíbolas (Fig. 5.1.4 a 5.1.6) e o zonamento geralmente inverso das plagioclases de todas as rochas máficas (Fig. 5.3.1) indicam fortes desequilíbrios nas condições de pressão e temperatura de cristalização, provavelmente causados por fluidos. As diferenças composicionais detectadas nas anfíbolas cálcicas de todas as rochas máficas sugere que a clinopiroxena e/ou ortopiroxena cristalizou numa fase precoce, mas que terá sido substituída em condições de sub-solidus por actinolite (substituindo clinopiroxena) no gabro hornblendico, gabros e dioritos (Fig. 5.1.4A e 5.3.4) e cummingtonite (substituindo ortopiroxena) no hornblendito (Fig. 5.1.3 A). Estas reacções de subsolidus estão provavelmente relacionadas com uma fase fluida tardi- magmática, que provavelmente resultou do arrefecimento do magma granítico envolvente (e.g. Roberts et al., 2000). Contudo, a variação composicional das anfíbolas do hornblendito e gabro hornblendico sugerem um estágio de alta pressão que terá ocorrido numa fase intermédia de cristalização destas rochas, que pode ser explicado por efeitos da tectónica ou por um aumento na pressão do fluido (Fig. 5.3.12 e 5.3.13). No entanto o contraste textural apresentado por estas rochas que variam de granularidade média-grosseira (no caso do hornblendito e gabro hornblendico) a milimétrica (caso dos dioritos porfiróides), sugere que a intrusão/cristalização destas rochas não terá ocorrido num simples evento. As rochas mais grosseiras correspondem ao hornblendito e gabro hornblendico, que representam cumulados. Estas rochas terão iniciado a cristalização em zonas mais profundas da câmara magmática e depois terão sido arrastadas para a superfície provavelmente por efeitos da tectónica, tendo a sua mineralogia sido ajustada às condições P-T (\pm fluidos) a que foram expostas. As rochas de granularidade mais fina com textura traquítica (Fig. 5.1.5C) terão cristalizado numa câmara magmática pouco profunda na crosta, muito provavelmente já ao nível da intrusão dos granitóides (Fig. 5.6.1), explicando assim a diminuição da granulometria dos granitos GCN que afloram no interior das manchas de rochas máficas, relativamente ao mesmo GCN que afora longe dessas manchas.

5.6.2. Ambiente geodinâmico

Como é sabido, os magmas félsicos calco-alcalinos, ocorrem geralmente em ambientes compressivos. Em ambientes distensivos, para ascenderem efectivamente na crosta superior, requerem condições muito elevadas de temperatura na sua formação. Estas condições de alta temperatura ocorrem geralmente na crosta profunda e requerem uma fonte de calor através de magmas basálticos

derivados do manto “underplating” ou intaplaca (e.g. Clements, 1990 e Vielzeuf *et al.*, 1990 in Roberts, 2000). Estes fenómenos ocorrem geralmente, como resultado do espessamento crustal, numa fase extensional, pós-orogénica ou em bacias “pull-apart” através de falhas transcorrentes (Roberts, 2000).

O Maciço do Carrascal constitui um exemplo de uma intrusão provavelmente relacionada com um mecanismo extensional (Fig. 5.6.1A). É um plutão compósito bimodal, com uma grande variação química ($\text{SiO}_2 = 43-59\%$, nas rochas máficas e $\text{SiO}_2=67-77\%$ nos granitóides), consistente com a percepção generalizada de magmatismo extensional (e.g, Falkner *et al.* 1995). Apesar da geoquímica dos granitóides ser característica de um ambiente convergente (arco vulcânico ou sin/pós-colisional Fig. 5.2.11-13), as rochas máficas por seu turno, projectam-se no campo intraplaca (Fig. 5.2.13), apesar de serem calco-alcalinas.

Um dos factores que pode ser responsável pela aparente assinatura de arco vulcânico e/ou sin-pós colisional dos granitóides é o facto de os magmas do Maciço do Carrascal terem sido gerados num segmento crustal já actuado por orogéneses anteriores (ciclo Cadomiano), em que as rochas geradas nesses eventos tivessem essas assinaturas. É sabido, que em muitos casos, a geoquímica pode registar os eventos mais antigos dominantes, em detrimento dos ambientes onde ocorrem (e.g, Miller & Wooden, 1994 in Falkner *et al.* 1995). Na ZOM, existem já vários estudos de petrologia, geoquímica e geocronologia demonstrando a existência de uma sucessão de eventos geodinâmicos relacionados com a evolução do ciclo cadomiano entre os 600Ma, com a formação de um arco vulcânico, e os 520-480 Ma, quando se deu o relaxamento e adelgaçamento crustal com o desenvolvimento de bacias sedimentares e instalação de rochas intrusivas do Paleozóico inferior como processos associados ao “rifting” pós-cadomiano (Eguiluz *et al.*, 2000 e bibliog. inclusa) (Fig. 5.6.1A). Assim, a assinatura orogénica dos granitóides do Maciço do Carrascal, pode ser interpretada como uma assinatura herdada, resultante da anatexia de uma crosta com assinatura de arco vulcânico tal como a maior parte do magmatismo Ordovícico calco-alcalino no Maciço da Boémia (e.g. Crowley *et al.*, 2000; Floyd *et al.*, 2000).

Outro factor que também poderá ter concorrido para a assinatura de arco vulcânico ou sin/pós-colisional dos granitóides poderá dever-se ao facto de a mistura de magmas, que terá ocorrido em profundidade, no interior do plutão, ter sido mais extensiva na profundidade, inibindo o carácter toleítico de enriquecimento e promovendo uma tendência (“trend”) calco-alcalina (diminuição de Fe e um ligeiro enriquecimento em Fe/Mg) (e.g, Falkner *et al.* 1995 e bibliog. inclusa). Igualmente, o carácter calco-alcalino das rochas máficas também podia ter sido promovido por contaminações com materiais da crosta, contudo estas rochas já registam uma assinatura intraplaca (Fig. 5.2.13)

5.6.3. Sequência de eventos

A proposta para a sequência de eventos na área do Maciço do Carrascal, com base no seu padrão cartográfico e dos dados obtidos neste trabalho, está esquematizada na Fig. 5.6.1B, e é consistente com a seguinte sequência de eventos:

i) Magmas máficos de origem mantélica terão aquecido a crosta antes e durante os estádios iniciais da extensão ocorrida no Câmbrio (500 Ma). Estes magmas estão representados pelo vulcanismo máfico do Câmbrio de natureza toleítica e alcalina/transicional e vulcanitos félsicos de natureza calco-alcalina que ocorrem a S do Maciço do Carrascal.

ii) A fusão crustal foi induzida pelo contínuo influxo (injeção) de magma máfico. A crosta terá sido hibridizada através da interação com os magmas máficos de 500 Ma e/ou, já anteriormente, durante os eventos Cadomianos. Em ambos os casos, o magma granítico resultante de natureza calco-alcalina representado pelo granito do bordo (GCB) terá ascendido na crosta formando a câmara magmática do Maciço.

iii) Parte desse magma terá “escapado” para a superfície representado pelo vulcanismo félsico calco-alcalino da Formação de Urra ($494,6 \pm 6,8$ Ma a $488,3 \pm 5,2$ Ma; Solá et al., 2006), que é interpretada como um equivalente vulcânico do granito GCB.

iv) Outro magma gerado pelo mesmo processo referido em ii) terá originado o magma granítico representado pelo granito do núcleo (GCN), também de natureza calco-alcalina que terá intruído a câmara magmática do GCB.

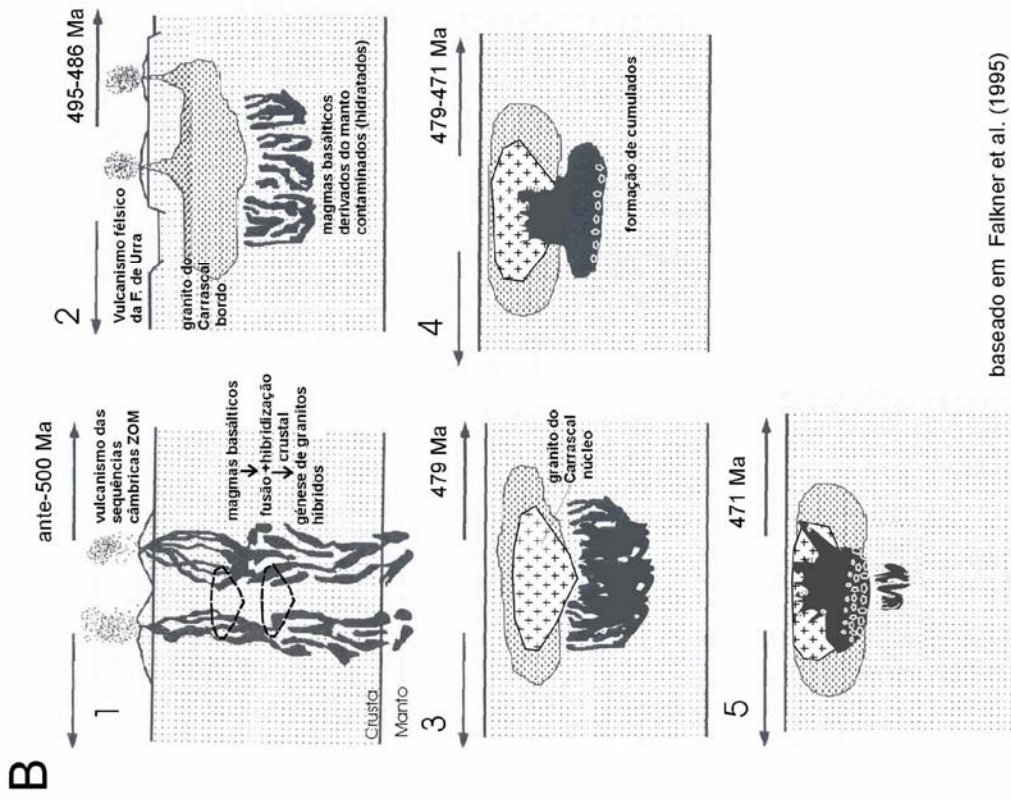
v) Posteriormente ao arrefecimento dos granitos GCB e GCN parcialmente solidificados, (GCN ainda quente), magmas máficos de origem mantélica hidratados instruíram a câmara magmática do Maciço do Carrascal. Parte deste magma máfico já estaria parcialmente solidificado, representado pelos cumulados (horneblendito e gabro horneblêndico); uma outra parte terá cristalizado próximo do topo da câmara magmática, representada pelos dioritos de granularidade mais fina, de natureza calco-alcalina.

vi) O calor do magma máfico, ainda com uma fase líquida importante, fundiu parcialmente o granito GCN que intruíu, e provocou recrescimentos no zircão do granito do GCB aos 468 ± 4 Ma.

vii) O granito do núcleo (GCN) “re-fundido” e o material máfico misturam-se por processos de “mixing” e “mingling”, explicando assim a variedade geoquímica e textural das rochas máficas, sobretudo dos dioritos.

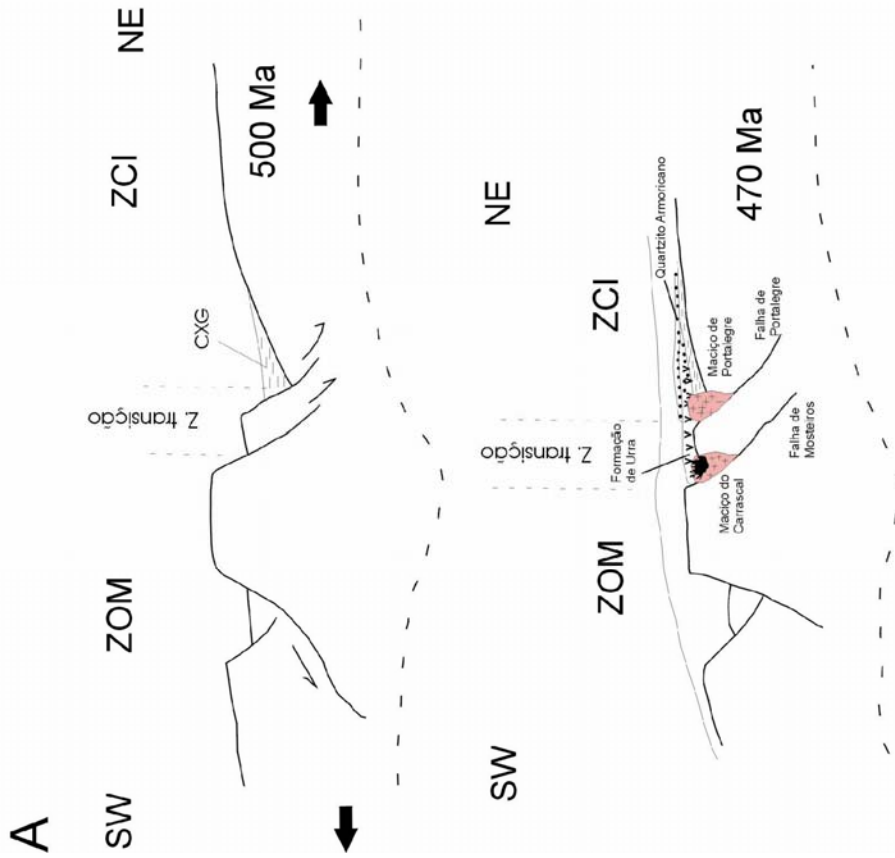
viii) O subsequente arrefecimento, levou ao desenvolvimento de granularidade mais fina no granito GCN que aflora no interior nas manchas de rochas máficas.

Estádios de evolução tectono-magmática da zona de transição ZCIZOM



baseado em Falkner et al. (1995)

Enquadramento dos Maciços pré-Variscos no contexto paleotectónico



baseado em Ribeiro, (2006; com oral)

Fig. 5.6.1. A) Situação do Maciço do Carrascal no contexto paleotectónico do Maciço Ibérico; B) Síntese da evolução magmática do Maciço do Carrascal (ver explicação no texto).

5.7. Conclusões gerais

1) O Maciço do Carrascal corresponde a uma intrusão compósita, com cerca de 180 km², orientada NW-SE, de forma elíptica, que aflora imediatamente a SW do cavalgamento de Portalegre na transição da Zona Centro-Ibérica/Ossa-Morena. O contacto SE, com as rochas pertencentes à Série Negra (Proterozóico) é sublinhado por um importante acidente, a falha de Mosteiros. Não foram observadas evidências de metamorfismo de contacto com as rochas encaixantes.

2) É composto por uma bordadura de granito porfiróide, de grão grosseiro a médio, biotítico intensamente deformado (GCB) com 486±7 Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, zircão), e um núcleo de granito biotítico de grão médio a fino (GCN) com 479±3Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, zircão). O núcleo foi intruído por rochas máficas de granularidade variável, muito fina a média (RMC), com 471±2 Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, zircão), formando manchas dispersas, que no seu conjunto definem uma geometria em forma de arco. As RMC apresentam geralmente contactos bruscos com o GCN, e por vezes ocorrem brechas de intrusão, mas em vários locais observam-se zonas transicionais com composições intermédias. Frequentemente o GCN aflora também no interior das manchas de RMC. Também ocorrem esporádicos afloramentos de RMC que instruíram no interior de GCB, a S do Maciço.

3) A intensidade da deformação varisca, conduziu a texturas variáveis, pois no interior do Maciço as rochas conservam a textura granitóide levemente orientada, enquanto que nos bordos a deformação foi mais acentuada, condicionada pelos acidentes que limitam o Maciço (cavalgamento de Portalegre e falha de Mosteiros), onde surge com planos de foleação muito penetrativos e texturas protomiloníticas sobretudo na zona de contacto com o cavalgamento de Portalegre. A orientação dos planos de foliação medidos é geralmente N50-60W, subvertical. No entanto, no bordo SE foi medida uma foliação E-W, o que poderá indicar que a sua direcção contorna os limites do Maciço. Algumas RMC apresentam foleação bem visível ao microscópio, nalguns casos observável macroscopicamente, com uma direcção N60-70W, subvertical.

4) Os granitóides GCB apresentam composições químicas de granodiorito a monzogranito a sienogranito e GCN varia de monzogranito a sienogranito. Possuem como minerais acessórios: ilmenite (± magnetite), rútilo, esfena, zircão, apatite, alanite, epídoto, monazite muito rica em Th e La, xenótima, torite, fosfatos e silicatos de Th e U e REE, carbonatos de REE, fosfatos de Ce, La e Zr.

5) As RMC incluem hornblendito, gabro hornblendico, gabros e dioritos. Possuem anfíbulas de várias gerações (cálcicas e Fe-Mg, com várias composições), plagioclase (max 64% An), biotite (por vezes ausente), quartzo (raro a ausente) e óxidos (ilmenite, rútilo e óxidos do grupo da espinela) em proporções muito variáveis. As plagioclase estão sempre muito alteradas, nalguns casos, ficando mais

pobres em anortite e acidentalmente ocorre microclina, interpretada como contaminação do granito encaixante (GCN). As composições mais básicas (horneblendo e gabro-horneblêndico) não apresentam minerais típicos de alta temperatura além de relíquias de piroxena (diópsido) sugerindo que foram substituídos (retrogradados) por um conjunto de minerais de baixa temperatura. Como acessórios possuem ilmenite, rútilo e óxidos do grupo da espinela, esfena, zircão, apatite, carbonatos, epidoto, alanite, monazite, silicatos de Th e U (torite), pirite e pentlandite.

6) Os granitóides GCB e GCN constituem uma associação peraluminosa calco-alcalina de alto-K e as rochas máficas (RMC) constituem uma sequência metaluminosa calco-alcalina de médio-K, com alguns dioritos de alto K. As tendências composicionais observadas nos granitóides enquadram-se nas classificações dos granitóides tipo-I. A razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ é variável e classifica os granitóides como magnesianos tal como a maioria dos granitóides de cordilheira.

7) Os diagramas de variação de elementos maiores e menores mostram que os granitóides (GCB e GCN) e as rochas máficas (RMC) definem tendências claramente distintas não existindo composições intermédias. Além disso os perfis de REE das rochas máficas cortam os perfis dos granitóides confirmando que não estão relacionados por evolução magmática.

8) O GCB e GCN apresentam composições químicas sobrepostas na maioria dos diagramas de variação, mas cada um apresenta uma evolução independente, sub-paralela, confirmando duas pulsações magmáticas distintas. Os perfis de REE, são também semelhantes em ambos os granitóides, mas o GCB mostra um ligeiro enriquecimento em HREE. Os granitóides do bordo (GCB) apresentam relativamente aos do núcleo (GCN) mais P_2O_5 ; TiO_2 , total Fe_2O_3 , Sc, Ni, Cr, V, podendo sugerir maior grau de fusão parcial (e maior temperatura) do que para originar o GCN. Não há evolução da biotite de GCB para GCN; a ilmenite do GCN é mais rica em Ti, e a apatite do GCN mais pobre em Mn. A variação geoquímica detectada quer nos granitóides GCB quer nos granitóides GCN resulta provavelmente da cristalização fraccionada que terá actuado em cada magma granitóide.

9) Os granitóides do GCB e do GCN possuem monazite e alanite, e por vezes, a alanite rodeia a monazite, confirmando que terão origem crustal, com contribuição mantélica, indicando que são rochas híbridas, o que é apoiado pelo zonamento inverso das suas plagioclases e pelas assinaturas isotópicas primitivas.

10) As assinaturas isotópicas de Sr e Nd do GCB e GCN são distintas, apoiando que correspondem a duas pulsações magmáticas. O GCN tem uma composição um pouco mais evoluída do que o GCB, o que é apoiado pelo facto de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ser ligeiramente superior no GCN relativamente a GCB, enquanto que ϵNd_i é inferior no GCN relativamente ao GCB. Portanto, os dados isotópicos confirmam

que os granitóides GCB e GCN não estão relacionados por cristalização fraccionada nem por diferentes graus de fusão parcial e resultaram de duas pulsações magmáticas independentes.

11) As heterogeneidades verificadas nas razões iniciais dos isótopos de Sr e Nd, nos granitóides GCB e GCN, são da mesma ordem de grandeza, ou menores, das que ocorrem dentro de cada um dos granitóides, pelo que não é possível afirmar que a região fonte destes dois granitóides seja de natureza distinta, mas provavelmente será heterogénea. $\delta^{18}\text{O}$ é semelhante nos GCB e GCN.

12) A gama das assinaturas primitivas dos isótopos de Sr nos GCB e GCN ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70340-0,70655$), Nd ($\epsilon\text{Nd} = -0,25$ a $+2,59$) $\delta^{18}\text{O} = 7,91-8,55\text{‰}$ ($T_{\text{CHURH}} = 480-570\text{Ma}$), é compatível com protólitos híbridos, pelo envolvimento de magmas máficos, que interagiram com magmas crustais por processos MASH.

13) A presença de epidoto primário sugere que os magmas graníticos tenham sido gerados em pressões moderadas ca. 0,5-0,6 GPa, em condições moderadamente oxidantes, ou a pressões $\sim 0,4$ GPa em condições mais oxidantes.

14) A predominância de magnesiohorneblenda em todas as rochas máficas indica que os magmas originais seriam hidratados, ou que se tornaram hidratados através da contaminação com a crosta. Nas composições mais máficas (horneblendito e gabro horneblêndico), a presença de cromites, clinopiroxena, plagioclase cálcica (62%An) e anfíbolos ricos em Ti, indica que os magmas originais tinham composição “basáltica”.

15) Nas rochas máficas (RMC), os diagramas de variação sugerem que os gabros e dioritos não estão relacionados por diferenciação magmática e que os dioritos não definem uma tendência evolutiva clara. Os perfis dos gabros e dioritos são idênticos, apresentando o primeiro, um enriquecimento em HREE.

16) A relação da amostra de composição ultrabásica (horneblendito) e do gabro horneblêndico com as restantes rochas máficas sugere que correspondam a cumulos da câmara magmática. O horneblendito e gabro horneblêndico possuem altos conteúdos em MgO (21 e 14%), Ni (>300 ppm), Cr (895 e 545ppm) e Co (>60 ppm), superiores aos teores dos magmas basálticos, apoiando que representam cumulos.

17) O gabro horneblêndico apresenta menor conteúdo em REE relativamente aos gabros e dioritos e o horneblendito é o mais pobre em todas as REE.

18) As composições isotópicas de Sr, Nd e oxigénio, bastante primitivas, nas rochas máficas são compatíveis com magmas derivados do manto relativamente empobrecido e as heterogeneidades isotópicas dos três isótopos verificadas, resultam de diferentes proporções de misturas com componentes crustais, mas mais próximas das que originaram os granitos do bordo (GCB), pelo menos no caso do gabro e diorito.

19) As heterogeneidades verificadas através da geoquímica das rochas, da plagioclase, anfíbolos, biotite, ilmenite, apatite e isotópicas no grupo das rochas máficas também podem ser justificadas por contaminações crustais. A presença de minerais tipicamente crustais como o zircão e a torite em rochas de composição gabroica e diorítica indica muito provavelmente que houve contaminação dos magmas máficos originais com materiais da crosta.

20) As diferenças composicionais detectadas nas anfíbolos cálcicas de todas as rochas máficas sugere que a clinopiroxena e/ou ortopiroxena cristalizaram numa fase precoce, mas que terá sido substituída em condições de sub-solidus por actinolite (substituindo clinopiroxena) no gabro hornoblândico, gabros e dioritos e cummingtonite (substituindo ortopiroxena) no hornoblândico. Estas reacções de subsolidus estão provavelmente relacionadas com uma fase fluida tardi-magmática, que provavelmente resultou do arrefecimento do magma granítico que intruíram.

21) As texturas das anfíbolos e a sua enorme variação composicional e o zonamento geralmente inverso das plagioclases de todas as rochas máficas indicam fortes desequilíbrios nas condições de pressão e temperatura de cristalização, provavelmente causados por fluidos.

22) O contraste textural apresentado pelas rochas máficas que variam de granularidade média-grosseira (no caso dos cumulos, hornoblândico e gabro hornoblândico) a milimétrica (caso dos dioritos porfiróides), sugere que a intrusão/cristalização destas rochas não terá ocorrido num simples evento. As primeiras terão iniciado a cristalização em zonas mais profundas da câmara magmática, tendo a sua mineralogia sido ajustada às condições P-T (\pm fluidos) a que foram expostas. As rochas de granularidade mais fina com textura traquítica terão cristalizado numa câmara magmática pouco profunda na crosta, muito provavelmente já ao nível da intrusão dos granitóides, explicando assim a diminuição da granulometria dos granitos GCN que afloram no interior das manchas de rochas máficas, relativamente ao mesmo GCN que afora longe dessas manchas.

23) A variação composicional das anfíbolos do hornoblândico e gabro hornoblândico sugerem um estágio de alta pressão que terá ocorrido numa fase intermédia de cristalização destas rochas, que pode ser explicado por efeitos da tectónica ou por um aumento na pressão do fluido.

24) A datação do zircão pelo método de evaporação sequencial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ permitiu datar os eventos cronológicos das três unidades, tendo-se obtido uma idade de $486 \pm 7\text{Ma}$ para o GCB, $479 \pm 3\text{ Ma}$ para o GCN e de $471 \pm 2\text{Ma}$ para as rochas máficas. No GCB foi também verificada uma idade de $468 \pm 4\text{Ma}$ interpretada como recristalização do zircão devido à intrusão das rochas máficas, que se traduziu em pequenos recrescimentos a em torno dos zircões com $486 \pm 7\text{Ma}$. Esta bimodalidade foi também verificada pelo método LA-ICP-MS.

25) A presença de um núcleo de zircão com idade Cadomiana detectado num gabro indica protólitos complexos com contribuição crustal. Além disso, o facto da idade obtida por LA-ICP-MS ser ligeiramente mais antiga ca. 484 Ma leva a supor a presença de pequenos núcleos com idade mais antiga.

26) Apesar da geoquímica dos granitóides ser característica de um ambiente convergente (arco vulcânico ou sin/pós-colisional, as rochas máficas por seu turno, projectam-se no campo intraplaca apesar de serem calco-alcalinas. A assinatura orogénica dos granitóides do Maciço do Carrascal, pode ser interpretada como uma assinatura herdada, resultante da anatexia de uma crosta com assinatura de arco vulcânico

27) O Maciço do Carrascal constitui um exemplo de uma intrusão provavelmente relacionada com um mecanismo extensional relacionada com processos de relaxamento e adelgaçamento crustal associados ao “rifting” pós-Cadomiano.

28) As altas temperaturas requeridas para a fusão crustal poderão ter sido induzidas por um influxo de magma máfico mantélico ($<500\text{ Ma}$) presente na região.

CAPÍTULO 6

MACIÇO DE NISA

6.1. Petrografia

6.2. Geoquímica de rocha total

6.3. Mineralogia química

6.4. Geocronologia do zircão

6.5. Geoquímica isotópica

6.6. Petrogénese

6.7. Conclusões Gerais

6. MACIÇO DE NISA

6.1. Petrografia

O Maciço de Nisa apresenta uma estrutura concêntrica em que o granito dominante, o granito de Nisa, de granularidade muito grosseira, com fenocristais de feldspato, contrasta fortemente com os granitóides do núcleo, de granularidade muito mais fina, designados por Aldeia da Mata (Solá et al., 1997;1998a), Quareleiros, Gáfete e Pinheiral[†] (Moreira, 1994). Os granitóides do núcleo definem um alinhamento interno descontínuo acompanhando a forma geral do Maciço (Fig. 2.4 e 3.4). No núcleo, o tonalito a granodiorito de grão fino, por vezes porfiróide com anfíbola-biotite de Aldeia da Mata envolve localmente o sienogranito de grão médio a fino moscovítico-biotítico de Gáfete, o qual envolve o granodiorito a monzogranito de Pinheiral (Alpalhão). O sienogranito de Gáfete envolve o monzogranito a sienogranito de Quareleiros .

Do ponto de vista petrográfico, os vários granitos possuem as seguintes características principais (ver também Moreira, 1994; Solá et al., 1998b; Menéndez, 1998):

6.1.1. Granito de Nisa (Figs. 6.1.1, 6.1.2):

É o granito dominante, de granularidade muito grosseira (matriz grosseira e megacristais de plagioclase e feldspato potássico com dimensão, por vezes, superior a 10 x 2 cm), biotítico-moscovítico. Apresenta uma certa heterogeneidade textural (nomeadamente a leste de Quareleiros) onde a granulometria da matriz é menos grosseira, e o carácter porfiróide menos acentuado e contendo, por vezes, turmalina. Essa variação textural[‡] é também acompanhada por uma variação na proporção dos minerais, aumento da moscovite e do feldspato potássico e decréscimo nas quantidades de biotite e plagioclase.

O **quartzo** ocorre na matriz, fracturado ou recristalizado em pequenos cristais, ou mais raramente, formando mirmequites nos bordos da plagioclase, é geralmente anédrico de forma arredondada.

As **plagioclases** apresentam, por norma, zonação óptica (An 0-27%) e correspondem vulgarmente a cristais subédricos com inclusões de todos os minerais. Uma característica comum deste mineral, no granito de Nisa, é a sua fracturação/alteração característica, mais evidente nos núcleos, que destrói parcialmente, e por vezes totalmente, determinados fenocristais de plagioclase. Contudo, cristais alterados e são coexistem lado a lado (Solá et al., 1998b).

[†] Este granito foi designado anteriormente por granito de Alpalhão (Moreira, 1994).

[‡] De referir que, embora não tenha sido publicado na carta geológica 1:50 000 (28 D-Castelo de Vide), Peinador Fernandes distinguiu, nas minutas a 1:25 000 e na carta geológica e mineira da região de Nisa - Castelo de Vide (FARIA & MESQUITA, 1962), os afloramentos, no granito de Nisa que ocorrem a W do alinhamento interno, que designou de “granito de Sto. Ant^o das Areias”. Menendez, (1998) inclui esse granito na mancha do granito de Gáfete que designa por “granito central A”.

O **feldspato potássico** (microclina ± pertítica) ocorre também em fenocristais e na matriz, geralmente é subédrico. Inclui cristais de plagioclase e por vezes altera-se para moscovite secundária.

A **biotite** surge em cristais bem desenvolvidos subédricos, associada com a moscovite ou em cristais de menor dimensão inclusos nos feldspatos, e vulgarmente possui inclusões de ilmenite, apatite, zircão e monazite. A **moscovite** ocorre em cristais maiores subédricos dispersos na matriz, em cristais menores nos interstícios dos feldspatos e, por vezes, em pequenas palhetas secundárias que resultam da alteração do feldspato potássico. Ocasionalmente, sublinhando o bordo dos cristais, ocorrem agulhas de **silimanite**.

O granito de Nisa possui relativa abundância de minerais acessórios: a **ilmenite** é o opaco mais abundante e ocorre inclusa na biotite ou dispersa na matriz; o **rútilo** ocorre preferencialmente associado à ilmenite; a **apatite zircão e monazite** ocorrem geralmente no interior da biotite, estes últimos com halos pleocróicos bem desenvolvidos; a **esfena**, rodeando a ilmenite, ou associada com a biotite, é provavelmente um mineral de alteração; a **cordierite e andaluzite** são minerais esporádicas geralmente inclusas na biotite; a cordierite ocorre sempre alterada para um fino agregado de moscovite e clorite (penina). A **turmalina** ocorre sobretudo a E do Maciço em cristais fracturados, anédricos a subédricos, rodeando e substituindo biotite e moscovite com pleocróismo variando de ω - castanho alaranjado a ϵ - amarelo acastanhado. Alguns **sulfuretos** e **minerais de U (pecheblenda e uraninite)** ocorrem relacionados com a fracturação em filonetes de quartzo

6.1.2. Granitóide de Aldeia da Mata (Fig. 6.1.3 e 6.1.4):

Contacta directamente com o granito de Nisa a W e na transição deste com o de Gáfete um pouco mais a N. É de cor escura, de grão fino a médio, equigranular com textura hipidiomórfica, por vezes com tendência porfiróide (megacristais de plagioclase). É constituído por quartzo, plagioclase, microclina, hornblenda em agregados, por vezes a serem substituídos por biotite, abundante esfena primária e rara clinopiroxena (diópsido). A **plagioclase** é euédrica, fortemente zonada (An 6-57%) e com núcleos geralmente bastante alterados para minerais do grupo do epidoto e filossilicatos. O **quartzo** é anédrico e ocorre intersticialmente na matriz. A **microclina** é subédrica a anédrica e inclui vários minerais. A **biotite** é abundante e ocorre isoladamente associada com esfena ou intercrescida ou substituindo os agregados de anfíbola. Altera-se frequentemente para clorite ao longo dos planos de clivagem. A **anfíbola** (hornblenda e actinolite) ocorre em agregados bem desenvolvidos com substituição mais ou menos intensa por biotite. A **clinopiroxena** é rara e ocorre isoladamente em pequenos cristais no interior do quartzo. A **esfena** primária ocorre em grande percentagem associada com a biotite e anfíbola e também inclusa na microclina. A **ilmenite** é o principal opaco e ocorre inclusa em todos os minerais particularmente na biotite e anfíbola. A **alanite** é frequente e ocorre em cristais isolados subédricos, zonados, dispersos na matriz, por vezes associados com **epidoto**. **Zircão e apatite** são acessórios frequentes e ocorrem inclusos em todos os minerais mas sobretudo na biotite.

Ocorrem também alguns óxidos de U e silicatos de U e Th bem como sulfuretos de Fe e carbonatos secundários.

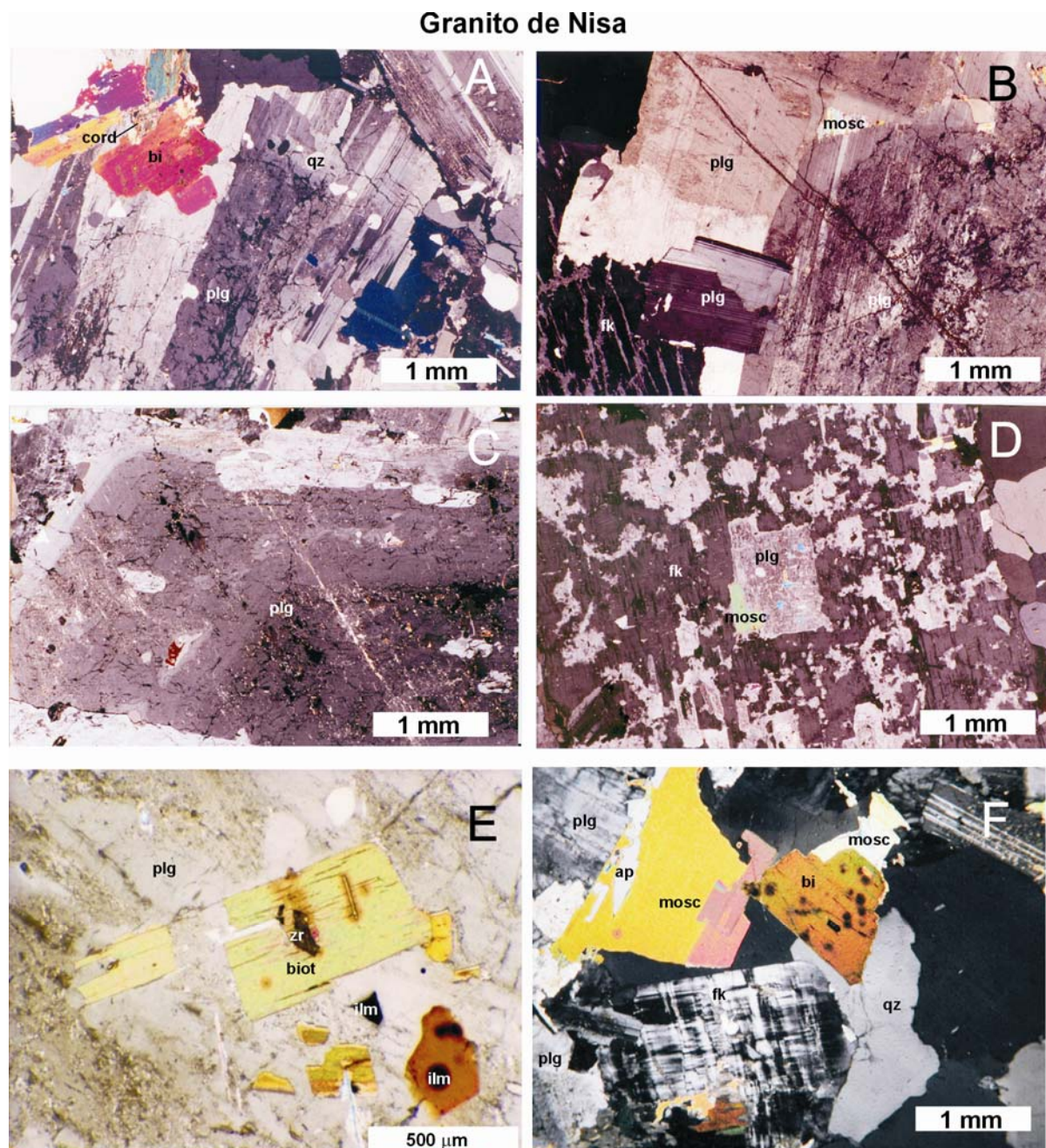


Fig. 6.1.1. Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Nisa. **A:** cristal de plagioclase (plg) com núcleo fortemente fracturado e com texturas mirmequíticas e biotite (bi) com inclusões de cordierite (cord) muito alterada para um fino agregado de clorite e moscovite (penina) **B:** pormenor de um fenocristal de plagioclase muito fracturado, moscovite (mosc) e feldspato potássico (fk); **C:** fenocristal de plagioclase fortemente zonado e fracturado; **D:** pormenor de um fenocristal de feldspato potássico perítico, com inclusões de plagioclase; **E:** Biotite incluída na plagioclase com inclusões de ilmenite, zircão e apatite; **F:** pormenor da matriz, constituída por quartzo (qz), feldspato potássico, plagioclase, biotite com ilmenite (ilm) e zircão (zr) no interior e moscovite com inclusões de apatite (ap).

Granito de Nisa

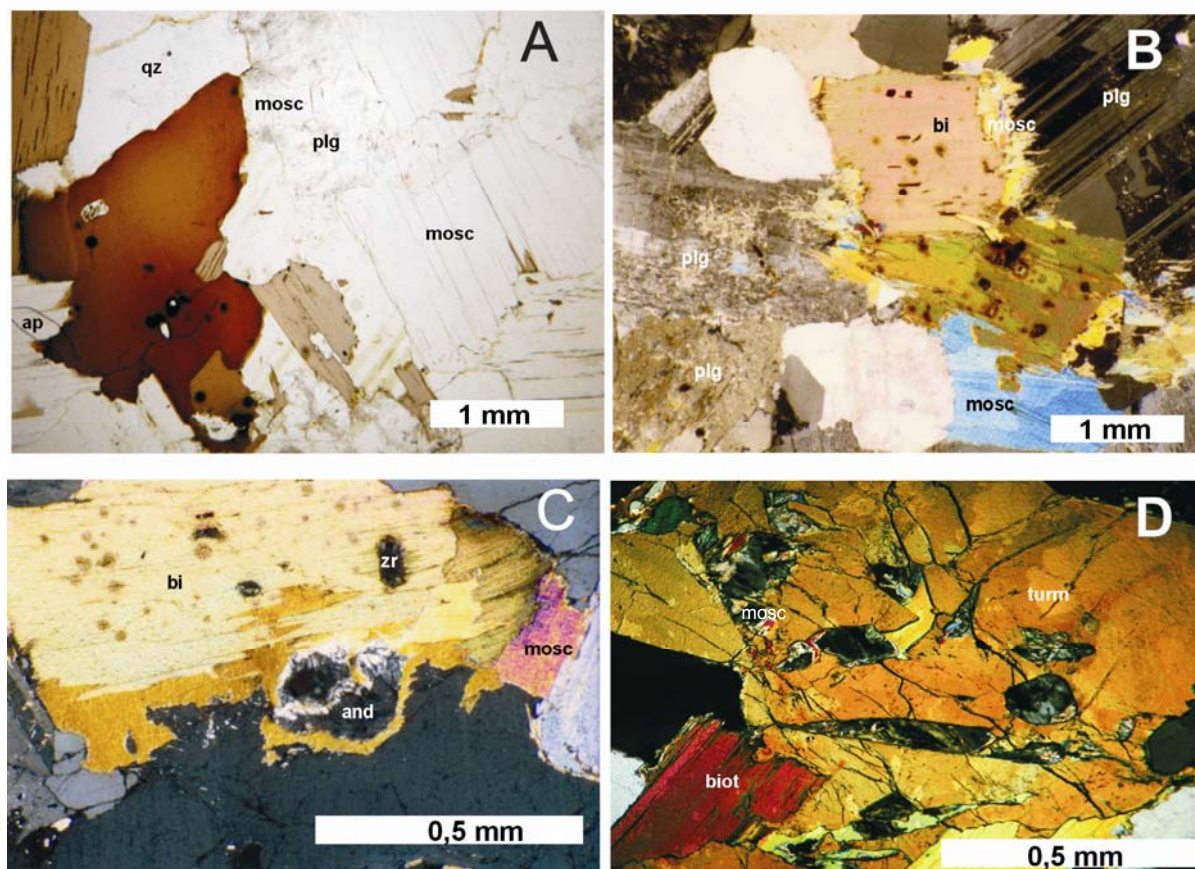


Fig. 6.1.2. Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Nisa. **A:** associação de biotite/moscovite com inclusões de apatite; **B:** biotite com os bordos alterados para moscovite e plagioclases intensamente alteradas/fracturadas; **C:** biotite com inclusões de zircão e andaluzite (and); **D:** cristal de turmalina (turm), rodeando e substituindo biotite e moscovite.

6.1.3. Granito de Quareleiros (Fig. 6.1.5):

Trata-se de um granito de reduzida expressão cartográfica que afora na extremidade E do alinhamento interno. Corresponde a um granito de duas micas, de granularidade média a fina. Distingue-se do granito de Pinheiral pela sua cor cinzenta mais clara, por ter mais moscovite e granularidade mais grosseira, e do granito de Gáfete por apresentar mais biotite. O **quartzo** ocorre formando mosaicos, envolvendo todos os minerais. A **plagioclase** é euédrica/subédrica, fortemente zonada (An 0-56%) e quase sempre com núcleos alterados para moscovite secundária. A **microclina** ocorre em pequenos cristais subédricos/anédricos. A **moscovite** e a **biotite** ocorrem geralmente associadas, esta última por vezes ocorre descolorada ou alterada para clorite ao longo dos planos de clivagem. Os minerais acessórios identificados são **zircão**, **ilmenite**, **apatite** e **monazite**, que ocorrem dispersos em toda a rocha, mas preferencialmente inclusos na biotite.

Granitóide de Aldeia da Mata

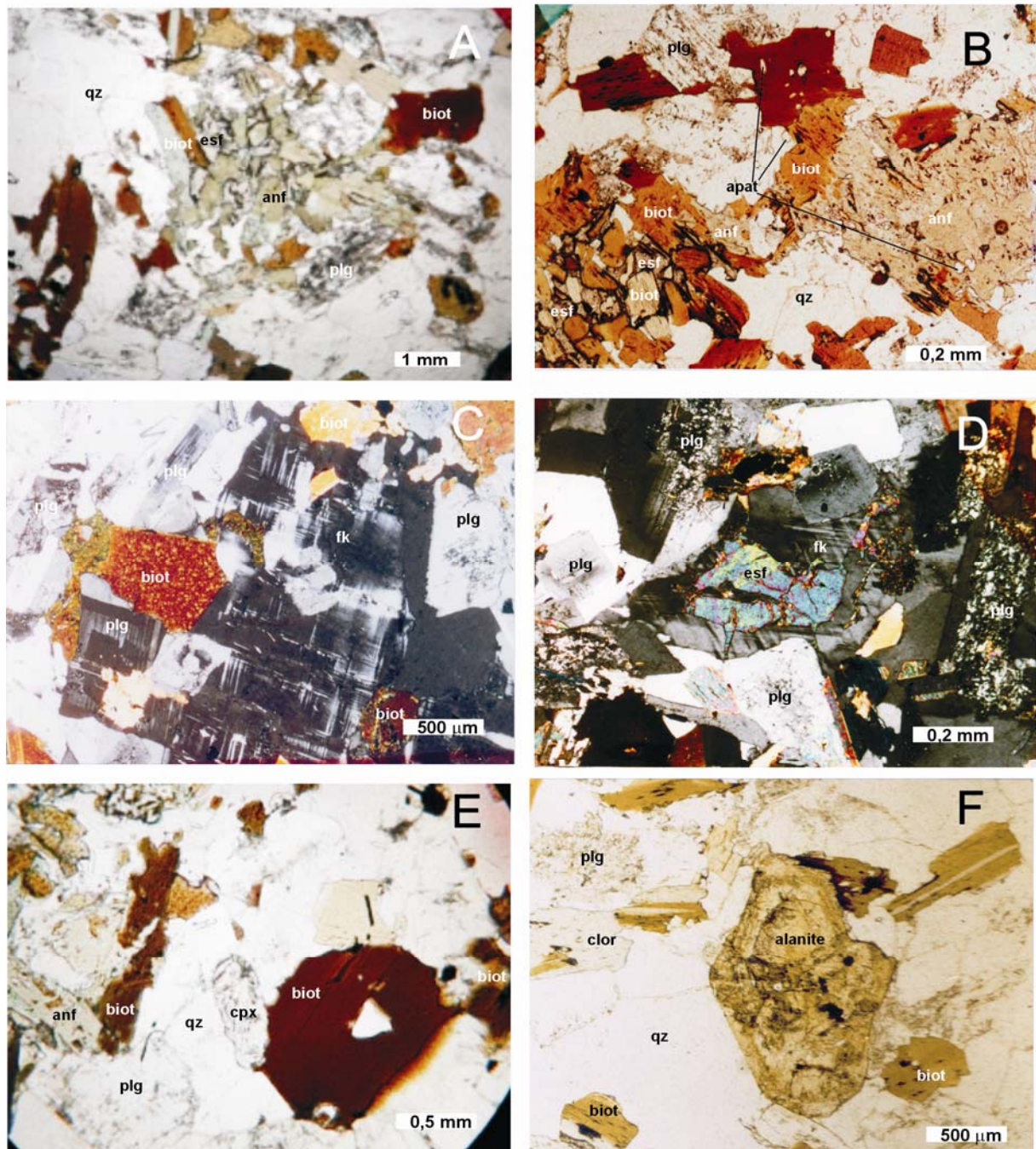


Fig. 6.1.3. Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns dos granitóides de Aldeia da Mata (tonalitos a granodioritos) do Maciço de Nisa; **A e B:** associação constituída por quartzo (qz), anfíbolos (anf) e biotite (biot), por vezes a substituir a anfíbola. A esfena (esf) ocorre intersticialmente nos cristais de biotite e de anfíbola. As plagioclases (plg) apresentam-se muito turvas. A ilmenite ocorre preferencialmente no interior da biotite; **C:** plagioclase fortemente zonada e microclina (fk); **D:** cristal de esfena subédrica no interior de feldspato potássico. Notar a intensa alteração dos núcleos de plagioclase; **E:** cristal de clinopiroxena (cpx) em contacto com biotite; **F:** grande cristal subédrico de alanite zonado. Notar a alteração da biotite em bandas ao longo das clivagens, característica destes granitóides.

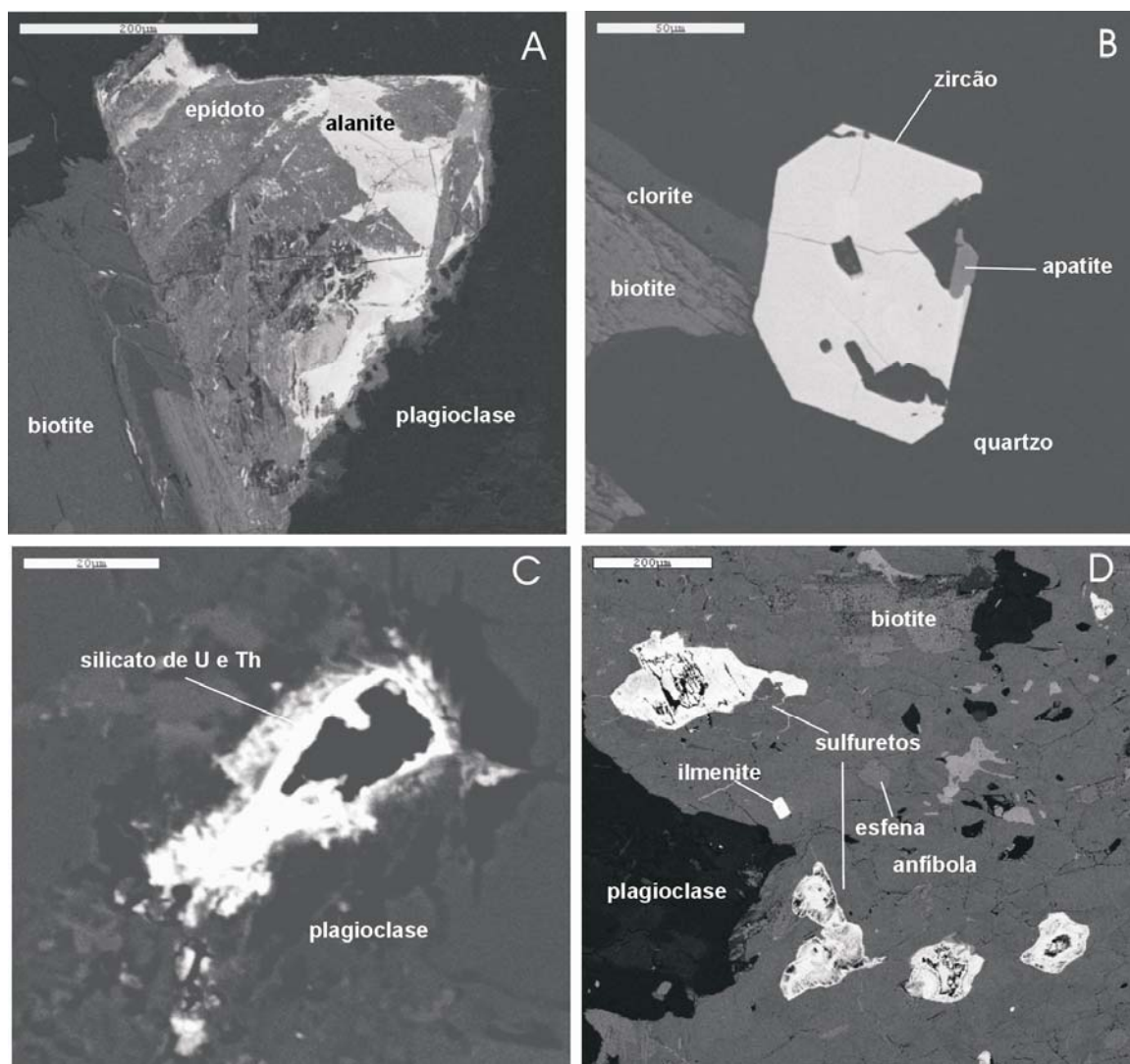


Fig. 6.1.4. Microfotografias obtidas por SEM de alguns minerais acessórios dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) **A:** alanite e epidoto; **B:** zircão e apatite; **C:** silicato de U e Th incluído em plagioclase; **D:** sulfuretos e ilmenite no interior de agregado de anfíbolos.

6.1.4. Granito de Gáfete (Figs. 6.1.6 e 6.1.7):

É um granito de cor amarelo claro, granularidade média a fina, equigranular, moscovítico-biotítico apresentando escassos megacristais de feldspato potássico nas imediações do contacto com o granito de Nisa. Ocorre sempre moderadamente alterado e fracturado. A textura é hipidiomórfica a xenomórfica, formada pelos seguintes minerais: **quartzo**, geralmente facturado e com extinção ondulante, **feldspato potássico** (microclina pertítica); **plagioclase** (albite) fortemente alterada e fracturada; **moscovite** por vezes poicilítica e diminutos cristais de **biotite**, geralmente instável e alterada para **clorite**. **Ilmenite**, **rútilo**, **zircão**, **apatite**, **monazite** e raros **sulfuretos** constituem os minerais acessórios.

Granito de Quareleiros

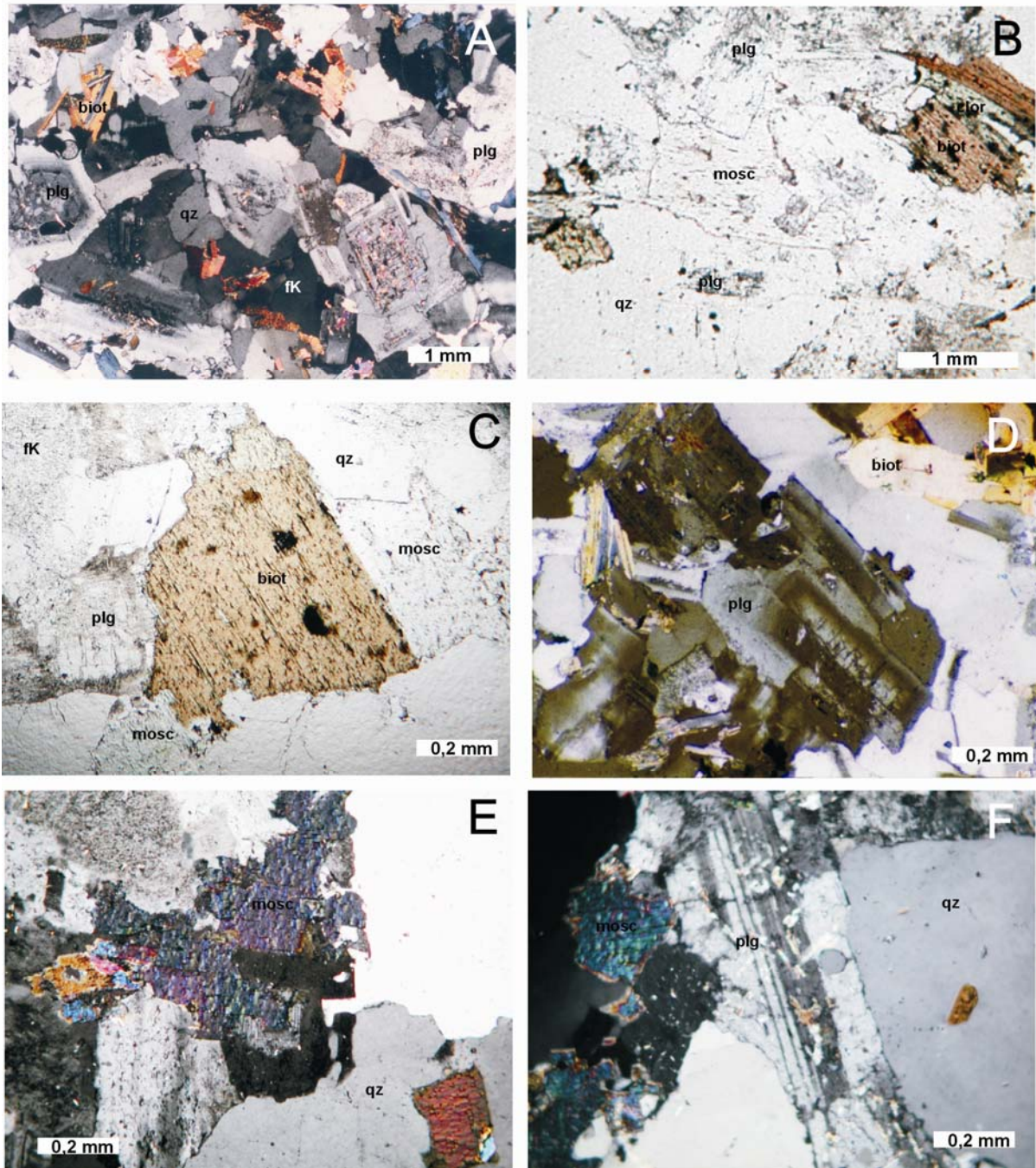


Fig. 6.1.5. Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Quareleiros (Maciço de Nisa); **A:** textura geral, granular, formada por quartzo (qz), plagioclases (plg) muito zonadas e com núcleos alterados com palhetas de moscovite (mosc) secundária; feldspato potássico (microclina, fk), biotite (biot) ± moscovite; **B:** cristais de biotite com alteração em bandas para clorite (clor) com inclusões de ilmenite; plagioclases com turvação; **C:** associação de biotite descolorada e moscovite; **D:** plagioclase muito zonada com núcleo fracturado; **E:** moscovite anédrica nos interstícios de quartzo e plagioclases; **F:** plagioclase subédrica com moscovitização secundária.

Granito de Gáfete

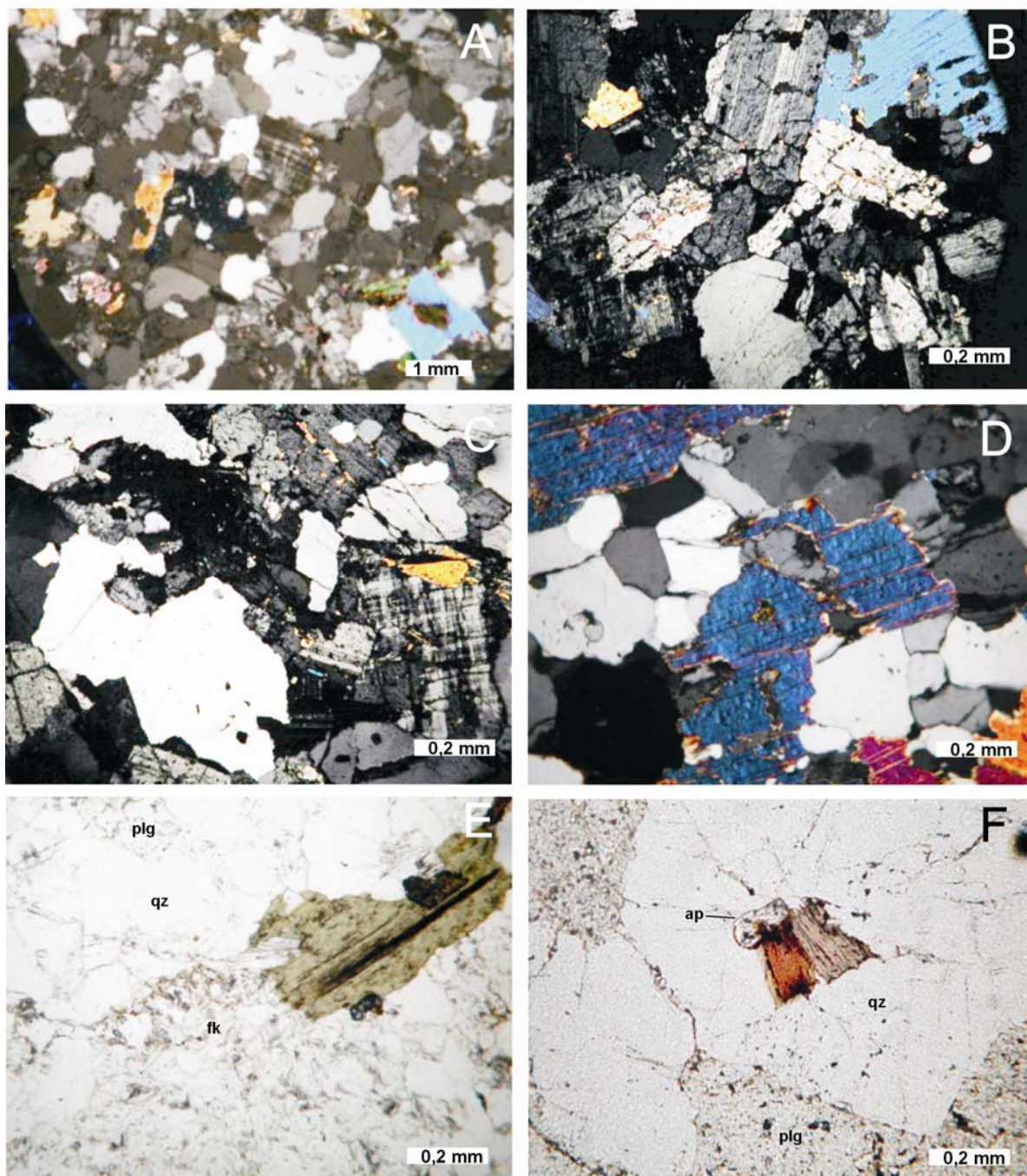


Fig. 6.1.6. Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Gáfete (Maciço de Nisa). **A:** textura geral granular, formada por cristais de quartzo, microclina, plagioclase, moscovite e biotite; **B e C:** pormenor dos cristais de quartzo e feldspatos, intensamente fracturados, e moscovite a envolver os vários minerais; **D:** quartzo recristalizado em mosaicos e moscovite; **E:** cristal de biotite praticamente transformada para clorite; **F:** biotite no interior de quartzo associada com apatite (ap).

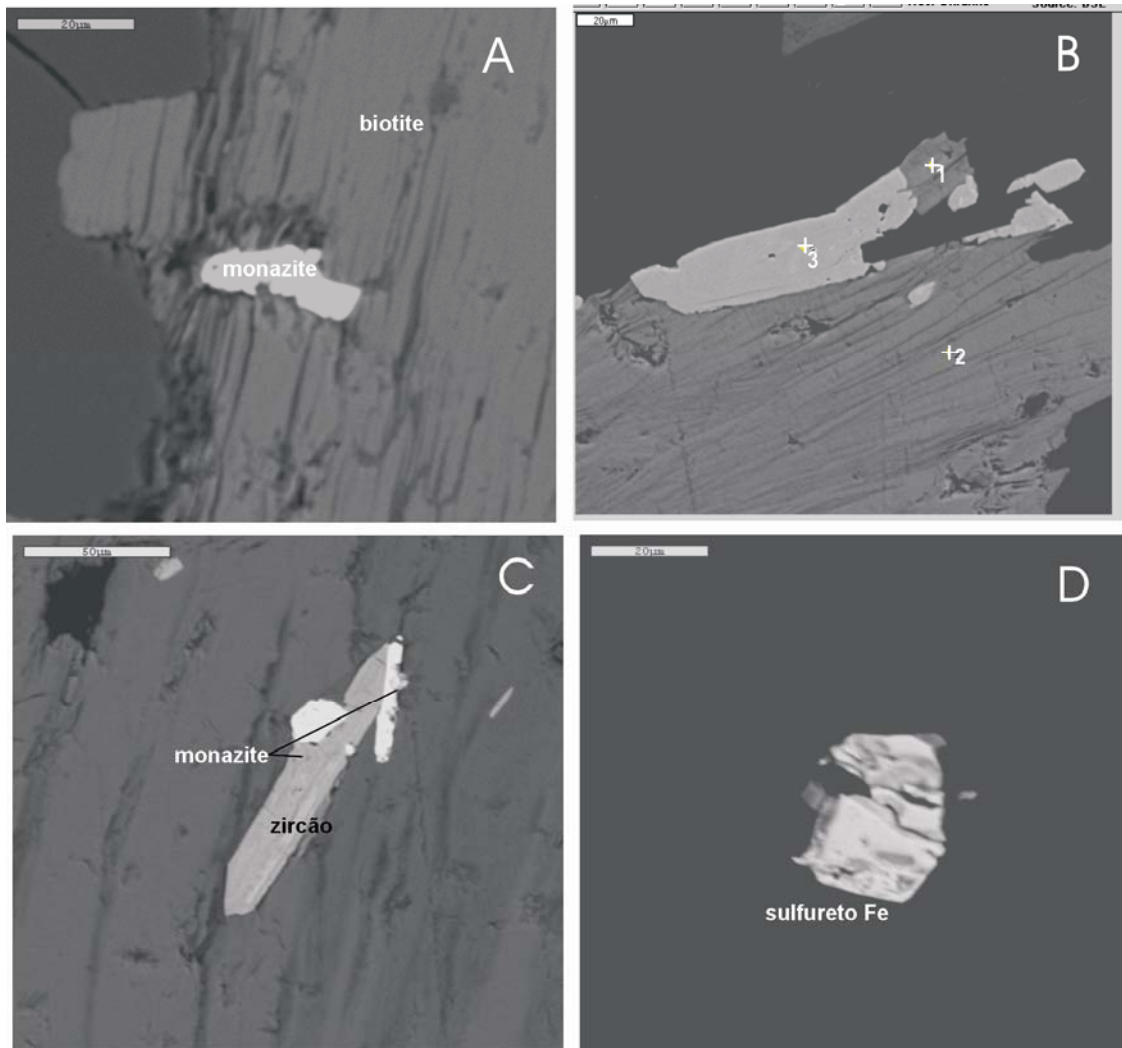


Fig. 6.1.7. Microfotografias obtidas por SEM de alguns minerais acessórios do granito de Gáfete do Maciço de Nisa. **A:** monazite no interior de biotite **B:** associação de ilmenite (3) e rútilo (1) no bordo de um cristal de biotite (2) **C:** associação de monazite e zircão no interior de biotite; **D:** sulfureto de Fe.

6.1.5. Granito do Pinheiral (Alpalhão) (Figs. 6.1.8 e 6.1.9):

Aflora sempre no interior do granito de Gáfete. É de cor cinzenta, granularidade fina, equigranular, predominantemente biotítico, com textura hipidiomórfica e constituído por **quartzos**, geralmente mais límpido e menos fracturado do que o do granito de Gáfete e com menor extinção ondulante, **plagioclase** fortemente zonada (10-40% An), **microclina** por vezes pertítica; **biotite** em cristais tabulares por vezes alterada para clorite ao longo das clivagens, e em menor percentagem, **moscovite**. Contém vários acessórios, sobretudo inclusos em biotite, tais como **ilmenite**, **rútilo**, **esfena**, **zircão**, **apatite**, **monazite**, **alanite**, **epídoto** primário, **carbonatos** e **torite**.

Granito do Pinheiral (Alpalhão)

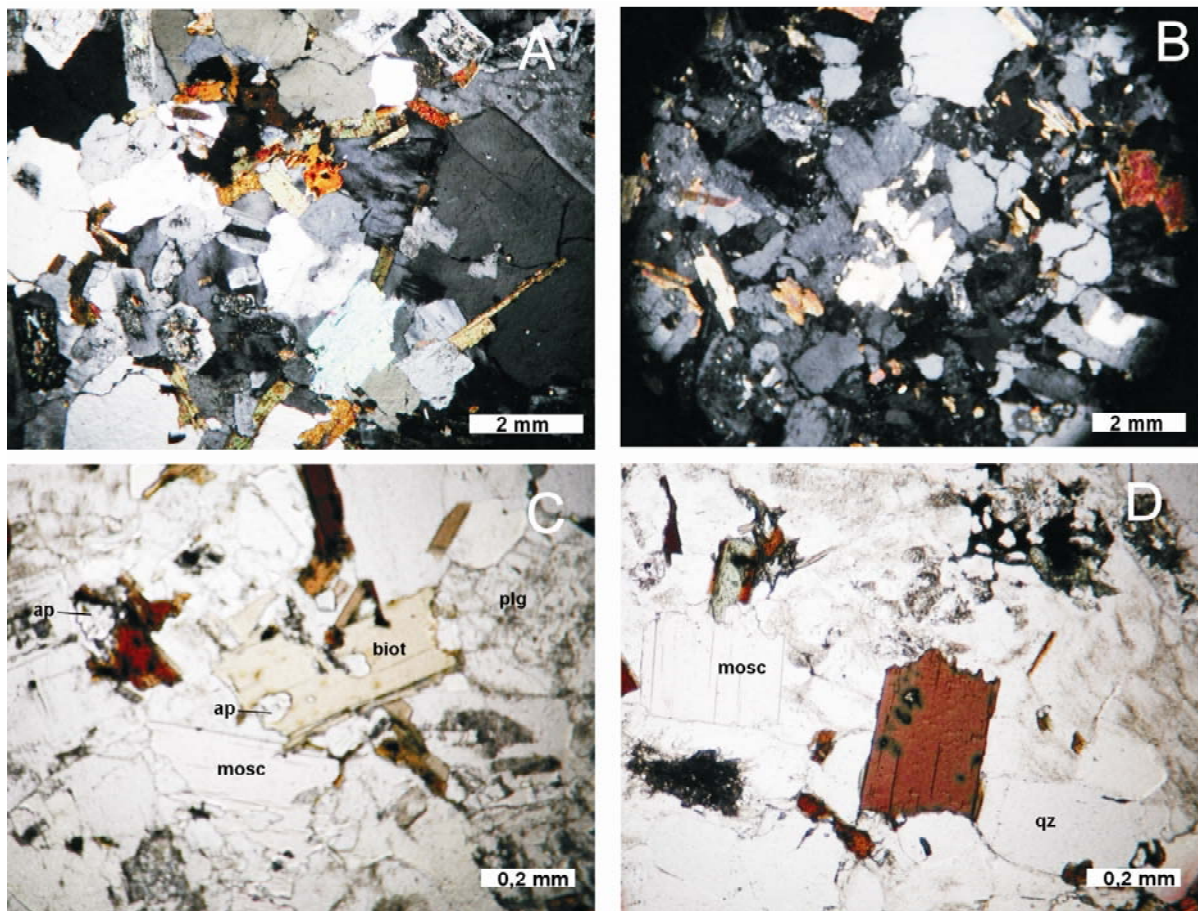


Fig. 6.1.8. Microfotografias mostrando os constituintes minerais e os aspectos texturais mais comuns do granito de Pinheiral-Alpalhão (Maciço de Nisa); **A e B:** texturas gerais, mostrando os principais minerais: quartzo, plagioclase, microclina, biotite e moscovite. **C:** biotite associada com a moscovite, com várias inclusões de apatite, e plagioclase com aspecto turvo; **D:** cristais subédricos de moscovite e biotite com inclusões de zircão, apatite e ilmenite e biotite.

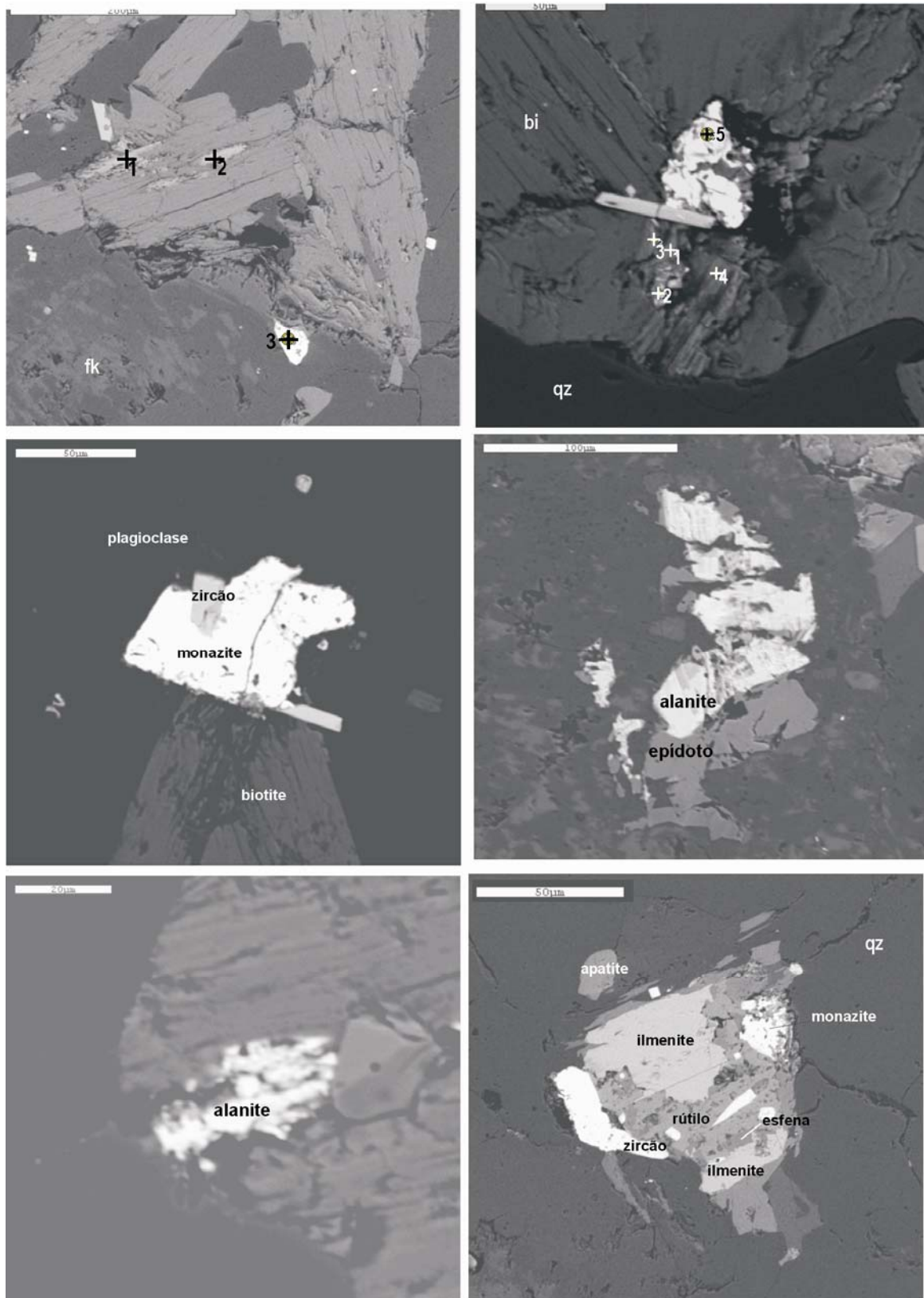


Fig. 6.1.9. Microfotografias obtidas por SEM de alguns minerais acessórios dos granitos de Pinheiral (Alpalhão) do Maciço de Nisa. **A:** alanite (1 e 2) no interior de biotite, monazite (3) inclusa no feldspato; **B:** associação de alanite (1 e 3), apatite (2), epidoto (4) e monazite (5) **C:** associação de monazite e zircão **D:** alanite envolvida por epidoto; **E:** alanite em feldspato; **F:** associação de ilmenite, rútilo, esfena, zircão monazite e apatite.

6.2. Geoquímica de Rocha Total

Ao contrário dos Maciços do Carrascal e de Portalegre, o Maciço de Nisa tem sido alvo de várias publicações no âmbito da geoquímica de rocha total (e.g. Moreira, 1994; Ribeiro et. al., 1995; Solá et. al., 1997, 1998a; Luís et al. 1998; Menéndez, 1998; Solá, 1999, Ferreira et al., 1999). Os trabalhos apontaram padrões geoquímicos distintos nos vários granitóides, sobretudo nos de Aldeia da Mata-Pinheiral (Alpalhão) relativamente aos de Nisa-Gáfete e mostraram uma progressiva diferenciação do Maciço para E (Fig. 6.2.1).

Neste trabalho, apresenta-se os dados de geoquímica de rocha total do Maciço de Nisa tendo como suporte um total de 250 análises obtidas no âmbito do projecto “Petrogeoquímica do Complexo Eruptivo de Nisa” (Solá, 1999). As amostras respectivas estão localizadas na Fig. 3.4 e têm a seguinte distribuição: 195 correspondem ao granito dominante, granito de Nisa, 25 ao de Gáfete, 16 ao do Pinheiral (Alpalhão), 6 ao de Quareleiros e 8 correspondem ao granitóide de Aldeia da Mata.

As composições médias dos vários granitóides estão resumidas na Tabela 6.2.1 e as análises químicas de algumas amostras representativas do granito de Nisa e da totalidade dos granitos do alinhamento interno são apresentadas no Anexo N1.

6.2.1. Classificações químicas

De acordo com o diagrama R1-R2, proposto por La Roche et al. (1980) com base em parâmetros catiónicos, (Fig. 6.2.2) a grande maioria dos granitos de Nisa e Gáfete classificam-se como sienogranitos. O granito do Pinheiral (Alpalhão) projecta-se em dois campos distintos, monzogranito e granodiorito tal como o de Quareleiros que se situa no campo monzogranito e sienogranito. Os granitóides de Aldeia da Mata apresentam composições que variam de tonalito a granodiorito a monzogranito.

Neste trabalho, será considerada esta classificação, embora estejamos cientes que a classificação recomendada pela IUGS seja a de Streckeisen (1976) e mais modernamente de Le Bas & Streckeisen (1991). De referir que Menéndez, (1998) usando o diagrama triangular de Streckeisen (1976) mediante a contagem de pontos em 10 amostras do granito de Nisa e 6 no de Gáfete obteve para ambos, composições correspondentes a monzogranito e sienogranito. No granito do Pinheiral (Alpalhão), com base na contagem de pontos em 3 amostras obteve composição de monzogranito.

O diagrama $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ indicativo do grau de peraluminosidade e $B = Fe + Ti + Mg$, que expressa o quantitativo de minerais máficos de Debon e Le Fort (1983) (Fig.6.2.3), mostra que no granito de Nisa, a composição varia de amostras com biotite, a outras com predomínio de biotite sobre moscovite e outras ainda mais ricas em moscovite do que biotite. Neste último campo, situam-se também todas as amostras de sienogranito de Gáfete e a maioria das amostras do sienogranito de Quareleiros. No granodiorito e monzogranito

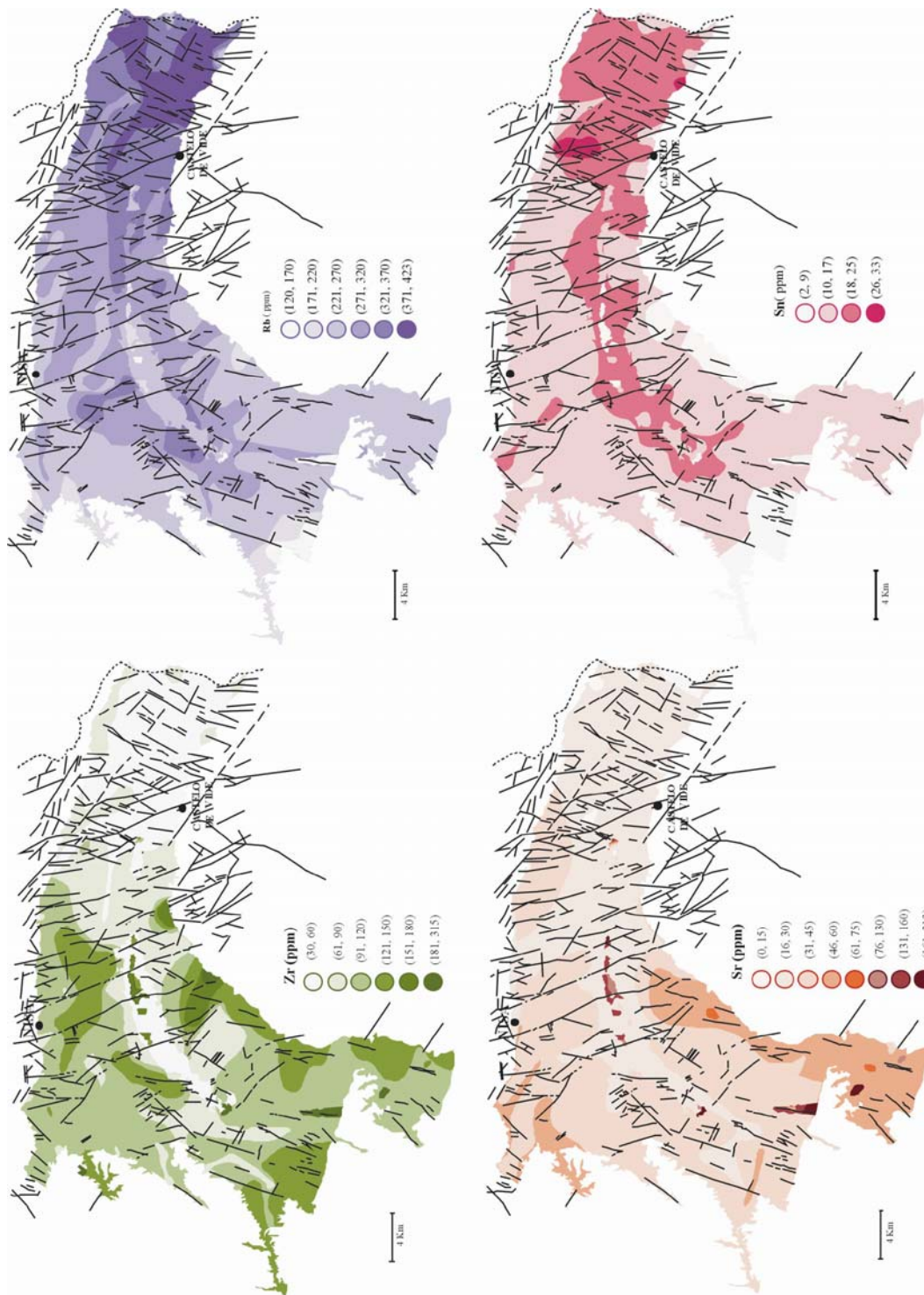


Fig. 6.2.1. Mapas geoquímicos seleccionados do Maciço de Nisa, mostrando a acentuada zonalidade química W-E e simetria relativamente ao alinhamento interno. Dados estruturais de Campos & Pereira, (1991). (adapt. de Solá et al., 1998; Solá, 1999).

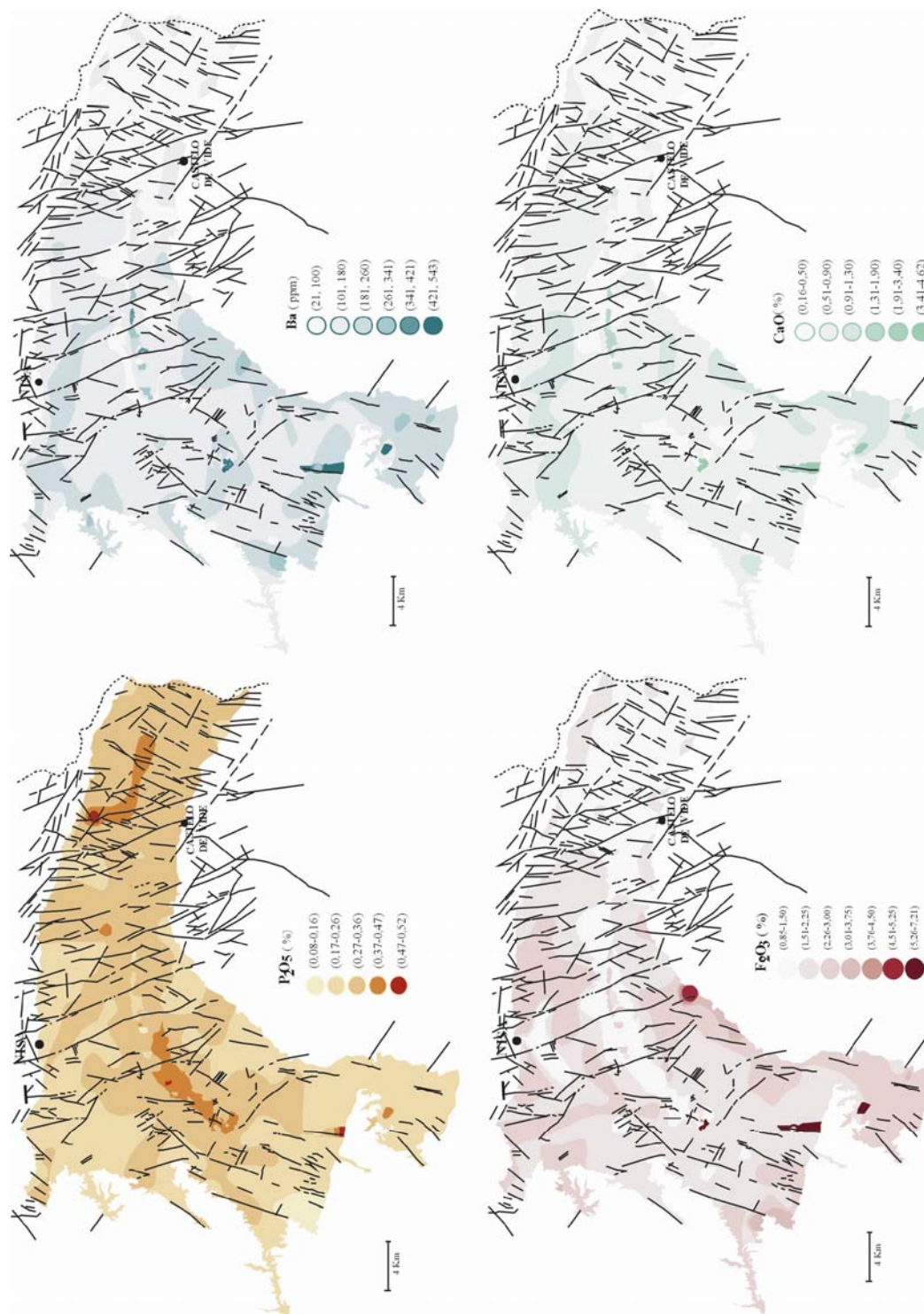


Fig. 6.2.1 cont. Mapas geoquímicos seleccionados do Maciço de Nisa, mostrando a acentuada zonalidade química W-E e simetria relativamente ao alinhamento interno. Dados estruturais de Campos & Pereira, (1991). (adapt. de Solá et al., 1998; Solá, 1999).

Tabela 6.2.1.1. Composições químicas médias de elementos maiores (%), A/(CNK), Fe#, e elementos traço (ppm) dos granitóides do Maciço de Nisa.

	Granitóides do alinhamento interno																		
	Alceia da Mata				Quareleiros				Gáfete				Pinheiral (Alpalhão)						
	sienogranito ± monzogranito n=195		n=3 granod. n=2 monzog. n=1		monzog. n=2		sienog. n=4		sienog. n=25		granod. n=7		monzog. n=9						
DP	média	DP	média	DP	média	DP	média	DP	média	DP	média	DP	média	DP					
SiO ₂	69,68	78,46	1,27	72,85	60,51	1,30	65,64	2,06	69,48	71,56	1,22	73,97	0,87	73,37	0,61	71,09	0,73	71,25	0,36
TiO ₂	0,09	0,56	0,09	0,26	1,32	0,06	0,95	0,12	0,52	0,30	0,01	0,14	0,03	0,13	0,03	0,37	0,02	0,35	0,03
Al ₂ O ₃	11,86	16,60	0,60	14,39	16,17	0,37	15,24	0,34	14,63	14,86	0,39	14,56	0,44	14,83	0,37	15,38	0,35	15,08	0,33
Fe ₂ O ₃ total	0,85	3,52	1,94	0,49	6,80	0,36	5,17	0,60	3,27	1,97	0,11	1,24	0,05	1,21	0,08	2,48	0,09	2,33	0,13
MnO	0,04	0,05	0,04	0,00	0,11	0,01	0,08	0,02	0,05	<0,04		<0,04		<0,04		0,04	0,01	<0,04	0,0
MgO	0,06	0,80	0,31	0,15	2,40	0,23	1,39	0,19	0,86	0,41	0,01	0,16	0,05	0,16	0,05	0,64	0,07	0,58	0,09
CaO	0,16	1,30	0,67	0,20	4,41	0,15	2,94	0,52	1,59	1,19	0,12	0,57	0,09	0,52	0,12	1,75	0,13	1,55	0,27
Na ₂ O	2,50	3,83	3,17	0,25	3,19	0,07	3,09	0,15	3,46	3,59	0,30	3,25	0,34	3,15	0,30	3,27	0,27	3,40	0,25
K ₂ O	3,18	5,99	4,71	0,40	3,12	0,48	3,82	0,08	4,48	4,23	0,33	4,38	0,37	4,54	0,45	3,37	0,39	3,81	0,55
P ₂ O ₅	0,16	0,49	0,27	0,05	0,44	0,06	0,32	0,05	0,22	0,24	0,01	0,30	0,02	0,35	0,06	0,18	0,01	0,18	0,06
PR	0,55	1,56	0,89	0,18	1,04	0,26	0,74	0,07	0,88	0,90	0,04	1,16	0,22	1,36	0,14	0,94	0,11	0,89	0,10
Total	99,20	99,92	99,47	0,20	99,50	0,29	99,39	0,12	99,44	99,24	0,03	99,72	0,17	99,63	0,32	99,51	0,22	99,44	0,26
Fe#	0,78	0,96	0,86	0,04	0,72	0,02	0,77	0,02	0,77	0,81	0,00	0,88	0,03	0,87	0,03	0,78	0,02	0,78	0,02
A/(CNK)	1,09	1,62	1,25	0,09	0,97	0,04	1,05	0,08	1,09	1,18	0,07	1,31	0,09	1,35	0,10	1,27	0,09	1,20	0,05
Rb	164	423	285	52	130	4	176	14	228	222	5	307	37	266	39	183	8	183	19
Sr	8	73	33	11	247	56	144	18	109	101	13	21	7	27	4	146	9	137	23
Ba	21	315	145	55	465	81	425	56	311	217	21	92	28	114	18	327	21	295	31
Y	8	22	15	3	31	4	33	4	25	13	0	12	1	11	1	15	1	15	1
Nb	5	17	11	2	20	1	19	2	13	14	1	12	1	10	2	13	0	13	1
Zr	35	179	91	29	292	18	279	35	169	121	5	50	9	46	12	166	7	153	16
Sn	6	31	15	4	7	1	9	1	12	15	2	18	5	19	3	7	2	7	2

análises obtidas por FRX A/(CNK)=mol (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O); Fe#=(Fe₀/Fe₀+MgO) granod.= granodiorito; monzog.= monzogranito; sienog.= sienogranito

DP = desvio padrão PR= perda ao rubro

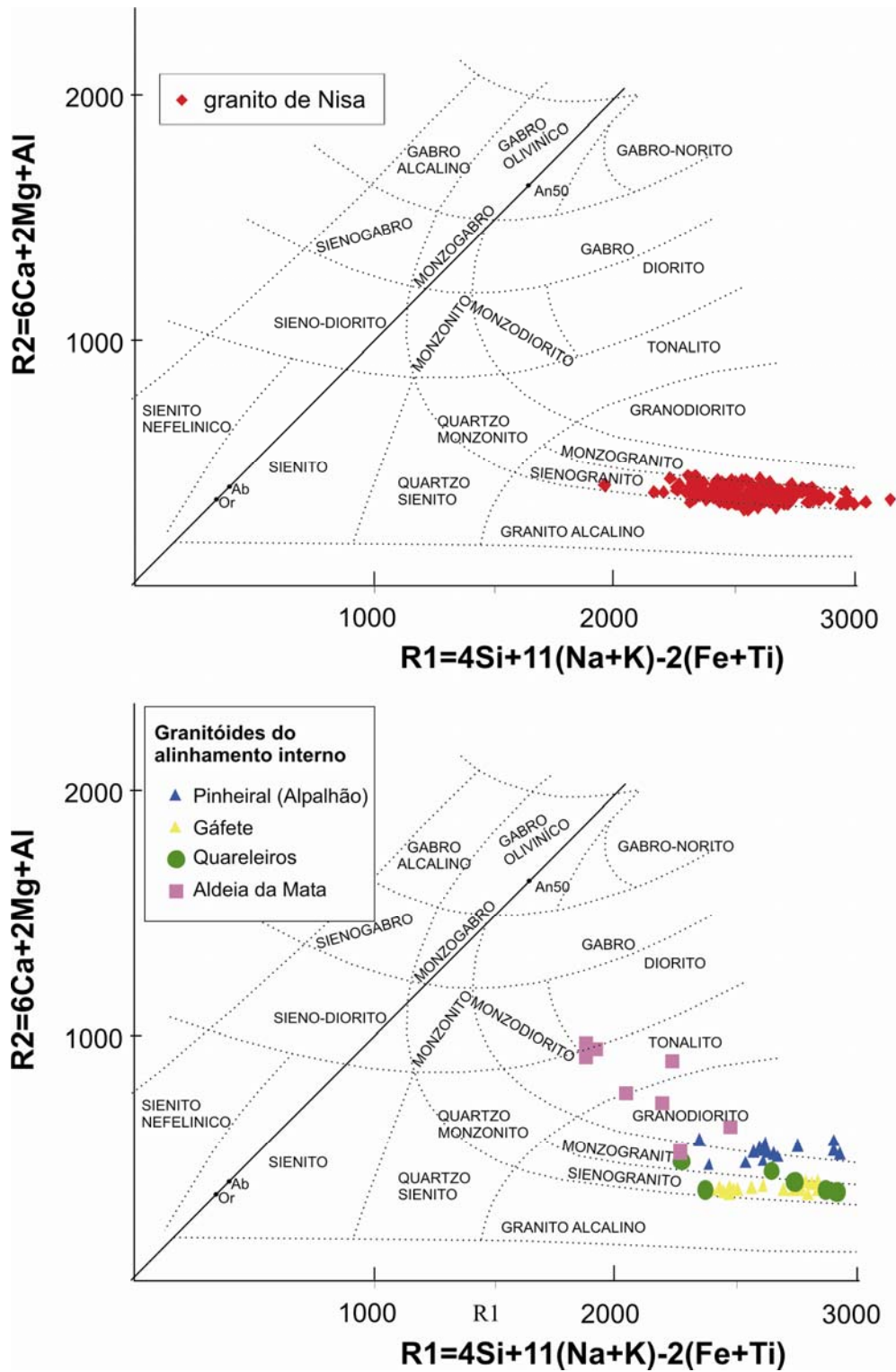


Fig. 6.2.2. Projecção dos granitoides do Maciço de Nisa no diagrama classificativo R1-R2 de La Roche et. al. (1980), mostrando que os granitos de Nisa e Gáfete apresentam composições de sienogranito, os granito do Pinheiral (Alpalhão) têm composição de granodiorito a monzogranito, o granito de Quareleiros varia de monzogranito a sienogranito e o granitóide de Aldeia da Mata, varia de tonalito a monzogranito.

do Pinheiral (Alpalhão), algumas amostras só possuem biotite, mas genericamente a biotite predomina sobre a moscovite.

O diagrama confirma que duas amostras do tonalito de Aldeia da Mata possuem clinopiroxena, anfíbola e biotite e são as que têm o menor valor do parâmetro A. As restantes amostras de tonalito, bem como o granodiorito e monzogranito de Aldeia da Mata possuem biotite. Este diagrama está de acordo com as observações petrográficas.

O carácter peraluminoso dos vários granitóides e metaluminoso de alguns granitóides de Aldeia da Mata inferido no diagrama anterior é confirmado pelo índice de peraluminosidade A/CNK (Shand, 1947). (Tabela 6.2.2). Este índice, apresenta um largo intervalo de variação nos granitos de Nisa e Gáfete, confirmado pela grande dispersão no parâmetro A da Fig.6.2.3. Nos restantes granitóides do alinhamento interno, a variação é mais restrita. No granito de Nisa a variação do índice abrange o intervalo de todos os granitóides com excepção dos tonalitos e da maioria dos granodioritos de Aldeia da Mata (Tabela 6.2.2).

Tabela 6.2.2. Variação do índice molecular A/(CNK) dos granitóides do Maciço de Nisa

	<u>Nisa</u>		<u>Aldeia da Mata</u>				<u>Quareleiros</u>				<u>Gáfete</u>		<u>Pinheiral (Alpalhão)</u>				
	sienogranito ± monzogranito		tonalito		granodiorito		monzogranito		sienogranito		sienogranito		granodiorito		monzogranito		
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	
A/(CNK)	1,09	1,63	0,93	1,00	1,00	1,14	1,09	1,13	1,23	1,17	1,37	1,23	1,59	1,15	1,38	1,14	1,29

$$A/(CNK) = \text{mol. } [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$$

No diagrama K₂O versus SiO₂ (Fig. 6.2.4) a grande maioria dos granitóides do Maciço de Nisa, projecta-se no campo das séries calco-alcálicas de alto-K.

As relações Rb-Ba-Sr (Fig. 6.2.5) indicam que o granito de Nisa mostra evolução de granito normal a granito muito diferenciado. Neste último campo, projectam-se também os sienogranitos de Gáfete e de Quareleiros. Os granodioritos do Pinheiral (Alpalhão) e de Aldeia da Mata situam-se no campo dos granitos anómalos e os monzogranitos desses grupos, situam-se fora de qualquer campo, tal como o monzogranito de Aldeia da Mata. O tonalito de Aldeia da Mata projecta-se na proximidade do campo dos granodioritos e quartzo-dioritos.

Segundo a classificação de Frost et. al. (2001), a maioria dos granitos de Nisa, Gáfete e os sienogranitos de Quareleiros são classificados como granitos ferrosos e os restantes como granitóides magnesianos, contudo a totalidade do Maciço Nisa enquadra-se no campo definido dos granitóides de cordilheira (orogénicos) (Fig. 6.2.6).

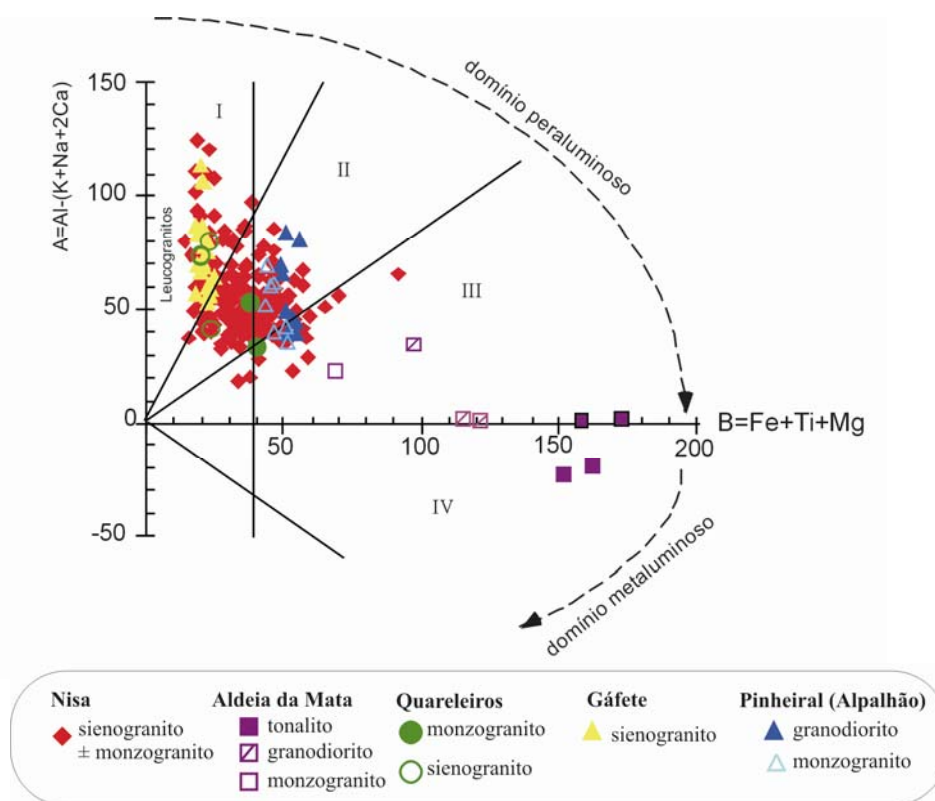


Fig. 6.2.3. Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama de minerais característicos A-B de Debon & Le Fort (1983). Campos: I - moscovite predomina sobre a biotite, II - biotite predomina sobre a moscovite, III- só existe biotite, IV- biotite e anfíbola e clinopiroxena.

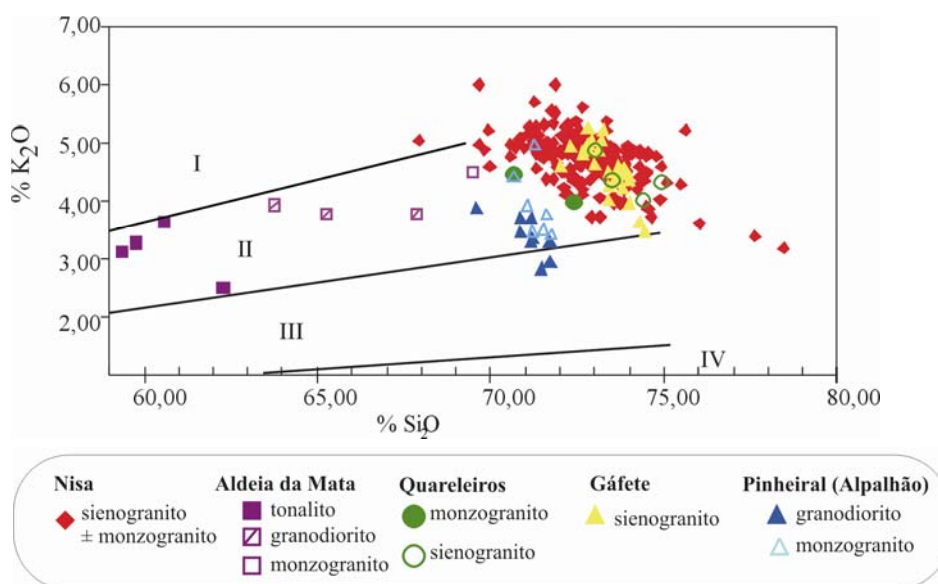


Fig. 6.2.4. Diagrama K_2O vs SiO_2 dos granitóides do Maciço de Nisa, mostrando que as a maioria das rochas se inclui nas séries calco-alcalinas de alto-K. Campos de Pitcher (1985) in Wilson, (1989); I-séries shoshoníticas; II-séries calco-alcalinas de alto-K; III- séries calco-alcalinas de médio-K; IV-séries toleíticas de baixo-K.

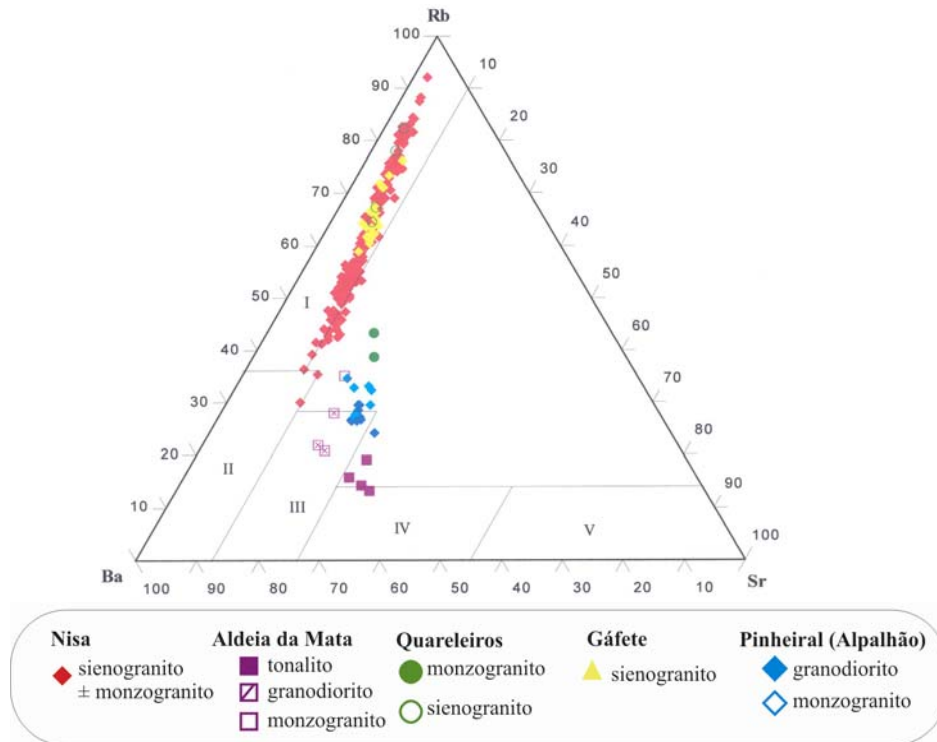


Fig. 6.2.5. Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sökkary (1975). Campos: I- granitos fortemente diferenciados, II-granitos normais, III-granitos anómalos, IV- granodioritos e quartzodioritos, V-dioritos.

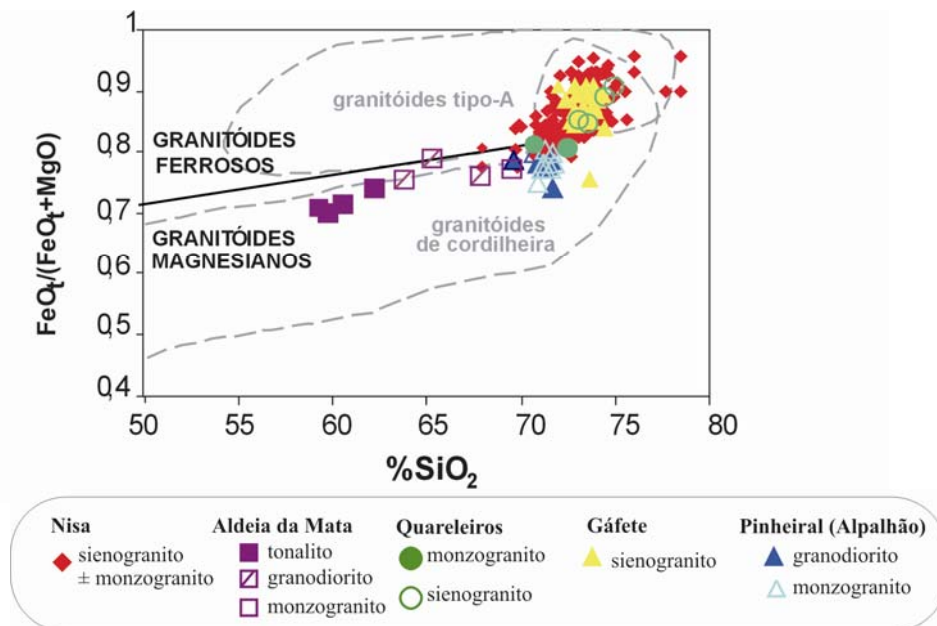


Fig. 6.2.6. Projecção dos granitóides do Maciço de Nisa no diagrama classificativo de Frost et. al., (2001), discriminatório entre granitóides ferrosos/magnesianos, com a sobreposição dos campos dos granitóides tipo-A e de cordilheira. O espectro composicional do Maciço enquadra-se no campo dos granitóides de cordilheira e na sobreposição destes com os do tipo A.

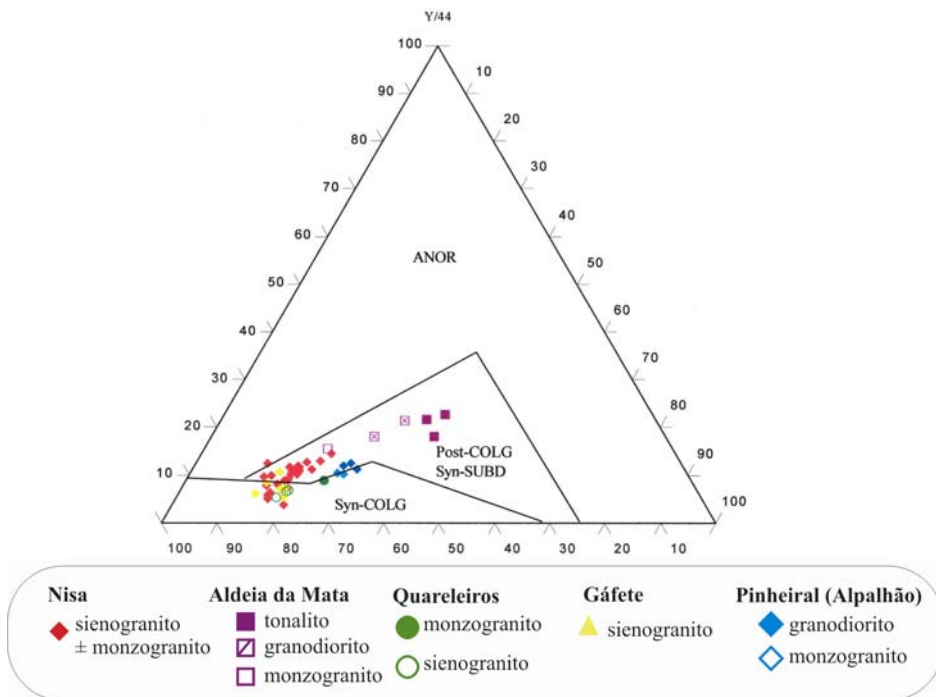
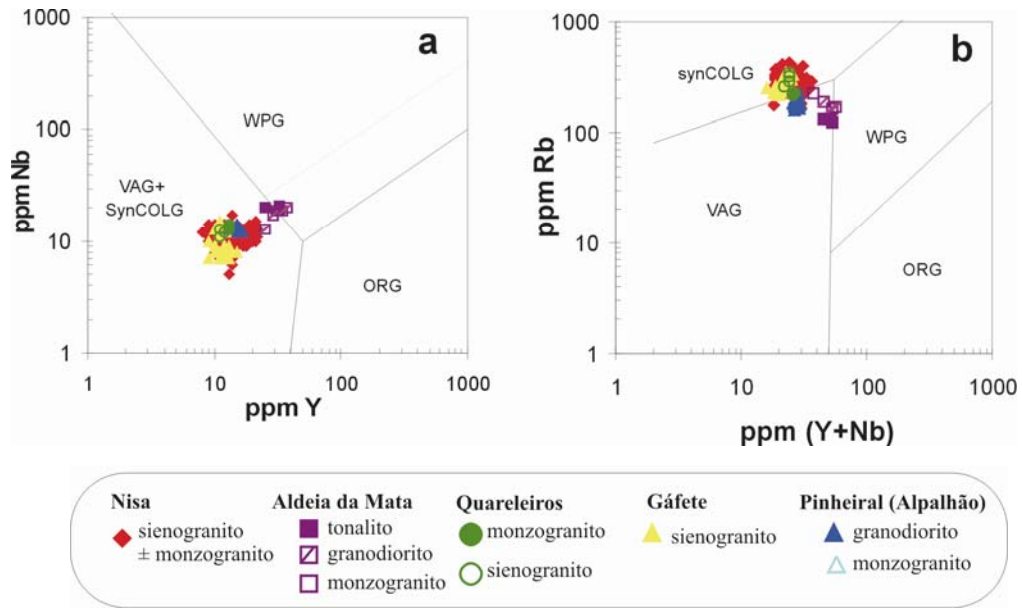
6.2.2. Classificações tectónicas

Na tentativa de inferir o ambiente geotectónico da instalação dos granitóides do Maciço de Nisa, a projecção nos diagramas discriminantes de ambientes tectónicos de Pearce et al, (1984), (Fig. 6.2.7) permite visualizar o seguinte: A totalidade dos Granitos de Nisa, Gáfete e Quareleiros, projectam-se no campo dos granitos orogénicos de sin-colisão (Syn-COLG), enquanto que os termos menos diferenciados (granitóides de Aldeia da Mata e Pinheiral (Alpalhão)) caem no campo dos granitos de arcos vulcânicos (VAG) (com algumas amostras do granitóide de Aldeia da Mata na transição para o campo dos granitos intraplaca, WPG).

O ambiente pós-colisional sugerido para este maciço (Ferreira et al, 1987, Pereira et al, 1998) não está contemplado neste diagrama. Segundo Pearce et al, (1984) os granitóides gerados num ambiente pós-colisional (Post-COLG) projectam-se nos campos Syn-COLG, VAG ou WPG. O mesmo autor, alerta também para o facto de no caso de estarmos em presença de acumulados máficos nos ambientes VAG e Syn-COLG, as amostras poderem “cair” no campo WPG ou ORG. Estes factos mostram que interpretações a partir deste tipo de diagrama deverão ser prudentes. Conforme já referido para os Maciços de Portalegre e do Carrascal (Cap. 4.2 e 5.2), a utilização de diagramas discriminantes de ambientes tectónicos em rochas granitóides pode, por si só ser ambígua. De facto, nas rochas graníticas, há vários aspectos a ter em conta como a natureza da fonte, que pode ser herdada, com características químicas de um evento magmático anterior; a mistura de magmas e a acumulação de fases menores, que podem influenciar os resultados, em particular nos diagramas que usam elementos traço (e.g., Chappell & Stephens, 1988; Ferré et al., 1998 e bibliog. inclusa).

Assim, a projecção dos granitóides do Pinheiral (Alpalhão) e Aldeia da Mata, contemporâneos dos outros granitos, no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG) e intraplaca (WPG), poderá simplesmente sugerir, distintos protólitos na génese desses granitóides e não diferentes ambientes. Thiéblemont & Cabanis, (1990), com base nos trabalhos de Pearce et al, (1984) propõem um diagrama triangular que permitem discriminar os granitos Syn-COLG dos Post-COLG, representado na Fig. 6.2.8. Neste diagrama a maioria das amostras do maciço de Nisa projecta-se no campo Post-COLG. Segundo os modelos referidos por Pearce et al, (1984) para os granitos gerados em ambientes Syn-COLG é sugerida uma origem exclusivamente crustal. Para os ambientes Post-COLG é sugerida uma origem a partir da fusão da crosta inferior, durante o relaxamento térmico, seguido de colisão, ou por mistura de componente crustal e mantélica, com assinaturas WPG ou VAG.

Segundo outra proposta de classificação tectónica com base nos elementos maiores, de Maniar & Piccoli (1989), o ambiente inferido para o Maciço de Nisa é também, pós-orogénico (Fig. 6.2.9).



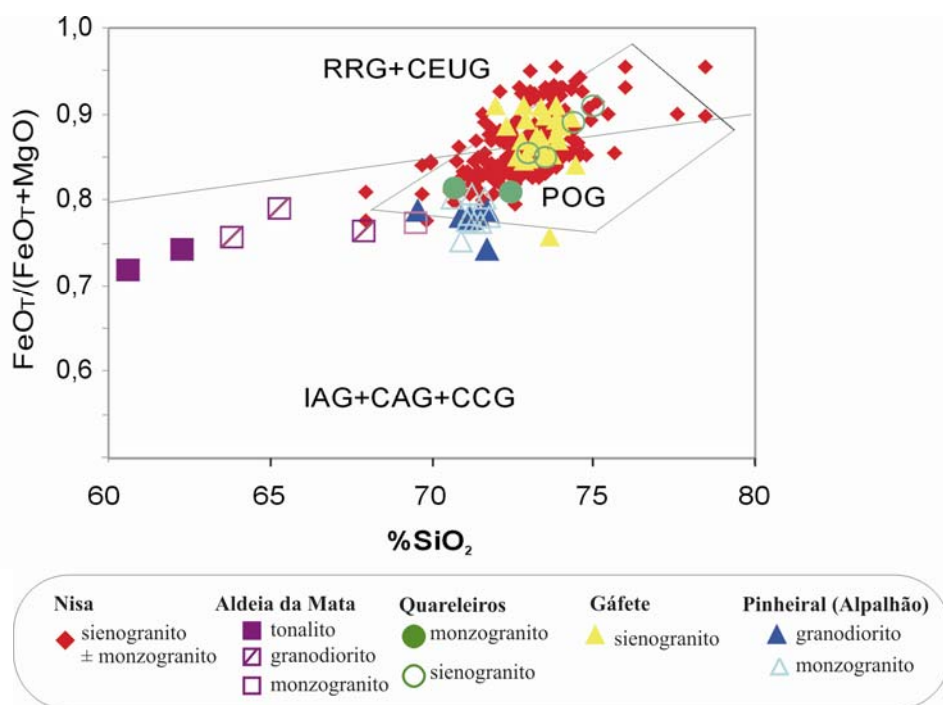


Fig 6.2.9. Digrama discriminante de ambiente tectónico com base em elementos maiores $FeOt/(FeOt + MgO)$ vs SiO_2 de Maniar and Piccoli (1989). RRG: granitóides relacionados com “rift”; CEUG: granitóides continentais relacionados com o levantamento epirogénico; POG: granitóides pós-orogénicos, IAG: granitóides de arco-ilha; CAG: granitóides de arco-continental; CCG: granitóides de colisão continental. Com excepção dos granitóides de Aldeia da Mata, a grande maioria dos restantes granitos do Maciço de Nisa, projectam-se no campo pós-orogénico.

6.2.3. Diagramas de variação

Nas Figs. 6.2.10 e 6.2.11 apresentam-se os diagramas de variação dos óxidos e elementos menores relativamente ao Fe_2O_3 total, tomado como índice de diferenciação. Seleccionou-se Fe_2O_3 total, por separar melhor os granitóides do que SiO_2 . Da análise desses diagramas, constata-se uma individualização clara dos granitóides do alinhamento interno relativamente ao granito envolvente (Nisa) que apresenta um largo, mas contínuo espectro composicional com $SiO_2=70-78\%$; $TiO_2=0,09-0,6$; $Fe_2O_3=0,9-3,6$; $MgO=0,06-0,8$; $CaO=0,16-1,3$; $Na_2O=2,5-3,8$; $K_2O=3-6\%$; $P_2O_5=0,16-0,5\%$; $Rb=164-423$ ppm; $Sr=8-73$ ppm; $Ba=21-315$ ppm; $Zr=35-179$ e $Sn=6-31$ ppm. Salienta-se que esta variabilidade do granito dominante apresenta uma correlação espacial como se pode visualizar através da cartografia geoquímica do Maciço (Fig. 6.2.1).

Genericamente, nos granitóides de cada área restrita Nisa, Aldeia da Mata, Quareleiros, Gáfete e Pinheiral (Alpalhão), verifica-se correlação negativa curvilínea do Fe_2O_3 total com a SiO_2 , Rb e Sn e positiva curvilínea com o TiO_2 , CaO, MgO, Zr, Sr e Ba (Figs. 6.2.10 e 11). A alumina e os álcalis apresentam forte dispersão mais evidente no granito de Nisa. O P_2O_5 por seu turno apresenta tendências distintas nos granitóides de Aldeia da Mata onde se verifica uma diminuição com a diferenciação, ao contrário dos granitóides das restantes áreas restritas, em que apresenta um comportamento incompatível até aos termos finais (Figs. 6.2.10).

A correlação positiva do Fe_2O_3 com o Zr, inversa da que geralmente se observa nos líquidos máficos, indica compatibilidade deste último, já a partir dos granitóides mais primitivos (Aldeia da Mata) e é congruente com a elevada percentagem de zircão presente neste granitóide. Todos os restantes óxidos e elementos têm comportamento coerente, (embora apresentem tendências distintas, sobretudo nos granitóides de Aldeia da Mata e Pinheiral (Alpalhão)) e poderiam constituir etapas de diferenciação magmática de líquidos magmáticos distintos.

Nos diagramas do P_2O_5 (Fig. 6.2.10), Sn, Sr, Ba, Rb, Y/Ca, Sr/(K+Ca), e Ba/(K+Ca) (Fig. 6.2.11) os granitóides do alinhamento interno- Aldeia da Mata, Gáfete e Pinheiral (Alpalhão) apresentam tendências e evoluções distintas do granito envolvente (de Nisa), o que sugere que possam corresponder a pulsações magmáticas independentes. O granito de Quareleiros projecta-se descontinuamente em dois grupos muito afastados, um representado pelo monzogranito, quimicamente próximo do monzogranito do Pinheiral (Alpalhão), e outro correspondente ao sienogranito de composição coincidente com o de Gáfete. Os diagramas ampliados da relação geoquímica destes 3 granitos encontram-se na Fig. 6.2.12 e permitem confirmar a sobreposição composicional entre o sienogranito de Quareleiros e Gáfete, sugerindo que correspondam a termos co-genéticos, tratando-se do mesmo granito. Embora a composição do monzogranito de Quareleiros se situe na continuidade do monzogranito do Pinheiral (Alpalhão) na maioria dos diagramas da Fig. 6.2.12, as projecções do Sn e Ba/(K+Ca), sugerem que não estejam relacionados, apenas por simples processos de diferenciação magmática.

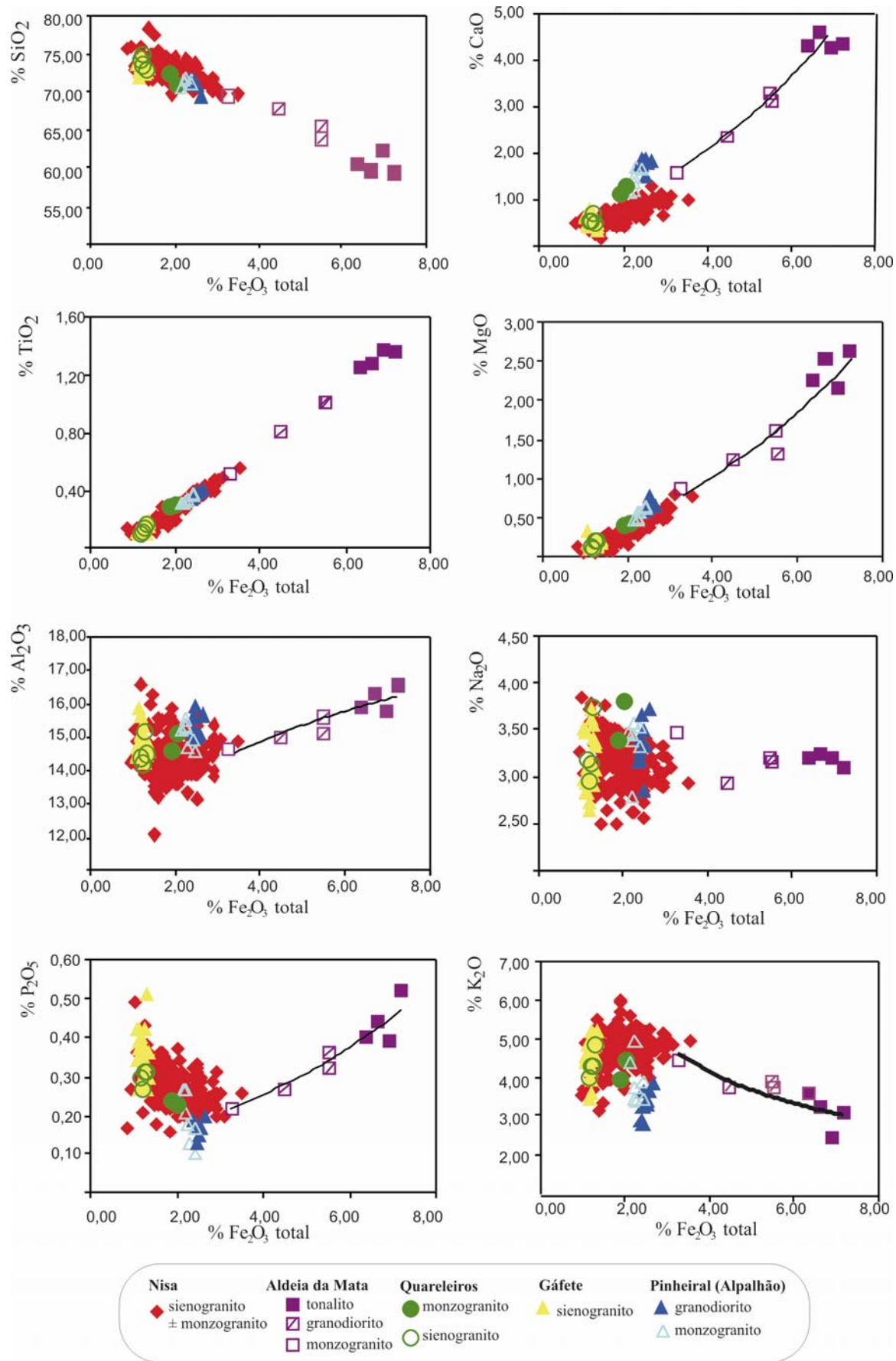


Fig. 6.2.10. Diagramas de variação dos elementos maiores versus Fe₂O₃ total dos granitóides do Maciço de Nisa.

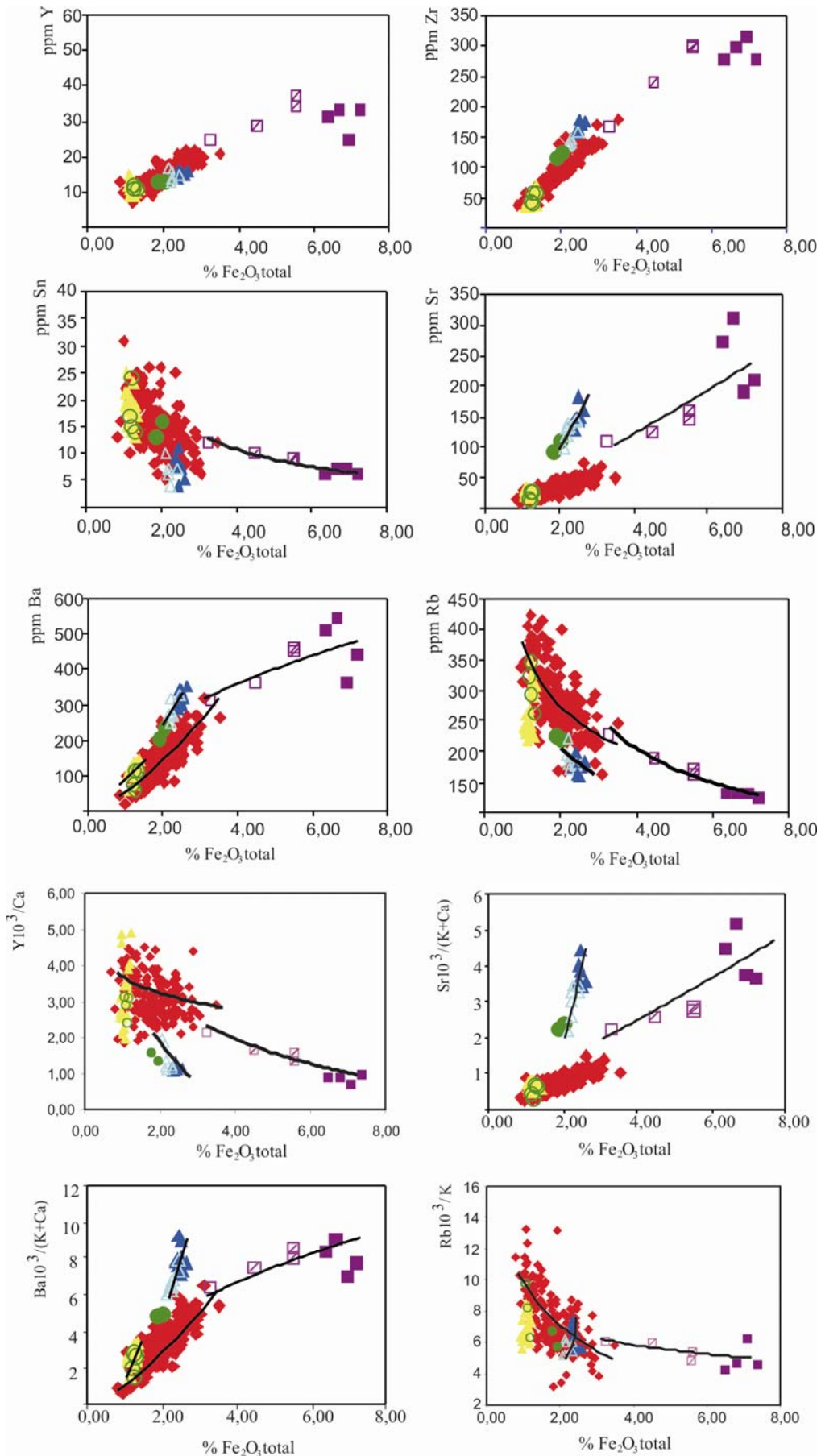


Fig. 6.2.11. Diagramas de variação seleccionados dos elementos menores e razões elementares versus Fe₂O₃ total dos granitóides do Maciço de Nisa. Legenda como na Fig. 6.2.10.

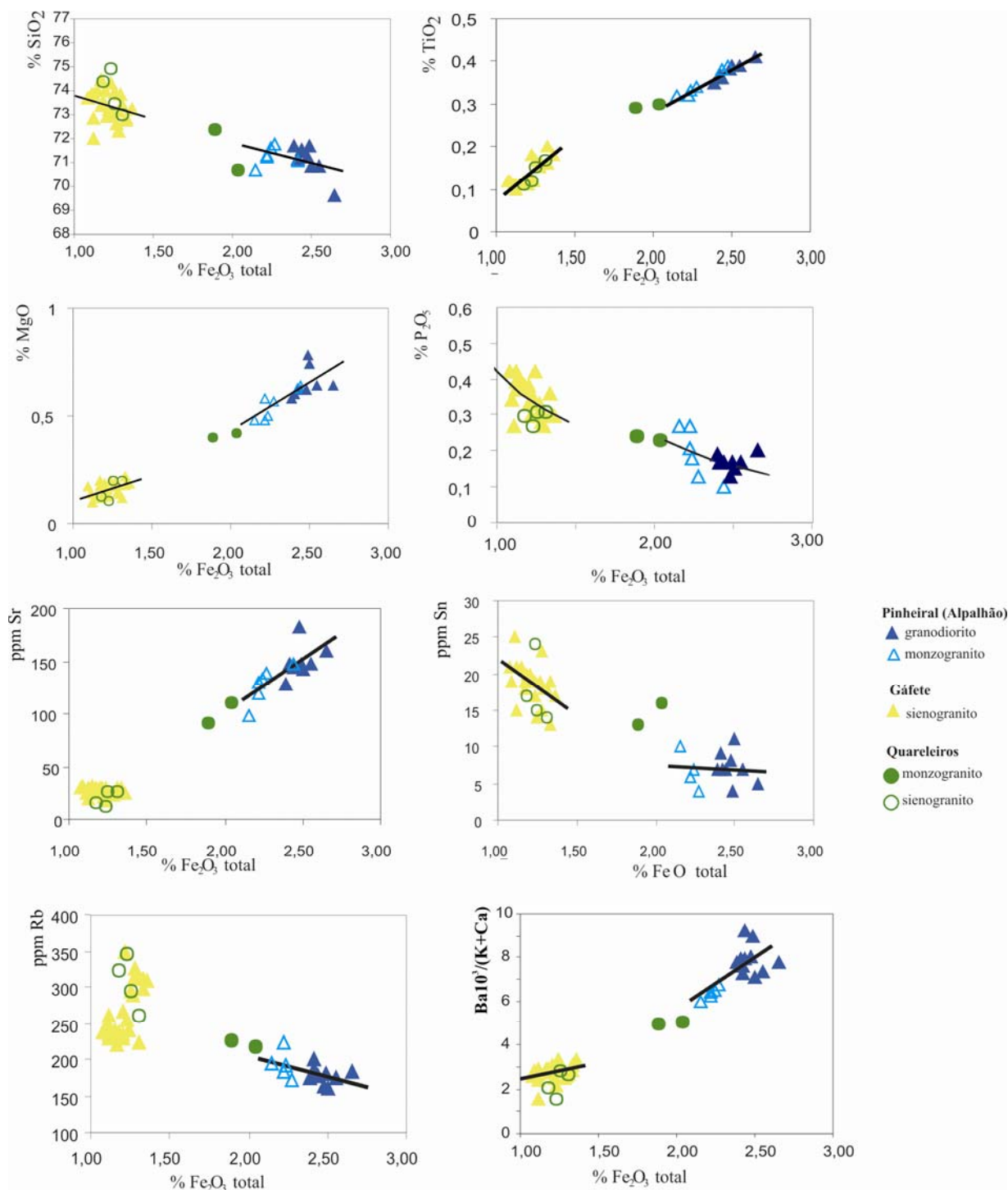


Fig. 6.2.12. Diagramas de variação seleccionados de elementos maiores, menores e razões elementares versus Fe_2O_3 total dos granitos de Quareleiros, Gáfete e Pinheiral (Alpalhão) do Maciço de Nisa.

Da análise da distribuição espacial da variação geoquímica de todo o Maciço, representada nos mapas da Fig. 6.2.1. a que foram sobrepostos os dados estruturais de Campos & Pereira, (1991) para possibilitar a interpretação das suas relações com a geoquímica, salienta-se os seguintes traços fundamentais:

- o padrão geométrico do granito de Gáfete é coerente com o do envolvente (granito de Nisa) que, por vezes, interpenetra;

-os padrões dos restantes granitóides do alinhamento interno (Aldeia da Mata, Pinheiral (Alpalhão) e Quareleiros) possuem geometria diversa, verificando-se uma clara discordância entre os padrões dos granitóides de Aldeia da Mata- Nisa; e Pinheiral (Alpalhão)- Gáfete;

-os padrões obtidos apresentam-se simétricos relativamente ao alinhamento interno (aproximadamente N-S) e com acentuada assimetria que acompanha a forma do maciço (aproximadamente E-W), sendo a assimetria observável no Rb, Sn e P_2O_5 , complementar (inversa) da que se observa para o Ba, Sr, Zr, CaO e Fe_2O_3 .

-verifica-se uma forte coerência entre a cartografia geoquímica e a fracturação do Maciço.

Relativamente à cartografia elaborada por Luís et al (1998), pelos métodos geostatísticos (krigagem) para o Rb, Zr, Fe_2O_3 e SiO_2 (Fig. 6.2.13) (apenas foram considerados os dados referentes às fácies de Nisa e Gáfete) os padrões obtidos são essencialmente idênticos embora com variações mais acentuadas na geometria, e permitem a observação das seguintes características:

-Os mapas obtidos para o Fe_2O_3 e Zr apresentam padrões geométricos coincidentes onde a distinção entre a fácies de Gáfete e a de Nisa é quase perfeita mas progressiva, contrariamente ao que se observa para o caso do Rb e SiO_2 em que não se observa qualquer diferenciação entre elas;

-Os mapas obtidos para o Fe_2O_3 e Zr, apresentam estruturas direccionais preferenciais com um padrão centrado no alinhamento interno.

-O padrão obtido para o Rb apresenta uma certa estruturação de orientação NE-SW;

-No que respeita ao SiO_2 o padrão obtido não define estruturas direccionais preferenciais.

No entanto, nestes quatro mapas observa-se também uma simetria aproximadamente N-S (centrada no alinhamento interno) e uma assimetria E-W, e complementaridade das assimetrias no Rb, e SiO_2 , relativamente ao Zr e Fe_2O_3 , tal como nos anteriores (Fig. 6.2.1).

As relações geoquímicas espaciais de concordância entre os granitos de Nisa e Gáfete, litologicamente tão diferentes e bem evidenciadas através dos mapas geoquímicos, permitem colocar a hipótese de alguma relação genética entre ambos ao contrário do que acontece com os restantes. A confirmação desta relação irá ser testada a partir do comportamento das REE, composições minerais e dos dados isotópicos.

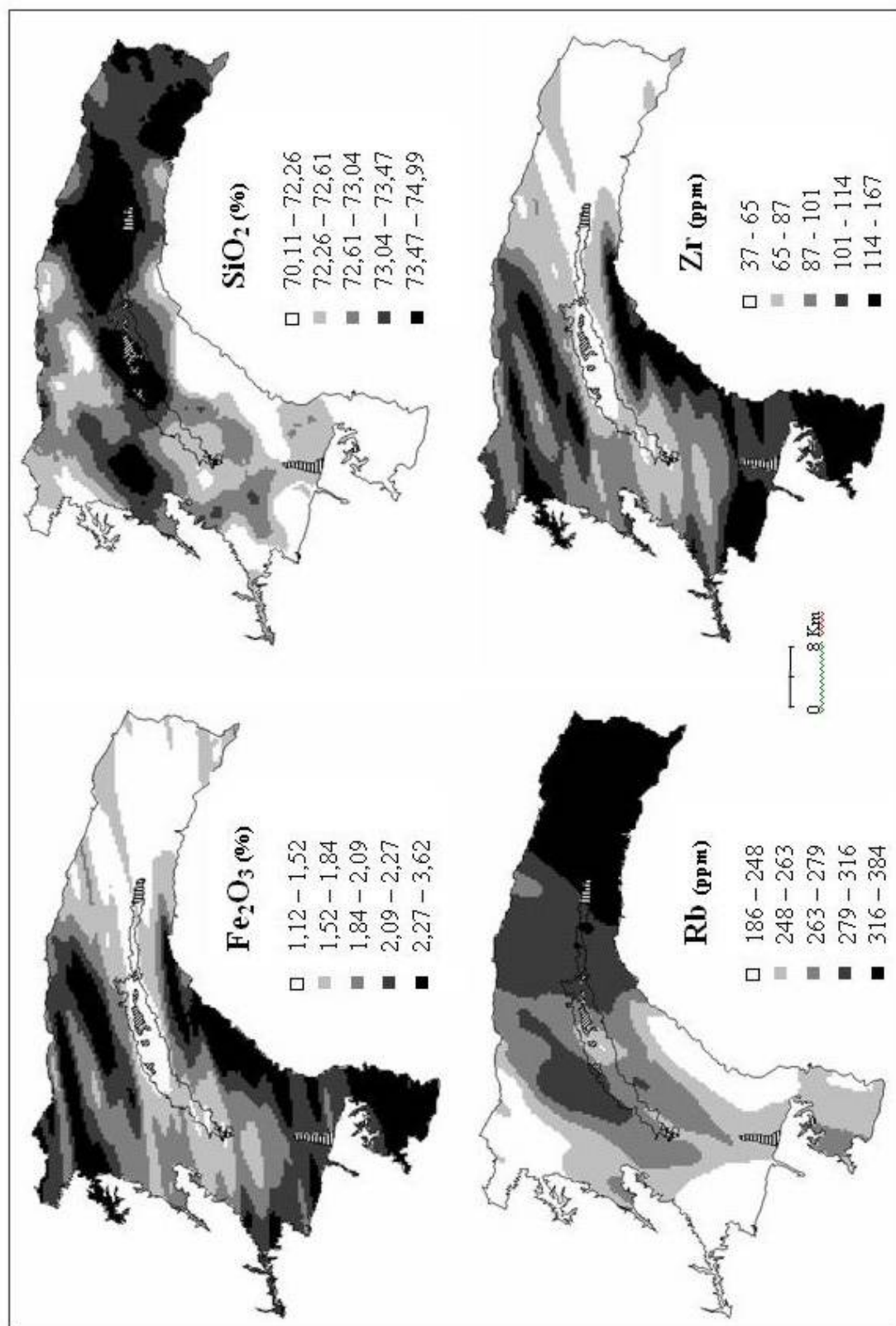


Fig. 6.2.13. Mapas geoquímicos obtidos por krigagem para o Fe_2O_3 , SiO_2 , Rb e Zr, no Maciço de Nisa. (extraído de Luis, et al., 1998). As áreas a tracejado, correspondentes aos granitóides de Quareleiros, A. Mata e Alpalhão, não foram estimadas.

6.2.4. Terras raras (REE)

A projecção das concentrações dos elementos das REE normalizadas relativamente aos condritos dos granitóides seleccionados do Maciço de Nisa encontra-se na Fig. 6.2.14. Os resultados obtidos encontram-se no Anexo N2 e sintetizados na Tabela 6.2.3 e foram já objecto de um trabalho preliminar (Ferreira et. al., 1999). Da análise das Fig. 6.2.14 e Tabela 6.2.3, constata-se uma individualização clara dos padrões obtidos para os granitóides do alinhamento interno, com uma diminuição progressiva de Σ REE no sentido de A. Mata \rightarrow Pinheiral (Alpalhão) \rightarrow Gáfete. O granito de Nisa apresenta o maior e contínuo, espectro composicional de REE (Fig. 6.2.14a e Tabela 6.2.3). A geometria dos seus perfis médios é claramente distinta dos restantes granitóides do alinhamento interno, sobretudo no que respeita aos de Aldeia da Mata e Pinheiral (Alpalhão) (Fig. 6.2.14f).

Os perfis de REE dos granitóide de Aldeia da Mata mostram evolução de tonalito-granodiorito-monzogranito, pois os perfis são subparalelos, decrescendo o teor de todas as REE e aumentando a anomalia negativa de Eu de tonalito a monzogranito. O facto de os perfis de tonalito-granodiorito se cortarem nas REE intermédias/pesadas é atribuído à cloritização da biotite, confirmada petrográficamente (Fig. 6.2.14b-b1).

-No granito de Quareleiros, os perfis do monzogranito e sienogranito são subparalelos, com decréscimo em todas as terras raras e aumento da anomalia negativa de Eu de monzogranito para sienogranito (Fig. 6.2.14 c-c1) e são semelhantes ao da média do monzogranito do Pinheiral (Alpalhão) e sienogranito de Gáfete, respectivamente, embora apresentem em ambos os casos, um ligeiro empobrecimento em REE leves (Fig. 6.2.14 f).

O granito do Pinheiral (Alpalhão) mostra perfis paralelos de granodiorito a monzogranito (Fig. 6.2.14e-e1), congruente com a evolução por diferenciação magmática por cristalização fraccionada, pois há decréscimo em todas as REE e aumento da anomalia negativa de Eu de granodiorito a monzogranito. Os seus perfis médios são também distintos dos outros granitóides (Fig. 6.2.14f), confirmando que constituem uma pulsação magmática independente. De referir que é nestes granitóides do Pinheiral (Alpalhão) que se verifica um maior fraccionamento das terras raras leves relativamente às pesadas (Tabela 6.2.3).

Tabela 6.2.3. Parâmetros caracterizadores dos perfis das Terras Raras obtidos.

	Nisa	Aldeia da Mata		Quareleiros		Gáfete	Pinheiral (Alpalhão)		
	sienogranito \pm monzogranito	tonalito	granodiorito	monzogranito	monzogranito	sienogranito	granodiorito	monzogranito	
Σ REE	42-253	184-308	174-256	173	125	31-70	48-70	163-180	132-142
(La/Yb) _N	3,8-15,5	7,7-12,8	6,1-9,0	9,3	16,7	5,8-10,8	6,4 - 13	17,9-18,6	18,4-20,2
(La/Sm) _N	2,5-2,7	2,6-3,4	2,5-3,0	3,2	3,4	2,0-2,4	2,0-3,0	3,8-4,0	3,5-3,7
(Gd/Yb) _N	1,0-2,9	1,8-2,2	1,6-1,8	1,8	2,9	1,8-3,4	1,6-4,1	2,5-2,6	2,8-3,3
Eu/Eu*	0,14-0,39	0,56-0,74	0,50-0,52	0,45	0,47	0,24-0,27	0,23-0,31	0,56-0,57	0,45-0,49

$$Eu^* = \sqrt{(Sm_N * Gd_N)}$$

No que respeita à relação das REE com a geoquímica dos elementos maiores e traço, verifica-se o que as amostras tidas como menos evoluídas - com concentrações mais elevadas de MgO, CaO, Fe₂O₃total, TiO₂, Ba e Sr são aquelas que apresentam maior conteúdo em REE. Considerando a representatividade cartográfica

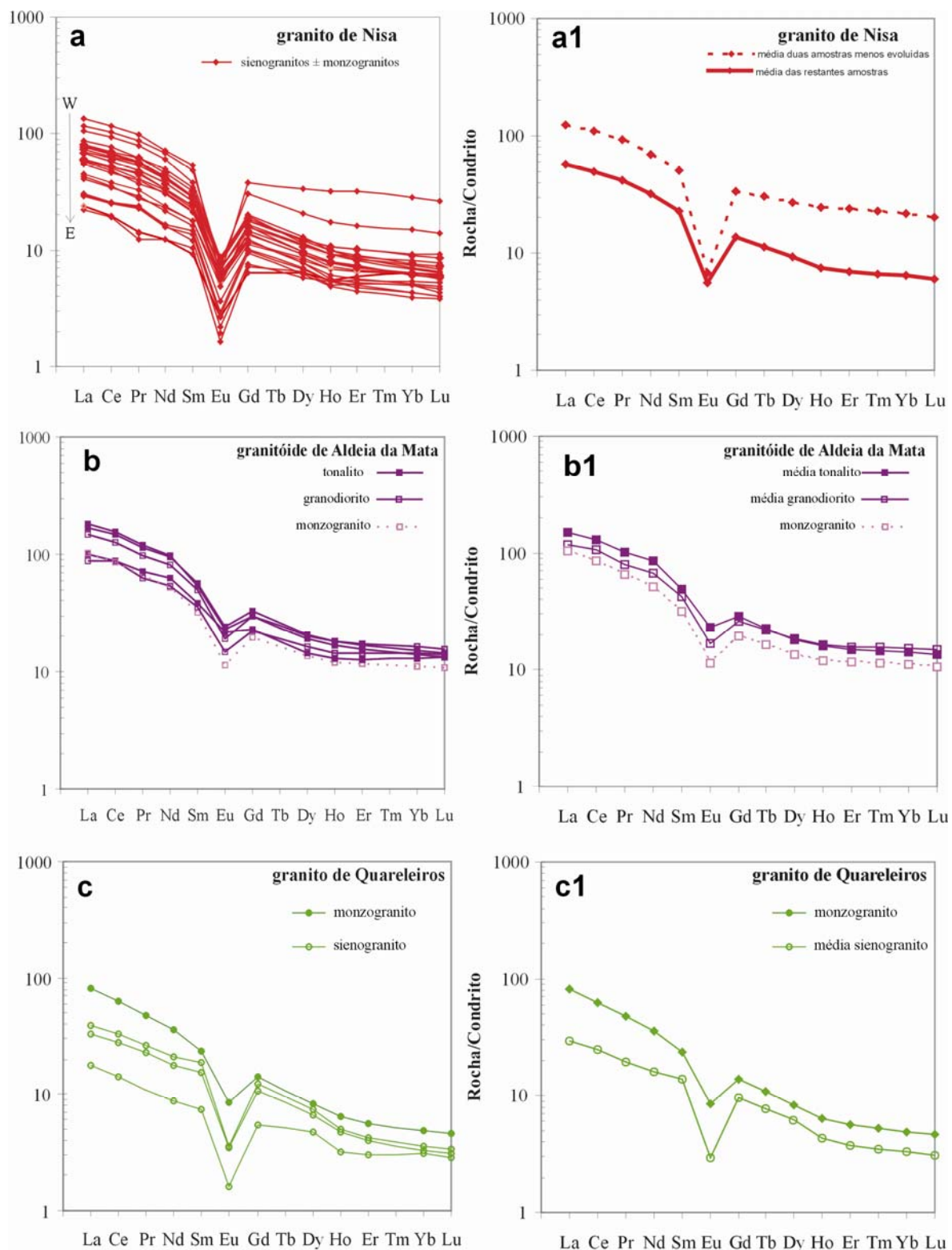


Fig. 6.2.14. Padrões de REE normalizados relativamente aos condritos dos granitóides do Maciço de Nisa. Factores de normalização de Nakamura (1974) a-a1:Granito de Nisa; b-b1: Granitóide de Aldeia da Mata; c-c1: Granito de Quareleiros.

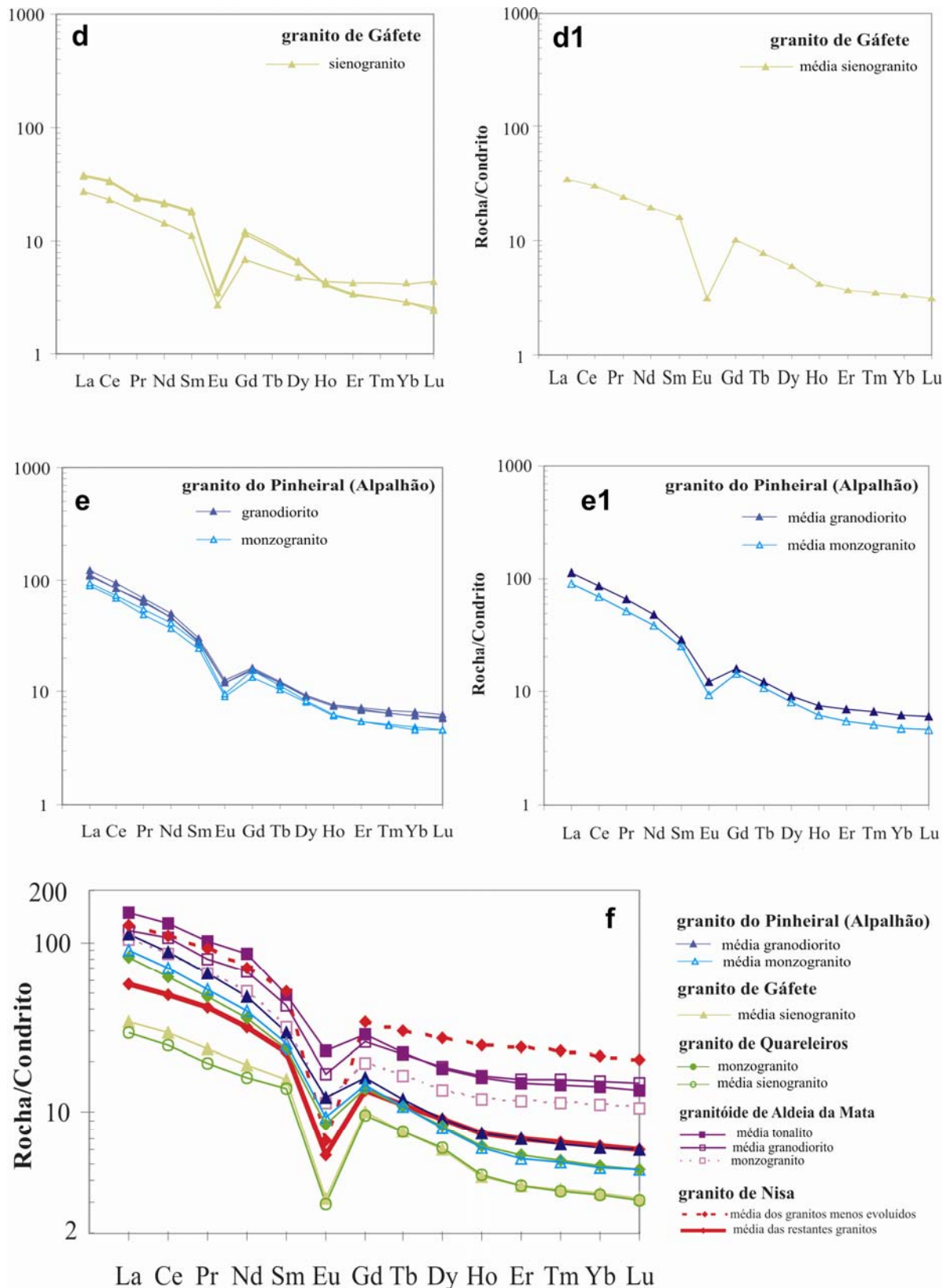


Fig. 6.2.14 cont. Padrões de REE normalizados relativamente aos condritos dos granitóides do Maciço de Nisa. Factores de normalização de Nakamura (1974) d-d1: Granito de Gáfete; e-e1:Granito do Pinheiral (Alpalhão); f: valores médios dos perfis anteriores para comparação.

das amostras dos granitos de Nisa e Gáfete verifica-se que na generalidade, as REE, apresentam uma progressiva diminuição das concentrações de oeste para leste apoiando a cartografia geoquímica estabelecida. Verifica-se também na distribuição espacial que as anomalias negativas do Eu (Eu/Eu^*) nos granitos de Nisa e Gáfete aumentam para leste em concordância com a diferenciação do Maciço. Outro facto a assinalar é que a variação das razões $(La/Yb)_N$ se faz, de uma forma geral, no sentido inverso (diminuem para E). Esta variação poderá corroborar o modelo geodinâmico de implantação do Maciço que posiciona a zona de raiz aflorando a W (Pereira et al., 1998); as pronunciadas razões La/Yb, desta zona mais ocidental, poderão ser indicativas da presença de granada residual na fonte.

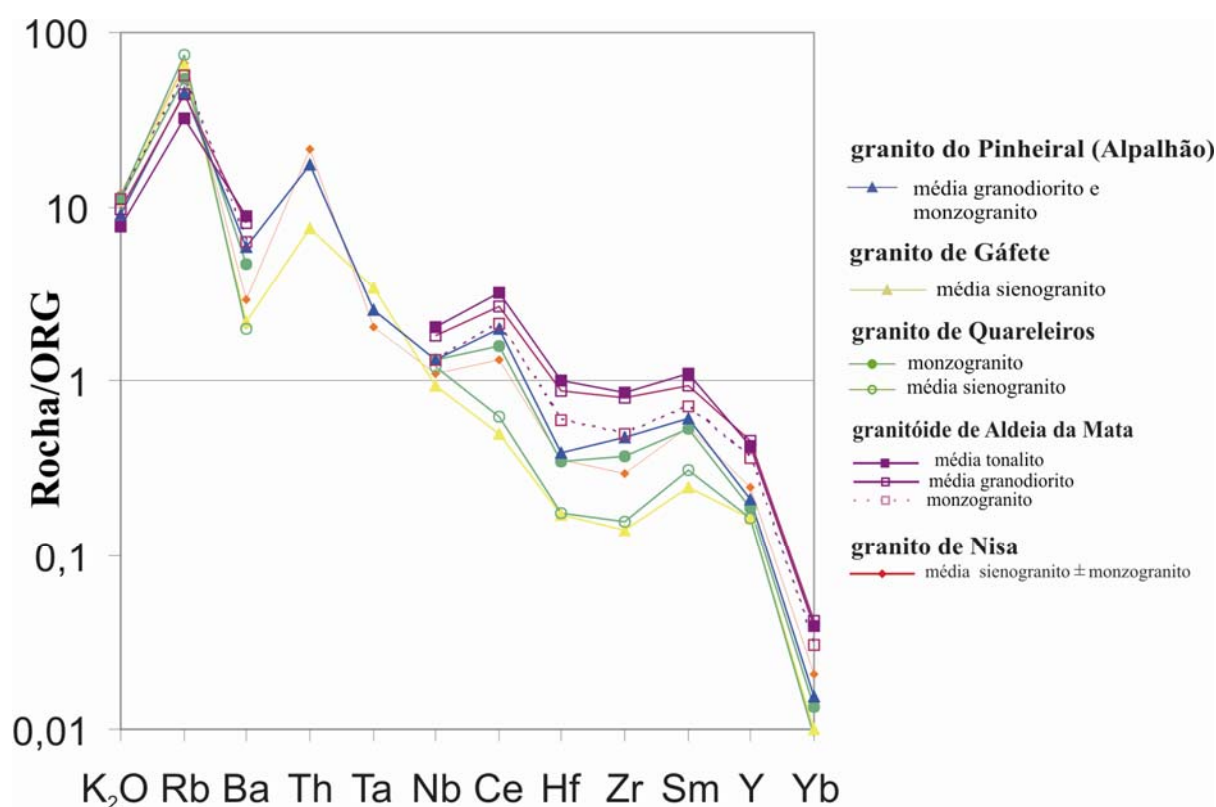


Fig. 6.2.15. Perfis multielementares normalizados para o ORG de Pearce et al. (1984) dos granitóides do Maciço de Nisa. Os teores de Th e Ta dos granitos de Nisa, Gáfete, e Pinheiral (Alpalhão) foram estimados segundo os dados de Ribeiro et al. (1995) e Menéndez (1998).

O diagrama multielementar normalizado relativamente ao ORG das médias dos vários granitóides (Fig. 6.2.15) mostra anomalias positivas de Rb, e Th e negativas de Ba \pm Zr, e um ligeiro enriquecimento em Ce (menos evidente nos perfis do sienogranito de Gáfete e de Quareleiros) e Sm. Os perfis mostram padrões semelhantes aos granitos pós-colisionais (Pearce et al., 1984). No caso do granito de Nisa e sienogranito de Gáfete e de Quareleiros a anomalia em Ba tende a ser mais pronunciada, indicado um maior contributo crustal na génese destes relativamente aos restantes. O tonalito e granodiorito de Aldeia da Mata possuem teores de Hf, Zr e Sm muito próximos do valor normalizador o que indicia, uma contribuição mantélica na origem deste granitóide.

A análise dos dados de geoquímica de rocha total do Maciço de Nisa comprova diferenças químicas entre o granito dominante (Nisa) e os granitóides do alinhamento interno, sobretudo dos de Aldeia da Mata e Pinheiral (Alpalhão), o que sugere a participação de diferentes protólitos na génese do Maciço. Há:

- o granito dominante de Nisa que terá evoluído independentemente por diferenciação magmática;
- os granitóides de Aldeia da Mata que definem uma série de diferenciação de tonalito, granodiorito a monzogranito;
- os sienogranitos de Gáfete e Quareleiros de composições semelhantes;
- os granitóides do Pinheiral (Alpalhão) que definem uma série de diferenciação de granodiorito a monzogranito;

O monzogranito de Quareleiros não se enquadra no espectro dos restantes granitóides podendo corresponder a uma pulsação magmática independente ou derivar do líquido que gerou o monzogranito do Pinheiral (Alpalhão) com contaminação.

6.3. Mineralogia química

A mineralogia do Maciço de Nisa foi previamente estudada por Menéndez, (1988) e Solá, (1998b, 1999), sobretudo no que diz respeito às fases principais (feldspatos, micas e ilmenites). Neste capítulo, serão apresentados apenas os dados mineralógicos referentes aos granitóides de Aldeia da Mata, que não foram detalhados nos anteriores trabalhos e far-se-á referência às principais conclusões dos trabalhos anteriores.

6.3.1. Feldspatos

As composições químicas médias da plagioclase e do feldspato potássico dos granitóides de Aldeia da Mata, bem como as respectivas fórmulas estruturais, encontram-se na Tabela 6.3.1a. e 6.3.2b, respectivamente. As fracções molares de An, Or e Ab encontram-se projectadas na Fig. 6.3.1 e resumidas na Tabela 6.3.1c.

Ao nível das plagioclases, o zonamento é geralmente normal. Do tonalito para o monzogranito verifica-se uma diminuição dos teores de anortite da plagioclase, como seria de esperar (Tabela 6.3.1c e Fig. 6.3.1).

Relativamente aos feldspatos alcalinos, o teor de ortoclase não sofre variações, mas o teor de BaO decresce do tonalito para o monzogranito (Tabela 6.3.1c e Fig. 6.3.1).

Tabela 6.3.1c. Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

	Tonalito	Granodiorito	Monzogranito
variação do teor de An (mol %) da plagioclase	15 - 57	6 - 45	7 - 34
variação do teor de Or (mol %) do feldspato-K	91-95	91-98	91-95
variação da % de BaO no feldspato-K	0,19-0,80	0,19-0,62	0,15-0,24

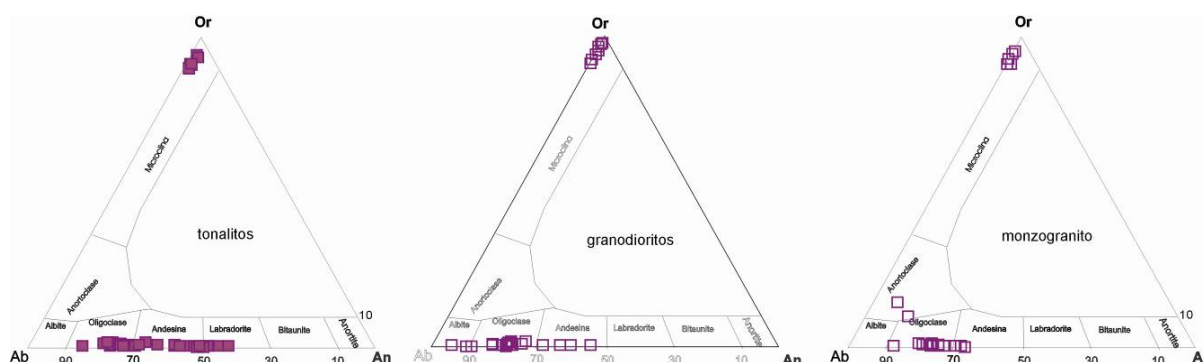


Fig. 6.3.1. Diagrama de composição dos feldspatos em termos de percentagem de anortite (An) -albite (Ab) -ortoclase (Or), dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

Tabela 6.3.1a. Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

	Tonalito																							
SiO ₂	62,85	63,39	63,09	63,61	66,05	63,56	63,14	63,32	63,80	61,86	56,72	63,70	57,96	61,64	63,95	54,59	62,55	54,27	61,60	58,50	60,92	59,70	62,69	61,92
TiO ₂	0,01	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,07	0,00	0,02	0,02	0,06	0,04	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,14	24,08	22,85	23,43	21,90	21,75	23,49	23,41	23,27	23,57	26,92	22,74	26,07	23,48	23,46	27,80	23,75	28,78	24,33	25,16	25,00	24,55	24,42	24,38
FeO (t)	0,14	0,22	0,13	0,13	0,16	0,02	0,11	0,00	0,26	0,04	0,11	0,10	0,08	0,07	0,14	0,08	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,09	0,20
MnO	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,12
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,06
CaO	4,87	4,60	4,52	4,97	3,14	4,10	5,14	4,86	4,69	5,43	9,42	4,24	8,55	5,71	5,27	11,29	5,50	11,21	5,72	7,56	5,93	6,44	5,49	5,93
Na ₂ O	8,82	8,75	9,14	9,03	9,93	6,45	8,51	8,84	8,66	8,73	6,19	8,77	6,54	8,08	8,33	5,21	7,52	4,53	9,01	7,11	7,59	7,31	7,72	7,99
K ₂ O	0,34	0,30	0,30	0,22	0,09	4,19	0,20	0,12	0,22	0,18	0,11	0,25	0,14	0,18	0,23	0,13	0,16	0,11	0,21	0,15	0,07	0,31	0,15	0,12
BaO	0,14	0,09	0,00	0,00	0,08	0,22	0,06	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,06	nd	nd	nd	0,03	0,00	0,00	0,12	0,08	0,00	0,20	0,09
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	nd	nd	nd	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12
Total	101,46	101,46	100,03	101,46	101,37	100,32	100,65	100,61	100,96	99,96	99,68	99,80	99,45	99,18	101,47	99,14	99,52	98,90	101,10	98,76	99,70	98,46	100,88	100,85
Fórmula estrutural com base em 32 oxigénios																								
Si	11,006	11,066	11,177	11,115	11,479	11,361	11,111	11,137	11,176	11,000	10,223	11,266	10,432	11,021	11,150	9,941	11,095	9,874	10,856	10,589	10,836	10,781	11,004	10,901
Al	4,982	4,954	4,771	4,825	4,486	4,582	4,872	4,853	4,804	4,940	5,719	4,740	5,530	4,948	4,820	5,967	4,984	6,171	5,053	5,368	5,241	5,224	5,053	5,060
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	nd	nd	nd	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017
Fe ³⁺	0,021	0,032	0,019	0,019	0,023	0,003	0,016	0,000	0,038	0,006	0,017	0,015	0,012	0,011	0,021	0,011	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,012	0,027
Ti	0,001	0,004	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,007	0,009	0,000	0,003	0,002	0,007	0,005	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mn	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,017	0,006	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,036	0,000	0,017
Ca	0,914	0,860	0,858	0,930	0,585	0,785	0,969	0,916	0,880	1,035	1,819	0,803	1,649	1,093	0,985	2,203	1,046	2,185	1,079	1,467	1,129	1,247	1,033	1,118
Na	2,995	2,962	3,139	3,059	3,346	2,235	2,903	3,015	2,941	3,010	2,163	3,007	2,282	2,801	2,815	1,838	2,586	1,597	3,078	2,494	2,619	2,560	2,627	2,728
K	0,076	0,067	0,068	0,049	0,020	0,955	0,045	0,027	0,049	0,041	0,025	0,066	0,032	0,041	0,050	0,030	0,037	0,025	0,046	0,035	0,017	0,071	0,033	0,026
Ba	0,010	0,006	0,000	0,000	0,005	0,015	0,004	0,003	0,003	0,006	0,007	0,000	0,004	nd	nd	nd	0,002	0,000	0,000	0,009	0,006	0,000	0,014	0,006
Z	16,01	16,06	15,97	15,97	15,99	15,95	16,00	15,99	16,02	15,95	15,97	16,02	15,98	15,98	16,00	15,92	16,06	16,05	15,93	15,98	16,08	16,01	16,07	16,01
X	4,02	3,89	4,07	4,04	3,96	4,00	3,92	3,96	3,87	4,09	4,02	3,87	3,97	3,94	3,86	4,07	3,67	3,81	4,22	4,00	3,79	3,91	3,72	3,90
An (moles %)	23,1	22,2	21,1	23,0	14,9	20,1	24,8	23,2	22,8	25,4	45,5	20,8	41,7	27,8	25,7	54,2	28,5	57,4	26,0	36,6	30,2	32,8	28,2	29,2
Ab (moles %)	75,0	76,0	77,2	75,7	84,6	56,0	74,0	76,1	75,9	73,6	53,9	77,8	57,5	71,2	73,0	45,1	70,4	41,9	72,9	62,3	69,2	65,4	70,5	69,9
Or (moles %)	1,9	1,7	1,7	1,2	0,5	23,9	1,1	0,7	1,3	1,0	0,6	1,5	0,8	1,0	1,3	0,7	1,1	0,7	1,1	1,1	0,6	1,8	1,3	0,8

nd= não determinado

Tabela 6.3.1a (cont). Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases dos granitóides de Aldeia da Mata (Mação de Nisa).

	Granodiorito																				
SiO ₂	61,76	58,54	56,34	64,26	66,73	62,84	62,82	66,92	63,71	64,30	63,75	60,56	63,72	63,28	64,30	58,44	63,97	68,63	63,75	64,08	65,22
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,06	0,02	0,03	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	23,38	25,32	26,81	21,75	21,13	22,38	23,13	21,36	22,73	21,95	23,39	24,10	22,94	22,82	22,25	25,68	22,75	20,46	22,58	23,28	23,59
FeO (t)	0,06	0,08	0,05	0,02	0,00	0,07	0,10	0,00	0,06	0,03	0,01	0,06	0,09	0,02	0,10	0,13	0,00	0,23	0,05	0,00	0,06
MnO	0,00	0,01	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
CaO	5,09	7,44	9,28	3,41	1,94	4,31	4,72	2,36	4,34	3,40	4,40	6,53	4,37	4,56	4,08	8,13	4,49	1,15	4,39	4,50	4,28
Na ₂ O	8,12	6,96	6,08	9,13	10,19	8,60	8,63	9,97	8,82	8,95	8,83	7,71	8,77	8,67	9,12	6,76	9,19	10,66	8,67	8,84	6,48
K ₂ O	0,19	0,13	0,12	0,11	0,06	0,16	0,15	0,04	0,15	0,08	0,16	0,14	0,19	0,14	0,15	0,11	0,06	0,11	0,23	0,27	0,28
BaO	n.d	n.d	n.d	0,19	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00
P ₂ O ₅	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	98,61	98,49	98,69	98,92	100,14	98,61	99,57	100,67	99,83	98,72	100,58	99,18	100,10	99,55	100,03	99,29	100,52	101,26	99,94	100,99	99,93
Fórmula estrutural com base em 32 oxigénios																					
Si	11,079	10,598	10,240	11,444	11,675	11,266	11,156	11,647	11,265	11,442	11,192	10,861	11,239	11,226	11,343	10,516	11,248	11,848	11,276	11,211	11,386
Al	4,942	5,401	5,742	4,565	4,356	4,729	4,841	4,382	4,736	4,603	4,839	5,094	4,768	4,770	4,626	5,447	4,716	4,163	4,706	4,799	4,855
P	n.d	n.d	n.d	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,009	0,011	0,007	0,003	0,000	0,010	0,014	0,000	0,008	0,004	0,001	0,009	0,012	0,003	0,014	0,018	0,000	0,030	0,007	0,000	0,008
Ti	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,003	0,000	0,000	0,003	0,008	0,002	0,004	0,003	0,002	0,008	0,001	0,002
Mn	0,000	0,002	0,000	0,007	0,012	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,002	0,003	0,000	0,000
Mg	0,001	0,002	0,003	0,001	0,004	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,005	0,007	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,002	0,002	0,006	0,003
Ca	0,979	1,443	1,808	0,650	0,364	0,827	0,898	0,440	0,822	0,648	0,827	1,255	0,826	0,867	0,771	1,567	0,846	0,212	0,832	0,844	0,801
Na	2,824	2,442	2,144	3,151	3,455	2,991	2,972	3,364	3,024	3,086	3,006	2,682	2,998	2,982	3,119	2,358	3,133	3,567	2,974	2,997	2,194
K	0,044	0,031	0,028	0,026	0,013	0,037	0,033	0,009	0,034	0,018	0,035	0,032	0,042	0,032	0,033	0,026	0,013	0,023	0,052	0,059	0,061
Ba	n.d	n.d	n.d	0,013	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000
Z	16,03	16,01	15,99	16,01	16,03	16,01	16,01	16,03	16,01	16,05	16,03	15,96	16,02	16,01	15,98	15,98	15,97	16,04	16,00	16,01	16,25
X	3,85	3,92	3,98	3,85	3,85	3,87	3,90	3,81	3,88	3,75	3,88	3,98	3,87	3,88	3,93	3,95	4,00	3,81	3,87	3,91	3,06
An (moles %)	25,4	36,9	45,4	17,1	9,9	21,4	23,0	11,6	21,2	17,3	21,5	31,8	21,4	22,3	19,7	39,7	21,3	5,7	21,6	21,8	26,3
Ab (moles %)	73,4	62,4	53,9	81,9	89,8	77,2	76,1	88,2	77,9	82,2	77,5	67,4	77,5	76,8	79,4	59,6	78,4	93,7	76,7	76,7	71,7
Or (moles %)	1,1	0,8	0,7	1,0	0,3	1,4	0,8	0,2	0,9	0,5	0,9	0,8	1,1	0,8	0,8	0,7	0,3	0,6	1,7	1,5	2,0

nd-não determinado

Tabela 6.3.1a (cont). Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas das plagioclases dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

Monzogranito														
SiO ₂	60,42	60,11	62,01	59,08	61,37	61,34	62,81	62,71	62,06	60,93	62,34	65,65	66,15	63,35
TiO ₂	0,01	0,02	0,00	0,04	0,01	0,07	0,01	0,01	0,03	0,04	0,01	0,04	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	24,53	25,09	23,46	24,96	23,55	24,39	23,44	23,17	22,95	23,48	23,42	23,47	21,20	24,03
FeO (t)	0,12	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,03	0,06	0,08	0,00	0,03
MnO	0,00	0,01	0,00	0,11	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,06	0,10	0,00	0,01
CaO	6,42	6,66	5,25	7,15	4,97	5,63	4,38	3,91	4,46	5,27	4,87	1,28	2,60	2,40
Na ₂ O	7,99	7,71	8,38	7,74	8,73	8,24	9,00	8,77	8,64	8,40	8,81	8,77	9,91	8,45
K ₂ O	0,11	0,11	0,15	0,07	0,26	0,13	0,19	0,28	0,17	0,21	0,12	2,51	0,08	1,62
BaO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,00	0,06	0,17
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,07	0,11	0,09	0,06	0,03	0,05	0,13	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	99,67	99,74	99,36	99,31	99,00	99,86	99,86	98,99	98,55	98,41	99,70	101,49	100,03	100,09
Fórmula estrutural com base em 32 oxigénios														
Si	10,789	10,725	11,053	10,625	10,999	10,897	11,125	11,181	11,133	10,985	11,076	11,397	11,613	11,192
Al	5,162	5,276	4,928	5,290	4,974	5,106	4,893	4,868	4,852	4,989	4,904	4,786	4,386	5,003
P	0,011	0,005	0,011	0,017	0,014	0,009	0,004	0,008	0,020	0,008	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,018	0,000	0,006	0,008	0,000	0,000	0,000	0,010	0,005	0,005	0,009	0,010	0,000	0,004
Ti	0,001	0,003	0,000	0,005	0,001	0,009	0,001	0,001	0,004	0,005	0,001	0,006	0,000	0,004
Mn	0,000	0,002	0,000	0,017	0,003	0,000	0,000	0,002	0,011	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,016	0,025	0,001	0,001
Ca	1,228	1,273	1,003	1,378	0,954	1,072	0,831	0,747	0,857	1,018	0,927	0,236	0,489	0,454
Na	2,766	2,667	2,896	2,699	3,033	2,838	3,090	3,031	3,005	2,936	3,034	2,929	3,374	2,894
K	0,025	0,025	0,034	0,016	0,059	0,029	0,043	0,064	0,039	0,048	0,027	0,552	0,018	0,365
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,012
Z	15,98	16,01	16,00	15,94	15,99	16,02	16,02	16,07	16,01	15,99	15,99	16,20	16,00	16,20
X	4,02	3,97	3,93	4,11	4,05	3,94	3,96	3,85	3,91	4,00	4,00	3,74	3,89	3,73
An (moles %)	30,6	32,1	25,5	33,7	23,6	27,2	21,0	19,4	22,0	25,4	23,2	7,0	12,7	12,2
Ab (moles %)	68,8	67,3	73,6	65,9	75,0	72,0	78,0	78,9	77,0	73,4	76,1	78,3	86,7	77,7
Or (moles %)	0,6	0,6	0,9	0,4	1,5	0,7	1,1	1,7	1,0	1,2	0,7	14,8	0,6	10,1

nd-não determinado

Tabela 6.3.1b. Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, representativas dos feldspatos potássicos dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

Tonalito								Granodiorito							
SiO ₂	64,97	64,38	64,84	63,58	64,81	64,33	64,46	SiO ₂	65,07	65,53	64,24	65,28	64,47	65,80	65,46
TiO ₂	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	18,11	18,44	18,11	17,92	18,22	18,25	18,24	Al ₂ O ₃	18,14	18,05	18,15	18,00	17,77	18,32	18,11
FeO (t)	0,00	0,07	0,02	0,08	0,07	0,06	0,18	FeO (t)	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
MnO	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	MnO	0,08	0,05	0,00	0,02	0,00	0,10	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,11	CaO	0,02	0,00	0,10	0,00	0,03	0,02	0,02
Na ₂ O	0,42	0,73	0,86	0,42	0,75	0,91	0,73	Na ₂ O	0,23	0,27	0,62	0,82	0,39	0,47	0,97
K ₂ O	15,18	14,57	14,82	15,11	14,64	14,54	14,86	K ₂ O	16,21	16,01	15,75	15,19	16,04	15,86	15,61
BaO	0,46	0,52	0,36	0,80	0,30	0,28	0,19	BaO	0,38	0,19	0,62	0,34	0,08	0,09	0,37
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99,17	98,81	99,13	97,91	98,81	98,49	98,81	Total	100,21	100,11	99,49	99,69	98,80	100,67	100,58

Fórmula estrutural com base em 32 oxigénios								Fórmula estrutural com base em 32 oxigénios							
Si	12,068	11,992	12,044	12,018	12,048	12,009	12,004	Si	12,028	12,081	11,981	12,069	12,061	12,052	12,036
Al	3,965	4,048	3,965	3,992	3,992	4,015	4,003	Al	3,952	3,922	3,990	3,922	3,918	3,954	3,924
P	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	P	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ³⁺	0,000	0,011	0,003	0,013	0,011	0,009	0,028	Fe ³⁺	0,010	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003
Ti	0,004	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,006	Ti	0,002	0,000	0,000	0,006	0,000	0,002	0,000
Mn	0,000	0,008	0,009	0,000	0,000	0,006	0,000	Mn	0,012	0,008	0,000	0,003	0,000	0,016	0,004
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Mg	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002
Ca	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,022	Ca	0,005	0,000	0,021	0,001	0,006	0,003	0,004
Na	0,151	0,264	0,310	0,154	0,270	0,329	0,264	Na	0,081	0,097	0,224	0,293	0,143	0,167	0,344
K	3,597	3,462	3,512	3,643	3,472	3,463	3,530	K	3,823	3,764	3,748	3,583	3,828	3,706	3,660
Ba	0,033	0,038	0,026	0,059	0,022	0,020	0,014	Ba	0,027	0,014	0,045	0,025	0,006	0,006	0,026
Z	16,04	16,06	16,01	16,02	16,05	16,04	16,04	Z	15,99	16,00	15,97	16,00	15,98	16,01	15,96
X	3,78	3,77	3,87	3,86	3,76	3,83	3,83	X	3,95	3,89	4,04	3,90	3,98	3,90	4,04
An (moles %)	0,9	1,0	0,9	1,5	0,6	0,8	0,9	An (moles %)	0,4	0,3	0,5	0,1	0,2	0,5	0,3
Ab (moles %)	4,0	7,0	8,0	4,0	7,2	8,6	6,9	Ab (moles %)	2,1	2,5	5,6	7,5	3,6	4,3	8,5
Or (moles %)	95,1	92,0	91,0	94,5	92,2	90,6	92,2	Or (moles %)	97,5	97,2	93,9	92,4	96,2	95,2	91,2

nd-não determinado

Monzogranito				
SiO ₂	65,11	64,27	64,94	64,90
TiO ₂	0,05	0,03	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	18,71	17,97	17,94	18,41
FeO (t)	0,01	0,07	0,07	0,04
MnO	0,05	0,00	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,02
CaO	0,00	0,04	0,01	0,09
Na ₂ O	0,80	0,61	0,96	0,49
K ₂ O	15,26	16,05	15,38	15,89
BaO	0,20	0,15	0,24	0,22
P ₂ O ₅	0,14	0,00	0,00	0,00
Total	100,33	99,18	99,57	100,05

Fórmula estrutural com base em 32 oxigénios				
Si	11,953	12,003	12,043	11,990
Al	4,048	3,954	3,921	4,008
P	0,022	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,002	0,009	0,009	0,006
Ti	0,007	0,004	0,000	0,001
Mn	0,008	0,000	0,004	0,000
Mg	0,000	0,000	0,003	0,004
Ca	0,000	0,008	0,002	0,018
Na	0,285	0,220	0,344	0,174
K	3,574	3,824	3,640	3,744
Ba	0,014	0,011	0,018	0,016
Z	16,03	15,97	15,97	16,00
X	3,88	4,06	4,01	3,96
An (moles %)	0,0	0,2	0,2	0,6
Ab (moles %)	7,4	5,4	8,6	4,4
Or (moles %)	92,6	94,4	91,2	95,0

Nos restantes granitóides do Maciço de Nisa, importa salientar os seguintes traços fundamentais dos feldspatos: O teor de anortite das plagioclases do granito de Nisa varia de 0-27 % An, com zonamento normal e aumento dos teores de P₂O₅ nas composições mais albiticas podendo atingir 1,03% P₂O₅ (Solá, et al. 1998b; Menéndez, 1998; Solá, 1999). Este zonamento é compatível com a zonação geoquímica estabelecida para o Maciço de Nisa (Fig. 6.2.1). Os domínios centrais dos cristais de plagioclase apresentam um padrão de deformação precoce, relativamente aos domínios mais periféricos (mais ricos em Na, P) e praticamente isentos de microfracturação (Fig. 6.1.1 A, B, C).

No monzogranito de Quareleiros o teor de An da plagioclase varia de 10-56%An, semelhante à variação encontrada dos tonalito e granodiorito de Aldeia da Mata, enquanto que no sienogranito de Quareleiros a plagioclase varia de 0-5%An, coincidente com a variação observada no granito de Gáfete. As plagioclases do granito de Alpalhão variam de 8-40% An.

6.3.2. Clinopiroxena

A clinopiroxena foi detectada apenas no tonalito de Aldeia da Mata, onde ocorre em pequenos cristais isolados na matriz. A sua composição não apresenta variação apreciável e projecta-se no campo do diópsido e na transição com o campo da hedenbergite (Fig. 6.3.2. e Tabela 6.3.2).

Tabela 6.3.2. Análise química média (%) e respectiva fórmula estrutural da clinopiroxena do tonalito de Aldeia da Mata.

	n=6 análises	
	média	DP
SiO ₂	50,42	1,35
TiO ₂	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	0,19	0,09
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02
MgO	9,32	0,14
CaO	24,17	0,79
MnO	0,76	0,05
FeO	14,60	0,32
Na ₂ O	0,13	0,03
K ₂ O	0,01	0,01
Total	99,68	1,15
Fórmula estrutural na base de 6 oxigénios		
Si	1,945	0,036
Al ^{IV}	0,007	0,005
Fe ³⁺	0,049	0,031
Σ T	2,00	
Al ^{VI}	0,003	0,008
Fe ³⁺	0,112	0,069
Ti	0,002	0,001
Cr	0,001	0,001
Mg	0,536	0,011
Fe ²⁺	0,344	0,062
Mn	0,002	0,004
Σ M1	1,00	
Mg	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,014	0,011
Mn	0,023	0,005
Ca	1,000	0,033
Na	0,010	0,003
Σ M2	1,05	
% moleculares		
volastonite	49,19	0,85
enstatite	26,40	0,75
ferrossilite	24,41	0,49

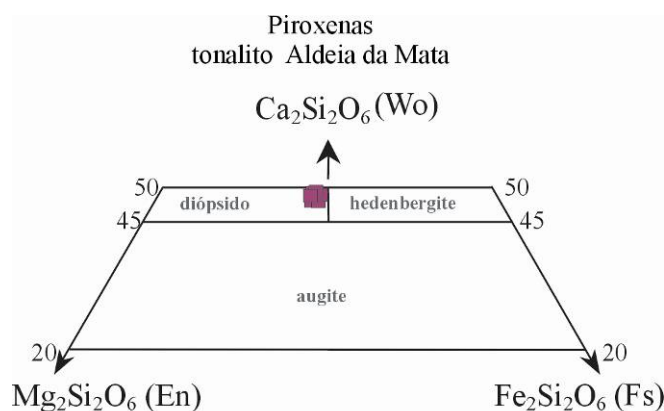


Fig. 6.3.2. Projecção das clinopiroxenas do tonalito de Aldeia da Mata no diagrama classificativo Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988).

6.3.3. Anfíbola

A composição das anfíbolos dos granitóides de Aldeia da Mata (tonalitos e granodioritos) é apresentada na Tabela 6.3.3. O Fe^{2+} foi calculado de acordo com o método de Schumacher (1997) e a classificação adoptada foi a de Leake et al. (1997). As análises químicas mostram que as anfíbolos do tonalito e granodiorito correspondem a anfíbolos cálcicas, e apresentam composições sobrepostas, que variam de Mg-horneblenda a Fe-horneblenda a actinolite a Fe-actinolite (Fig. 6.3.3.1 e Tabela 6.3.3).

Algumas análises de Mg-horneblenda e Fe-horneblenda do tonalito também têm $Si > 7,3$ (Tabela 6.3.3), indicando que provavelmente resultarão da modificação de clinopiroxena (Leake, 1978), embora outras sejam magmáticas com $Si < 7,3$.

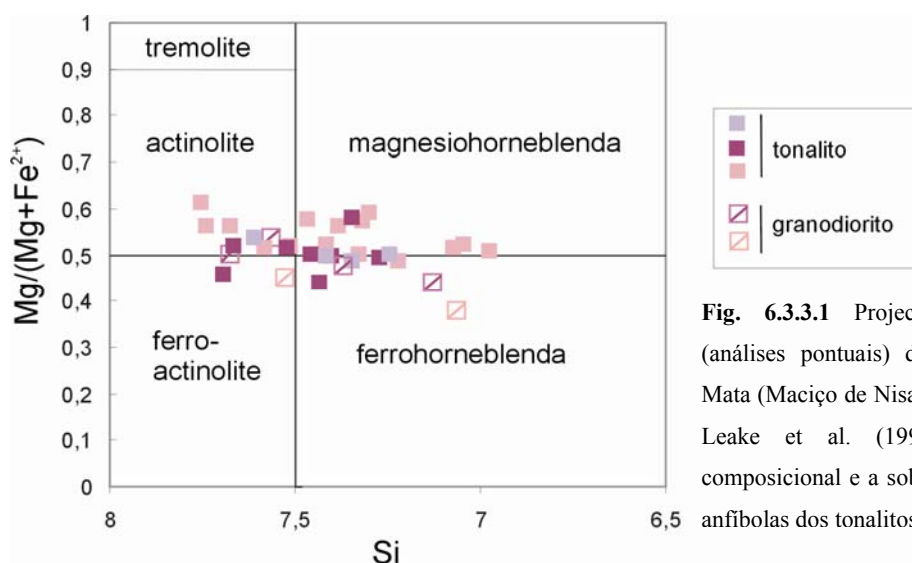


Fig. 6.3.3.1 Projecção das anfíbolos cálcicas (análises pontuais) dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) no diagrama classificativo de Leake et al. (1997), mostrando a variação composicional e a sobreposição de composições das anfíbolos dos tonalitos e granodioritos.

Nas anfíbolos cálcicas podem ocorrer vários tipos de substituição envolvendo trocas de elementos e balanços de carga. Nas anfíbolos estudadas a substituição edenítica é a dominante em que há substituição do Si pelo Al^{IV} , compensada pela introdução de álcalis na posição A ($Si + \square A = Al^{IV} + Na_{(A)}$), em que \square significa espaço vazio; Blundy & Holland, 1990), obtendo-se uma correlação de $R^2 = 0,91$ (Fig. 6.3.3.2). A substituição edenítica é frequente em rochas calco-alcalinas onde a anfíbola cristaliza em equilíbrio com a plagioclase (Castro & Stephens 1992), o que está de acordo com os dados petrográficos e geoquímicos. A outra compensação de carga mais comum nas anfíbolos costuma ser a introdução de Al na posição octaédrica em substituição dos cátions divalentes das posições M1-M3, e corresponde à substituição tipo tschermaquítica ($Si + R^{2+}_{(M1-M3)} + Al^{IV} + Al^{VI}$; Blundy & Holland, 1990), mas nas anfíbolos estudadas a correlação Al^{IV} versus $Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti$ apresenta dispersão significativa. A melhor correlação linear para as anfíbolos dos granitóides de Aldeia da Mata é entre Al^{IV} versus $(Na+K)_A + Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti$, $R^2 = 0,92$, onde estão envolvidas as substituições do tipo edenite e tschermaquite (Fig. 6.3.3.2). Semelhantes correlações e respectivas substituições foram encontradas nas anfíbolos cálcicas do plutão de Kavala, Grécia (Neiva et al., 1996).

Tabela 6.3.3. Composições químicas representativas das anfíbois cálcicas dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

	Tonalito												
	358-6			346-1			358-5			358-5			
	n=8 análises média	n=2 análises média	n=3 análises dp	n=2 análises média	n=2 análises actinolite	n=2 análises média	n=1 análise média	n=2 análises média	n=2 análises Fe- homeblenda	n=1 análise média	n=1 análise Fe- homeblenda	n=1 análise média	n=1 análise Mg- homeblenda
SiO ₂	48,87	47,84	1,81	51,25	51,14	51,05	49,84	48,95	48,74	49,06	47,73	50,76	
TiO ₂	0,83	0,94	0,41	0,40	0,25	0,32	0,39	0,37	0,73	0,64	0,84	0,50	
Al ₂ O ₃	4,81	5,46	0,96	3,13	1,41	3,59	4,51	5,15	5,67	4,08	4,79	2,65	
Cr ₂ O ₃	0,02	nd	0,02	nd	nd	0,03	0,06	0,03	nd	nd	nd	nd	
FeO	18,65	18,58	0,80	17,44	20,62	18,63	19,62	20,54	18,22	18,80	18,76	18,19	
MnO	0,52	0,50	0,05	0,52	0,21	0,49	0,44	0,50	0,68	0,70	0,75	0,60	
MgO	11,34	9,87	0,90	11,86	9,56	10,78	10,23	9,37	9,71	10,33	10,34	11,34	
CaO	11,84	11,30	0,37	11,63	12,01	11,73	11,82	11,63	12,24	12,18	11,96	11,87	
Na ₂ O	0,79	1,10	0,22	0,59	0,18	0,48	0,51	0,59	0,35	0,75	1,31	0,59	
K ₂ O	0,48	0,61	0,13	0,29	0,13	0,34	0,39	0,42	0,40	0,37	0,43	0,18	
Total	98,13	96,18	0,67	97,12	97,20	97,41	97,79	97,51	96,75	96,90	96,92	96,69	
Fórmula estrutural com base em 23 Oxigénios													
Si	7,240	7,275	0,181	7,618	7,696	7,594	7,431	7,355	7,346	7,417	7,245	7,613	
Al ^{iv}	0,760	0,725	0,181	0,382	0,304	0,406	0,569	0,645	0,654	0,583	0,755	0,387	
T	8,00	8,00	0,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Al ^{vi}	0,081	0,253	0,050	0,170	0,135	0,223	0,223	0,266	0,353	0,144	0,103	0,081	
Ti	0,092	0,108	0,047	0,045	0,029	0,035	0,043	0,042	0,083	0,072	0,096	0,056	
Fe ³⁺	0,302	0,086	0,063	0,039	0,056	0,106	0,163	0,189	0,001	0,038	0,063	0,110	
Cr	0,002	nd	0,002	nd	nd	0,004	0,006	0,003	nd	nd	nd	nd	
Mg	2,504	2,238	0,169	2,624	2,145	2,391	2,273	2,099	2,181	2,328	2,340	2,536	
Fe ²⁺	2,003	2,276	0,133	2,082	2,525	2,211	2,283	2,391	2,295	2,339	2,320	2,172	
Mn	0,017	0,040	0,024	0,034	0,032	0,030	0,009	0,010	0,086	0,079	0,079	0,045	
C	5,00	5,00	0,00	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ²⁺	0,007	0,000	0,010	0,049	0,086	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,049	0,024	0,023	0,031	0,051	0,031	0,046	0,054	0,000	0,011	0,018	0,031	
Ca	1,880	1,841	0,061	1,854	1,937	1,869	1,888	1,871	1,977	1,972	1,946	1,908	
Na	0,064	0,134	0,032	0,065	0,036	0,100	0,066	0,075	0,023	0,017	0,037	0,061	
B	2,00	2,00	0,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Na	0,165	0,188	0,064	0,105	0,022	0,039	0,082	0,097	0,080	0,202	0,350	0,110	
K	0,090	0,117	0,026	0,055	0,025	0,064	0,074	0,081	0,077	0,071	0,083	0,035	
A	0,26	0,31	0,09	0,16	0,04	0,10	0,16	0,18	0,16	0,27	0,43	0,15	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,55	0,49	0,03	0,55	0,46	0,52	0,50	0,47	0,49	0,50	0,50	0,54	

Tabela 6.3.3 cont. Composições químicas representativas das anfíbolos cálcicas dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

Granodiorito						
	horneblen	actinolite	horneblenda	horneblen	actinolite	actinolite
	núcleo					
		bordo				
SiO ₂	45,92	48,83	48,98	46,43	50,31	51,57
TiO ₂	1,18	0,00	0,61	0,53	0,26	0,22
Al ₂ O ₃	6,09	2,82	3,85	6,10	2,68	2,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,17	0,01	0,16	0,01
FeO	22,75	20,95	20,80	20,25	18,03	19,97
MnO	0,64	0,44	0,63	0,54	0,56	0,66
MgO	7,44	9,72	9,79	8,88	11,75	11,21
CaO	11,83	12,96	11,91	12,63	12,50	12,23
Na ₂ O	0,94	0,18	0,72	0,72	0,40	0,31
K ₂ O	0,74	0,21	0,41	0,67	0,24	0,18
Total	97,55	96,10	97,88	96,76	96,89	98,37
Fórmula estrutural com base em 23 Oxigénios						
Si	7,06	7,53	7,37	7,13	7,57	7,68
Al ^{IV}	0,94	0,47	0,63	0,87	0,43	0,32
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,17	0,04	0,05	0,24	0,04	0,03
Ti	0,14	0,00	0,07	0,06	0,03	0,02
Fe ³⁺	0,12	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
Mg	1,71	2,23	2,20	2,03	2,63	2,49
Fe ²⁺	2,80	2,70	2,41	2,60	2,27	2,46
Mn	0,06	0,03	0,04	0,07	0,01	0,00
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Mn	0,02	0,03	0,04	0,00	0,06	0,08
Ca	1,95	2,14	1,92	2,08	2,01	1,95
Na	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
B	2,00	2,17	2,00	2,08	2,08	2,06
Na	0,25	0,05	0,17	0,21	0,12	0,09
K	0,14	0,04	0,08	0,13	0,05	0,03
A	0,40	0,09	0,25	0,35	0,16	0,13
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,38	0,45	0,48	0,44	0,54	0,50

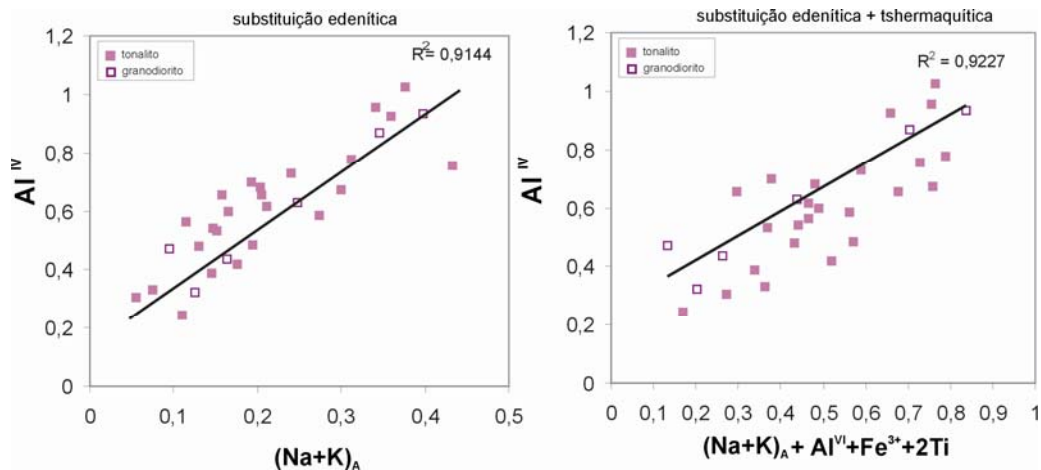


Fig. 6.3.3.2 Diagramas de substituição das anfíbolas (análises pontuais) dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa). A substituição edenítica é dominante acompanhada da substituição edenítica+ tschermaquítica.

Nas rochas intrusivas máficas e intermédias, a variação composicional das anfíbolas cálcicas é função das condições a que foram sujeitas, pelo que permitem constranger a história da cristalização/recristalização dos respectivos maciços encaixantes (e.g. Ernst, 2002). Vários estudos com base nas paragénese de anfíbolas cálcicas naturais e sintéticas em rochas máficas/intermédias e metaígneas demonstraram que, a temperaturas elevadas, para uma dada composição química, as anfíbolas cálcicas mostram aumento nos conteúdos em Mg/(Mg+Fe), Ti, Al, Na e K e um decréscimo em Si e Fe(t)+Mg+Mn ±Ca (Ernst, 2002 e bibliog. inclusa). Da observação da Fig. 6.3.3.3 verifica-se como exemplo, correlação negativa do Al total e de (Na+K)_A versus Si, Al^{IV} versus (Na+K)_A - Na_B e Mg versus Fe²⁺ das anfíbolas dos granitóides de Aldeia da Mata, embora não haja variação regular da anfíbola do granodiorito para a anfíbola do tonalito. As composições de Mg-horneblenda correspondem às de maior temperatura seguidas das Fe-horneblenda, Fe-actinolite e actinolite. A aplicação do termobarómetro de Ernst & Liu (1998), já introduzido no Cap.5.3, às anfíbolas dos granitóides de Aldeia da Mata permitiu inferir um intervalo de temperatura para a cristalização das anfíbolas (ca. 700-450°C) a pressões constantes relativamente baixas (Fig. 6.3.3.4). Estes factos sugerem que após a cristalização das anfíbolas magmáticas terão ocorrido substituições (reequilíbrios) em condições de *subsolidus*, provavelmente devido à interacção de fluidos magmáticos. Contudo a análise textural não registou estas variações, pois as texturas das anfíbolas nestas rochas são uniformes e as composições actinolíticas ocorrem quer nos bordos, quer nos núcleos dos cristais. A actinolite é característica de modificação em condições de *subsolidus*, o que explica a ocorrência nos bordos dos cristais. O facto de ocorrer actinolite no núcleo do cristal de anfíbola poderá ter ocupado uma fractura ou, mais provavelmente, resultar da alteração de uma piroxena que se formou antes da anfíbola. Além disso as actinolite e ferroactinolite têm Si superior a 7,3 (Tabela 6.3.3) o que mostra que não são magmáticas (Leake, 1978). Segundo Deer et al. (1992) a horneblenda em muitas rochas eruptivas é de origem secundária e deriva de uma piroxena primária, mas o seu carácter secundário nem sempre é evidente. A substituição das piroxenas para anfíbolas é geralmente atribuída à acção de soluções

hidrotermais, provavelmente relacionadas com as fases tardias de cristalização das rochas plutônicas (Deer et al., 1992). No tonalito foi confirmada a presença de clinopiroxena (diópsido Fig. 6.1.2), mas sem relação aparente com as anfíbulas.

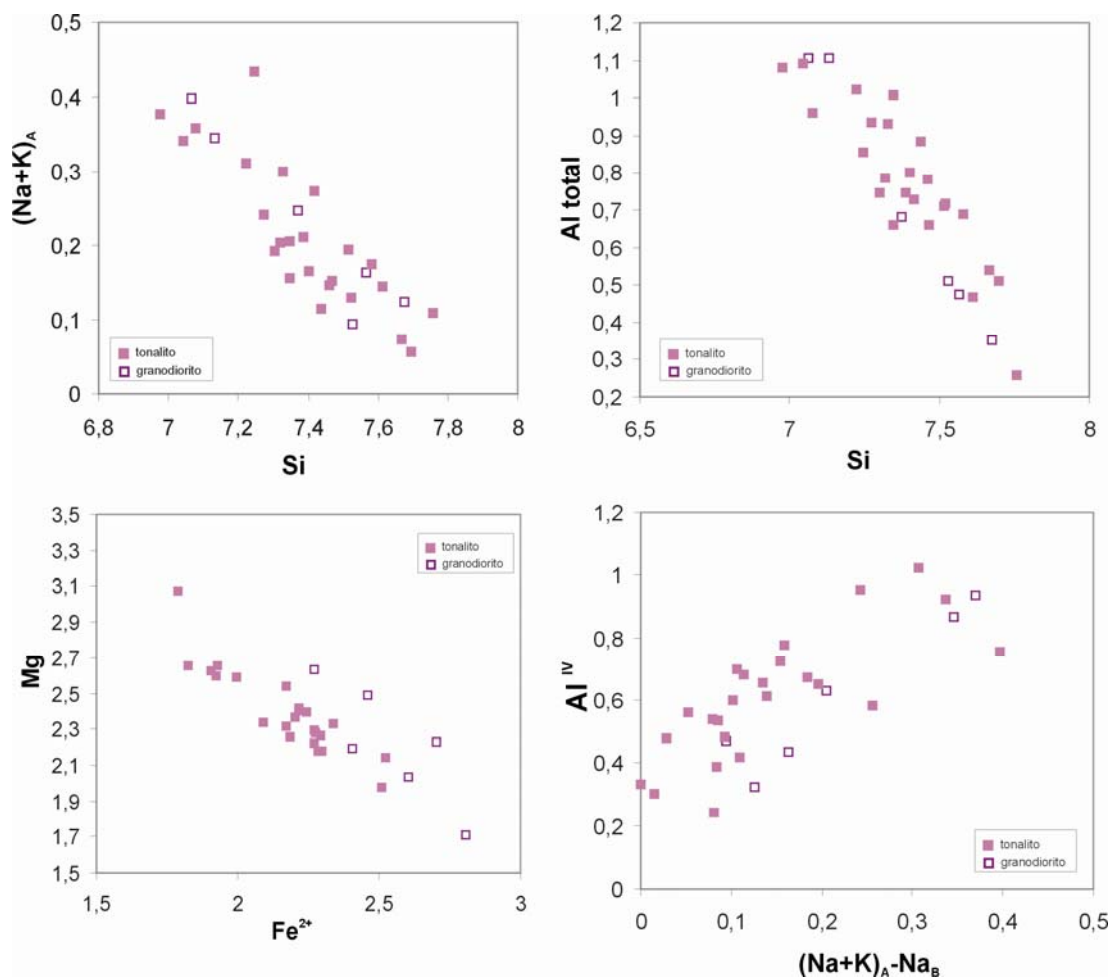


Fig. 6.3.3.3 Projecção dos parâmetros da fórmula estrutural das anfíbulas (análises pontuais) dos granitoides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

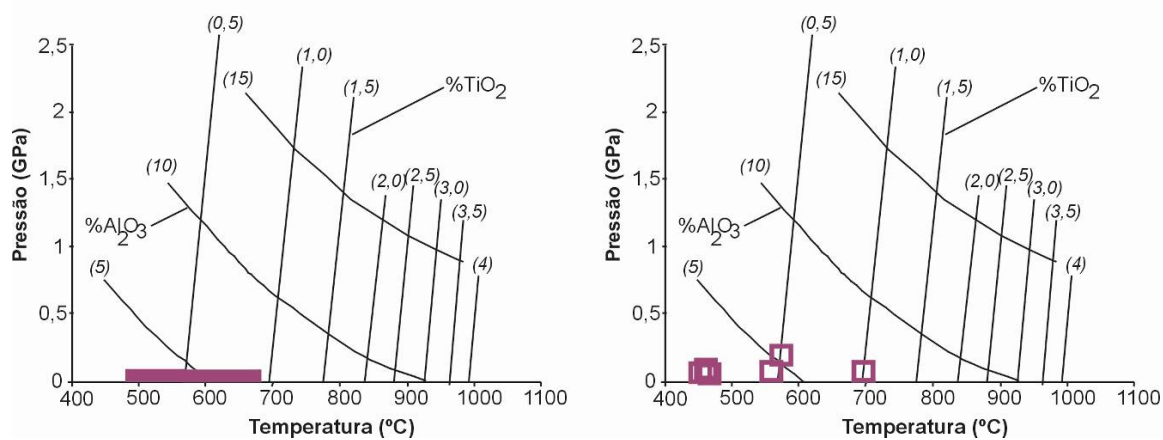


Fig. 6.3.3.4. Aplicação do termobarómetro semi-quantitativo de Ernst & Liu (1998) às anfíbulas dos tonalitos (direita) e granodioritos (esquerda) de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa). Os dados sugerem um arrefecimento progressivo a pressões constantes, relativamente baixas.

6.3.4. Biotite

As composições médias das biotites analisadas do tonalito, granodiorito e monzogranito e respectivas fórmulas estruturais encontram-se na Tabela. 6.3.4 e a composição química média de cada amostra analisada é dada no Anexo N3. A gama de valores $Fe/(Fe+Mg)$ e de Al^{IV} das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata situa-se entre os pólos composicionais da flogopite e da anite segundo o diagrama classificativo de Deer et al. (1966) da Fig. 6.3.4.1 e são classificadas como biotite. As biotites dos tonalitos e granodioritos apresentam composições relativamente homogéneas e sobrepostas no diagrama 6.3.4.1 enquanto que a biotite do monzogranito se distingue por aumento do Al^{IV} (Fig. 6.3.4.1). São biotites ferríferas ($Mg/Fe < 1$; Foster, 1960).

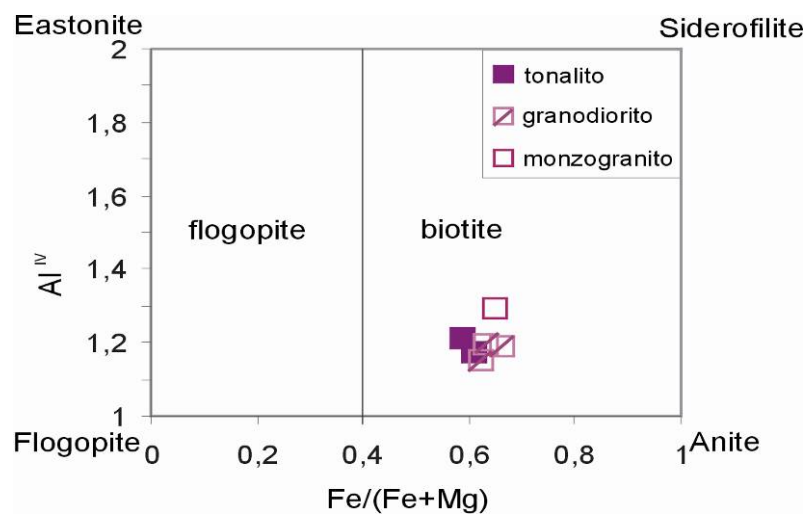


Fig. 6.3.4.1. Projecção das composições das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) no diagrama classificativo de Deer et al. (1966). A composição da biotite do monzogranito destaca-se das restantes pelo mais elevado conteúdo de Al^{IV} .

No diagrama de Nockolds (1947) (Fig. 6.3.4.2), a biotite dos tonalitos e granodioritos projecta-se no campo em que a biotite coexiste com piroxena, anfíbola, ou na transição, enquanto que a biotite do monzogranito projecta-se no campo em que a biotite não coexiste com minerais máficos, o que está de acordo com as observações petrográficas. A análise petrográfica sugere também, que a biotite corresponda a uma fase primária da cristalização, o que é confirmado pela projecção da biotite no diagrama composicional de Nachit (1994) (Fig. 6.3.4.3). Assim a composição das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata reflectem a composição dos magmas a partir dos quais cristalizaram (e.g., Nachit, et al., 1985; Abdel-Rahman, 1994).

Nos diagramas da Fig. 6.3.4.4, as biotites do tonalito e granodiorito projectam-se no campo das associações calco-alcálicas (Fig. 6.3.4.4A) e sub-alcálicas (Fig. 6.3.4.4B), enquanto que a biotite do monzogranito é típica das associações peraluminosas e alumino-potássicas. A tendência observada de decréscimo de Mg e aumento de Al total da biotite dos tonalito e granodiorito para a biotite do monzogranito sugere um processo de cristalização fraccionada.

Tabela 6.3.4. Análises químicas médias (%) e respectivas fórmulas estruturais, das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

	Tonalito	Granodiorito		Monzogranito
	n=2 amostras	n=3 amostras		n=1 amostra
	<u>média</u>	<u>média</u>	<u>dp</u>	
SiO ₂	36,09	35,67	0,24	35,05
TiO ₂	3,76	3,81	0,12	3,90
Al ₂ O ₃	13,83	13,66	0,21	17,86
FeO	23,20	23,83	0,93	22,09
MnO	0,24	0,33	0,01	0,24
MgO	8,75	7,57	0,50	6,65
CaO	0,02	0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,05	0,06	0,01	0,07
K ₂ O	9,55	9,39	0,35	9,27
F	0,33	0,38	0,07	0,63
Cl	0,11	0,10	0,08	0,04
Total	95,78	94,62	0,82	95,43
O≡F	0,14	0,16	0,03	0,27
O≡Cl	0,02	0,02	0,02	0,01
Total	95,61	94,51	0,71	95,98
Fórmulas estruturais na base de 11 Oxigénios				
Si	2,805	2,819	0,02	2,707
Al ^{IV}	1,195	1,181	0,02	1,293
T(total)	4,000	4,000	0,00	4,000
Al ^{VI}	0,073	0,091	0,03	0,332
Ti	0,220	0,227	0,01	0,226
Fe	1,508	1,575	0,06	1,427
Mn	0,016	0,022	0,00	0,016
Mg	1,014	0,892	0,06	0,766
Σ	2,830	2,807	0,01	2,768
Ca	0,001	0,001	0,00	0,001
Na	0,007	0,010	0,00	0,010
K	0,947	0,947	0,04	0,914
Σ	0,956	0,957	0,04	0,926
F	0,083	0,094	0,02	0,154
Cl	0,015	0,014	0,01	0,006
Fe/(Fe+Mg)	0,598	0,638	0,02	0,651

dp-desvio padrão

A variação da composição da biotite em função da evolução química das rochas encontra-se representada na Fig. 6.3.4.5. Relativamente à variação de SiO₂ dos granitóides verifica-se aumento em Fe/(Fe+Mg), e decréscimo em Mg da biotite do tonalito para a biotite do monzogranito, mostrando a fraccionação da biotite, pois as variações são curvilíneas.

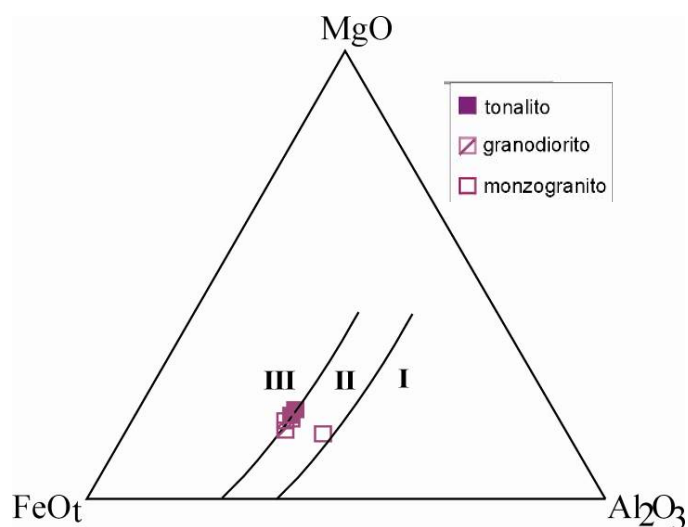


Fig. 6.3.4.2. Projecção da composição média das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) no diagrama triangular MgO-FeO-Al₂O₃. Campos de Nockolds (1947): I – biotite coexistente com moscovite, II-biotite não coexistente com outros minerais ferro-magnesianos; III-biotite coexistente com anfíbola e piroxena.

Fig. 6.3.4.3. Projecção da composição média das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata no campo da biotite primária no diagrama triangular de Nachit (1994).

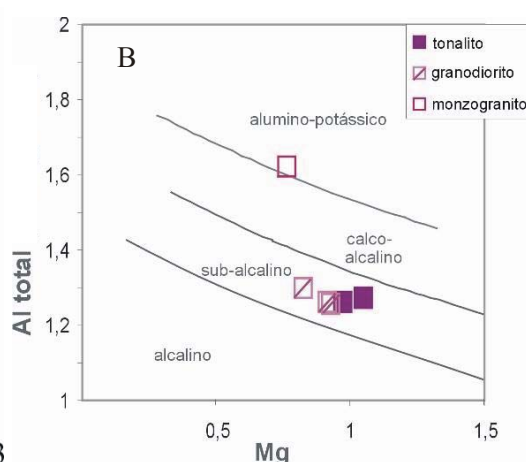
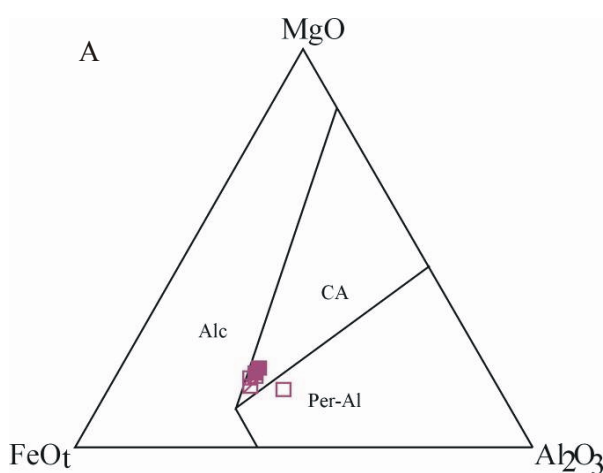
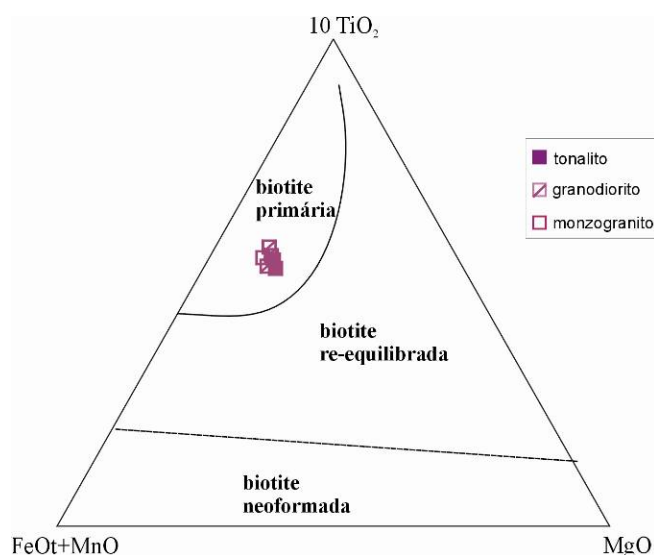


Fig. 6.3.4.4. Projecção da composição média das biotites dos granitóides de aldeia da Mata (Maciço de Nisa) nos diagramas **A)** MgO-FeO-Al₂O₃, de Abdel-Rahman (1994). Alc: biotites de séries alcalinas anorogénicas; CA: biotites de séries calco-alcalinas orogénicas; per-Al: biotites de séries peraluminosas incluindo tipo S; **B)** diagrama Al total vs Mg de Nachit et. al. (1985) adaptado à base de 11 átomos de oxigénio.

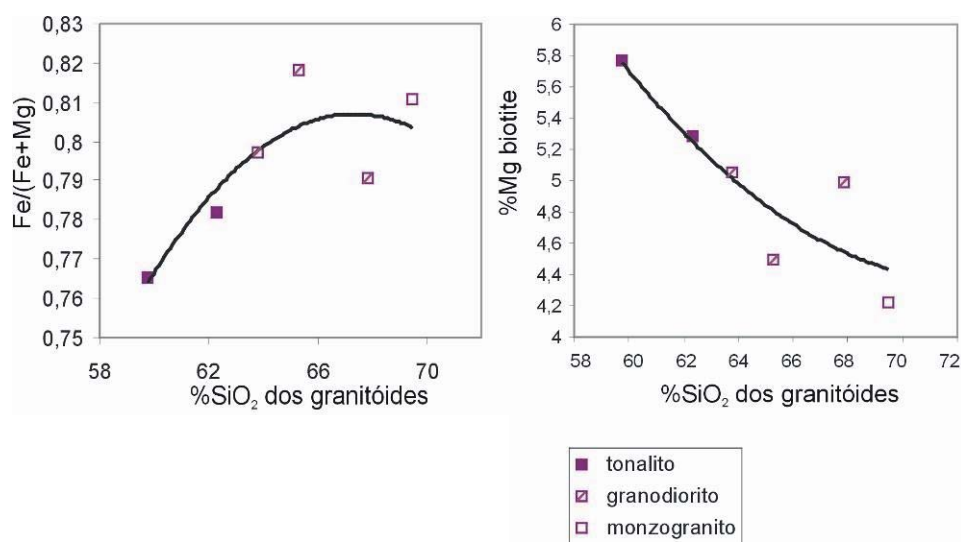


Fig. 6.3.4.5. Diagramas de variação da biotite versus SiO₂ dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

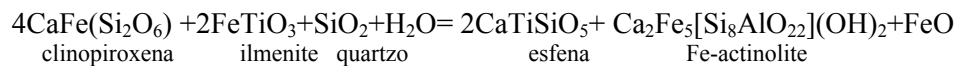
Verifica-se uma sobreposição composicional das biotites dos granitóides de Aldeia da Mata com as biotites do monzogranito de Quarezeiros e do granito de Alpalhão (Menéndez, 1998; Solá, 1999), enquanto que as biotites dos granitos de Nisa e Gáfete, com composições que se sobrepõem, individualizam-se bem do grupo anterior por serem mais ferríferas (Solá, 1999) e no diagrama classificativo Fe/(Fe+Mg) vs ^{IV}Al (Menéndez, 1998). De referir ainda que, quer na biotite dos granitos de Nisa, quer na biotite do granito de Gáfete a variação composicional é maior do que a encontrada nos restantes e é função da posição geográfica do Maciço. Assim a biotite das zonas W do Maciço é em geral mais magnesiânica e menos aluminosa do que a biotite a E e no centro do Maciço de acordo com o padrão da diferenciação química previamente estabelecido (Fig. 6.2.1).

6.3.5. Esfena

A esfena é um acessório frequente nas rochas plutónicas (e.g., Deer et al., 1992, Nakada, 1991) e pode cristalizar numa fase primária e/ou secundária, a baixa temperatura nos ambientes ígneos (e.g. Harlov & Förster, 2003). É também um mineral diagnóstico dos granitóides do tipo-I (Chappel & White, 1974).

A esfena é um mineral frequente nos granitóides de Aldeia da Mata, sobretudo nos tonalito e granodiorito, ocorrendo em cristais isolados nos interstícios dos cristais de biotite e de anfíbola (Fig. 6.1.2B e A), ou no interior dos feldspatos (Fig. 6.1.2D). Com base na análise textural esta esfena é interpretada como uma fase primária. Também ocorre esfena a envolver a ilmenite no tonalito e granodiorito, sendo provavelmente mais tardia (e.g., Harlov & Förster, 2003) e/ou relacionada com o envolvimento de fases fluidas do seguinte modo (Harlov & Förster, 2003):

fase rica em Ca (ex. anortite, hornblenda, clinopiroxena) + SiO₂+ilmenite+fluido= esfena+fase rica em Fe Possíveis componentes desta reacção seriam (Harlov, 2003, com. oral):



As composições químicas representativas das esfenas analisadas são dadas na Tabela 6.3.5. Procurou-se seleccionar para análise cristais isolados tidos como mais precoces.

Há decréscimo de Ti da esfena do tonalito para a esfena do granodiorito à semelhança da tendência evolutiva verificada nas esfenas dos granitóides da região de Rebordelo–Agrochão, N Portugal (Gomes & Neiva, 2005), o que sugere que a esfena possa corresponder a uma fase magmática. Contudo no presente caso não foi possível estabelecer uma boa correlação com o índice de diferenciação.

Tabela 6.3.5. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais representativas das esfenas dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

	tonalito		346-1 n=2	granodiorito	
	358-6 média	n=9 dp		346-24 n=2	346-3 n=2
SiO ₂	30,00	0,50	27,87	30,41	29,99
TiO ₂	36,77	1,99	38,99	32,99	36,44
Al ₂ O ₃	3,09	1,55	2,48	4,60	2,79
FeO	0,58	0,28	0,46	0,41	0,11
MnO	0,09	0,07	0,03	0,00	0,03
MgO	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01
CaO	29,20	0,77	30,35	29,53	28,99
Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
total	99,77	1,53	100,19	97,99	98,39
fórmula estrutural com base em 4 Si					
Si	4,000	0,000	4,000	4,000	4,000
Al	0,480	0,240	0,415	0,705	0,435
Ti	3,689	0,233	4,208	3,263	3,654
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,012	0,011
Mg	0,002	0,004	0,000	0,006	0,002
Mn	0,010	0,008	0,004	0,000	0,003
Ca	4,173	0,136	4,667	4,161	4,142
Na	0,004	0,003	0,002	0,007	0,007
K	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000

n=nº de análises dp-desvio padrão

6.3.6. Alanite

A alanite é também um dos minerais diagnósticos dos granitóides do tipo-I (Chappel & White, 1974), sendo um acessório frequente nos granitóides de Aldeia da Mata (Fig.6.1.3F e 6.1.4A). A sua composição química (incompleta) é apresentada na Tabela 6.3.6 (análises pontuais). Verifica-se que nos cristais de alanite há aumento em Si, Al^{VI}, Na e decréscimo em Ti, Fe³⁺ e Ca do núcleo para o

bordo. Um zonamento similar foi observado na alanite do granito de Lavadores (Silva, 1995) e na alanite do granodiorito de Oledo-Idanha-a-Nova (Antunes, 2006).

Tabela 6.3.6. Análises químicas pontuais (%) das alanites dos tonalitos dos Granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

	tonalito			
	núcleo 1	bordo 1	núcleo 2	bordo 2
SiO ₂	32,03	30,16	33,05	32,80
TiO ₂	4,07	3,39	3,20	2,82
Al ₂ O ₃	11,93	11,05	12,27	11,91
Fe ₂ O ₃	11,19	10,05	9,69	10,26
MgO	0,82	0,58	0,72	0,76
MnO	0,37	0,29	0,31	0,30
CaO	9,80	9,82	9,24	9,49
Na ₂ O	0,12	0,10	0,23	0,24
K ₂ O	0,06	0,17	0,13	0,17
Total	70,38	65,60	68,84	68,75
fórmula estrutural na base em 12,5 oxigénios				
Si	3,449	3,585	3,487	3,590
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,329	0,232	0,295	0,261
Al ^{VI}	1,514	1,534	1,505	1,571
Fe ³⁺	0,907	0,844	0,874	0,792
Mg	0,131	0,124	0,099	0,117
Mn	0,034	0,028	0,028	0,029
Ca	1,131	1,111	1,216	1,075
Na	0,024	0,051	0,022	0,048
K	0,008	0,024	0,024	0,018

6.3.7. Ilmenite

Nos granitóides de Aldeia da Mata as ilmenites apresentam heterogeneidade composicional, marcada pela maior ou menor presença de Mn na fórmula, indicando substituição com o termo pirofanite (MnFe₁) (Deer et al 1992). A correlação entre o teor de Ti e (Fe+Mn), negativa, é próxima da correlação estequiométrica ideal (Fig. 6.3.7) e há aumento genérico de Fe+Mn e decréscimo em Ti da ilmenite do tonalito para a ilmenite do granodiorito, mostrando diferenciação.

A razão Mn/(Mn+Fe) varia ao nível da própria amostra, e por vezes é possível observar um ligeiro zonamento com aumento de Mn para a periferia dos cristais. A variabilidade de teores em Mn verificada em cada amostra, sugere a substituição do Fe pelo Mn eventualmente relacionada com a oxidação progressiva do magma (e.g. Whalen & Chappel, 1988) e poderá ser indicativa da origem magmática da ilmenite (e.g. Buddington & Lindsley, 1964). Com base em trabalho experimental Buddington & Lindsley, (1964), sugerem que a % de MnO é inversamente dependente da temperatura, admitindo uma temperatura de cristalização de ca. 700°C para uma ilmenite com 3% MnO. Dado que as ilmenites nestas rochas possuem sempre MnO>3% é de admitir que terão cristalizado a temperaturas menores que 700°C, o que está de acordo com a gama de temperaturas estimadas a partir da composição das anfíbulas.

Tabela 6.3.7. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais representativas das ilmenites dos granitóides de Aldeia da Mata (Mação de Nisa).

Amostra	tonalito				granodiorito				monzogranito	
	358-6		346-1		346-3		346-2		358-13	
	n=4 análises		n=10 análises		n=4 análises		n=3 análises		n=13 análises	
	media	DP	media	DP	media	DP	media	DP	media	DP
TiO ₂	53,10	0,79	53,19	0,36	52,74	0,27	53,21	0,99	52,60	0,81
SiO ₂	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,01	0,05	0,03	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	nd	nd	0,01	0,01	0,01	0,01	nd	nd
FeO	41,99	0,85	42,17	0,84	41,29	0,66	39,83	0,58	42,76	0,86
MnO	4,28	0,20	4,59	0,56	3,95	0,17	5,60	0,44	4,29	0,50
MgO	0,08	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,00	0,01	0,02	0,04
CaO	0,16	0,10	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03
Na ₂ O	0,01	0,02	nd	nd	0,02	0,02	0,00	0,00	nd	nd
Total	99,67	0,58	100,06	0,65	98,10	0,74	98,72	1,00	99,76	0,84

Catiões na base em 6 oxigénios										
	Ti	Si	Fe	Al	Mg	Mn	Ca	Na	Mn/(Mn+Fe)	DP
Ti	2,013	0,019	2,072	0,010	2,028	0,010	2,033	0,012	1,998	0,019
Si	0,003	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004
Fe	1,770	0,041	1,645	0,033	1,765	0,021	1,690	0,017	1,808	0,040
Al	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Mg	0,006	0,003	0,004	0,005	0,003	0,005	0,000	0,000	0,002	0,004
Mn	0,183	0,008	0,200	0,024	0,170	0,008	0,243	0,021	0,183	0,021
Ca	0,009	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,001	0,001	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Mn/(Mn+Fe)	0,09	0,01	0,11	0,01	0,09	0,00	0,13	0,01	0,09	0,01

DP- desvio padrão nd-não determinado

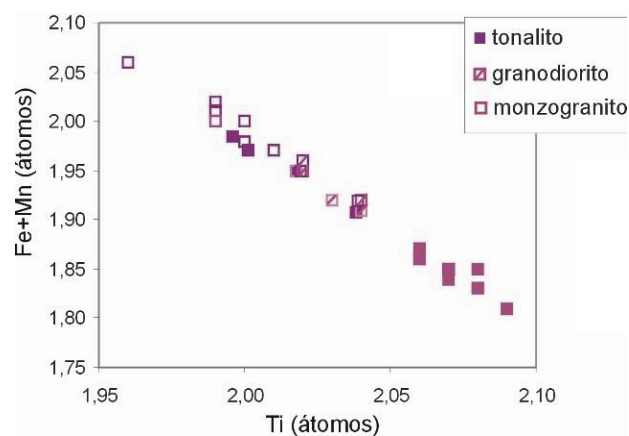


Fig. 6.3.7. Projecção das ilmenites (análises pontuais) dos granitóides de Aldeia da Mata (Mação de Nisa), no diagrama (Fe+Mn) versus Ti mostrando a correlação analítica.

No que respeita à composição da ilmenite dos outros granitóides, obtêm-se as mesmas inferências verificadas para os granitóides de Aldeia da Mata ie, uma heterogeneidade composicional marcada pela maior ou menor presença de Mn na fórmula. De referir que essa variabilidade ocorre quer entre os vários granitóides quer ao nível da própria amostra. Como exemplo, no granito de Alpalhão numa mesma amostra os teores MnO da ilmenite variam de 12 a 23% de MnO. Estas heterogeneidades poderiam resultar da substituição aleatória do Fe por Mn eventualmente relacionada com a forte heterogeneidade composicional da própria amostra (Solá, 1999) ou resultarem do envolvimento de

fluidos magmáticos, pois como é sabido, estes modificam as condições de fugacidade da água e do oxigénio e consequentemente as substituições químicas.

6.3.8. Apatite

A apatite é um acessório frequente nos granitóides de Aldeia da Mata ocorrendo em cristais bem desenvolvidos inclusa na biotite, anfíbola e plagioclase (Fig. 6.1.3B), constituindo provavelmente uma fase precoce de cristalização. A sua composição química média, calculada na base de 25 oxigénios (Chang et al. 1998) encontra-se na Tabela 6.3.8 e corresponde a fluorapatite.

Tabela 6.3.8. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais representativas da fluorapatite dos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa).

	tonalito média n=2 amostras	granodiorito média n=2 amostras	monzogranito média n=1 amostra
FeO	0,14	0,28	0,76
MnO	0,00	0,10	0,92
MgO	0,09	0,01	0,08
CaO	56,88	56,11	54,41
P₂O₅	43,40	43,38	43,26
F	3,30	2,99	3,62
Cl	0,00	0,00	0,03
Total	103,58	102,48	101,32
O=F	1,39	1,26	1,52
O=Cl	0,00	0,00	0,01
Total	102,19	101,22	99,79
Fórmula estrutural na base em 25 (O,OH,Cl,F)			
P	5,804	5,849	5,827
Fe	0,018	0,038	0,101
Mg	0,021	0,001	0,019
Mn	0,000	0,014	0,124
Ca	9,627	9,573	9,275
Σ	9,667	9,626	9,519
Cl	0,001	0,000	0,008
F	1,648	1,503	1,822
OH	0,351	0,497	0,170
Mn/Ca	0,000	0,001	0,013

Na apatite o Ca é geralmente substituído por Mn (Deer et al., 1992) e a concentração do Mn na apatite está directamente relacionada com o grau de fraccionação da rocha (e.g. Piccoli & Candela, 2002). Da fluorapatite do tonalito para a fluorapatite do monzogranito verifica-se um aumento de P, Fe, Mn, Mn/Ca e decréscimo em Ca (Tabela 6.3.8), apoiando a sequência de diferenciação já sugerida para estes granitóides.

6.4. Geocronologia do zircão

6.4.1 Introdução

O Maciço de Nisa tem sido referenciado como uma intrusão pós-tectónica (Ferreira, et al., 1987) e interpretado como uma intrusão favorecida por um mecanismo de “pull-apart” relacionado com a última deformação Varisca regional (Pereira et al., 1998). Contudo, as idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar de 286-312 Ma (Mendes, 1967-68, Penha & Arribas, 1974; Roberts et al., 1991; Menéndez, 1998) para o granito dominante (granito de Nisa) não estão ainda bem constrangidas no contexto tectónico. Além disso, a relação geocronológica entre o granito dominante (granito de Nisa) e os granitóides do alinhamento interno era também até agora desconhecida.

Os dados petrográficos, mineralógicos e as assinaturas geoquímicas contrastantes dos granitóides mais máficos situados no núcleo do alinhamento interno (Aldeia da Mata e Pinheiral (Alpalhão)) relativamente ao granito de Nisa, dominante, mostram que, muito provavelmente derivaram de protólitos distintos (Solá et al., 1998a; Cap. 6.1, 6.2 e 6.3, neste trabalho). Contudo os processos petrológicos responsáveis por esta zonalidade química no Maciço são desconhecidos. Estudos prévios sugeriram que estes dois grupos de granitóides poderiam estar relacionados por um processo de fusão parcial restítica (e.g. Solá et al., 1997) em que o núcleo do alinhamento interno (representado pelos termos mais máficos, A. Mata e Pinheiral (Alpalhão)) ascendeu e intruiu imediatamente após o granito de Nisa, dominante, através de uma falha central (Solá et al., 1997; Pereira et al. 1998; Menéndez et al., 1998). Assim, estas considerações, só poderiam ser confirmadas por uma relação de idades precisa entre ambos e pela respectiva assinatura dos seus protólitos. Como o zircão é um mineral resistente que regista a idade de formação da rocha, bem como, informações úteis sobre os seus protólitos (através do tipo de zonação, da eventual presença de núcleos herdados, quimismo, etc.), considerámos que o estudo da sua população poderia ser um factor determinante para alcançar ambos objectivos (determinação da idade e da natureza dos protólitos). Assim, com o objectivo de precisar a idade da intrusão do corpo principal (granito de Nisa) e de estabelecer uma relação temporal com os granitóides do alinhamento interno, e obter informação dos seus protólitos, foram seleccionadas duas amostras do Maciço de Nisa para a datação pelo método SHRIMP (“Sensitive High-Resolution Ion-Microprobe”) dos seus zircões: uma do granito de Nisa, mais representativo (monzogranito N346-10) e outra representativa do granitóide de Aldeia da Mata, representada por um tonalito (AM358-7). As amostras localizam-se no bordo W, menos diferenciado, do Maciço (Fig. 6.4.1). A selecção das análises pontuais foi feita após a observação dos grãos em luz reflectida e transmitida, de modo a evitar zonas de fracturas e/ou inclusões (Fig.6.4.2 e 6.4.3) e da análise de imagens de cátodo-luminescência (CL) que forneceram uma boa definição das texturas internas dos zircões (Fig. 6.4.4 e 6.4.5).

fortemente corroídos, aparentemente por dissolução parcial. No primeiro caso, o limite entre núcleo e sobrecrecimento é difícil de distinguir. Os sobrecrecimentos na maioria dos zircões têm fraca a muito fraca CL. Quando desenvolvidos em torno das terminações dos núcleos, as texturas de crescimento podem ser muito complexas, consistindo de pirâmides múltiplas ou zonas sinuosas. Nos núcleos subédricos o zonamento é mais simples e os sobrecrecimentos apresentam geralmente um re-crecimento final de um nível de zircão com zonamento simples e mais fraca CL. Se o núcleo tem uma forma simples, geralmente o sobrecrecimento consiste apenas desse estreito nível zonado. Alguns desses níveis externos têm muito fraca CL em que o zonamento não é visível (Fig. 6.4.3).

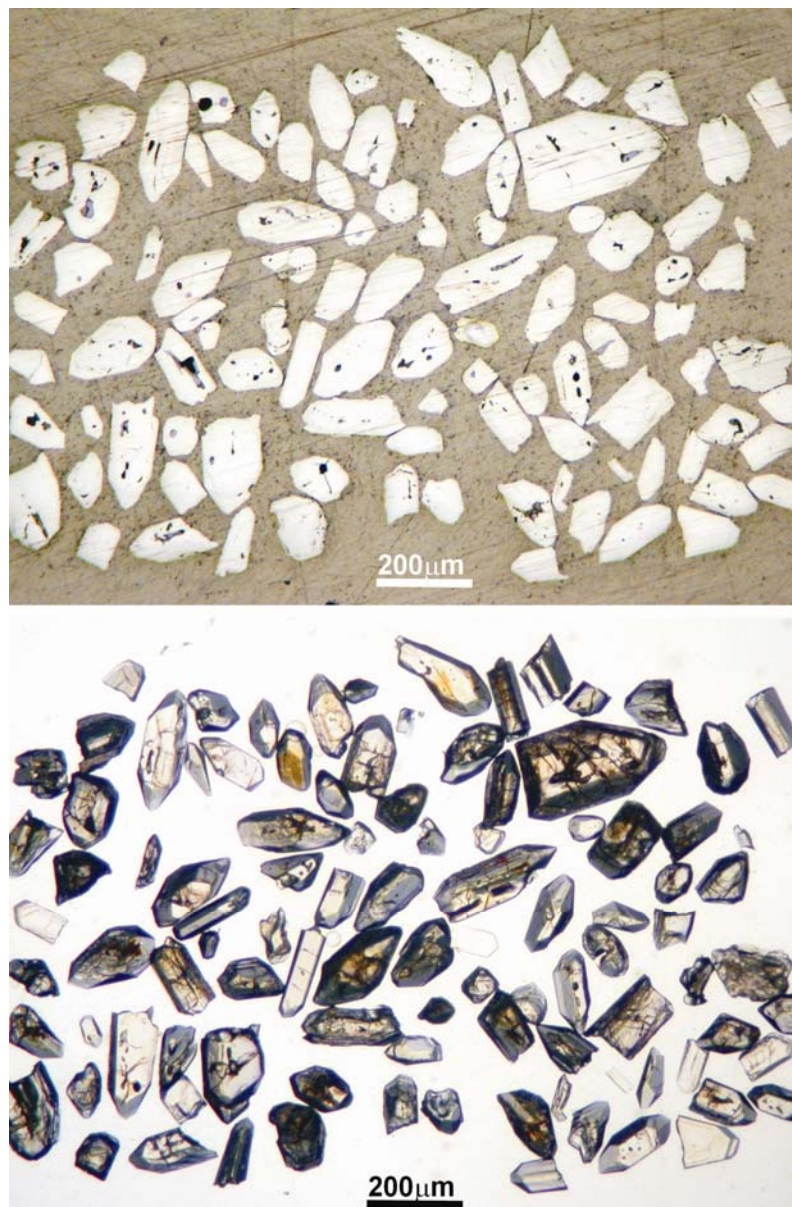


Fig. 6.4.2. Aspecto dos zircões da amostra do granito de Nisa (N 346-10/ monzogranito) em luz reflectida (foto superior) e transmitida (foto inferior) permitindo visualizar inclusões e zonas de fractura.

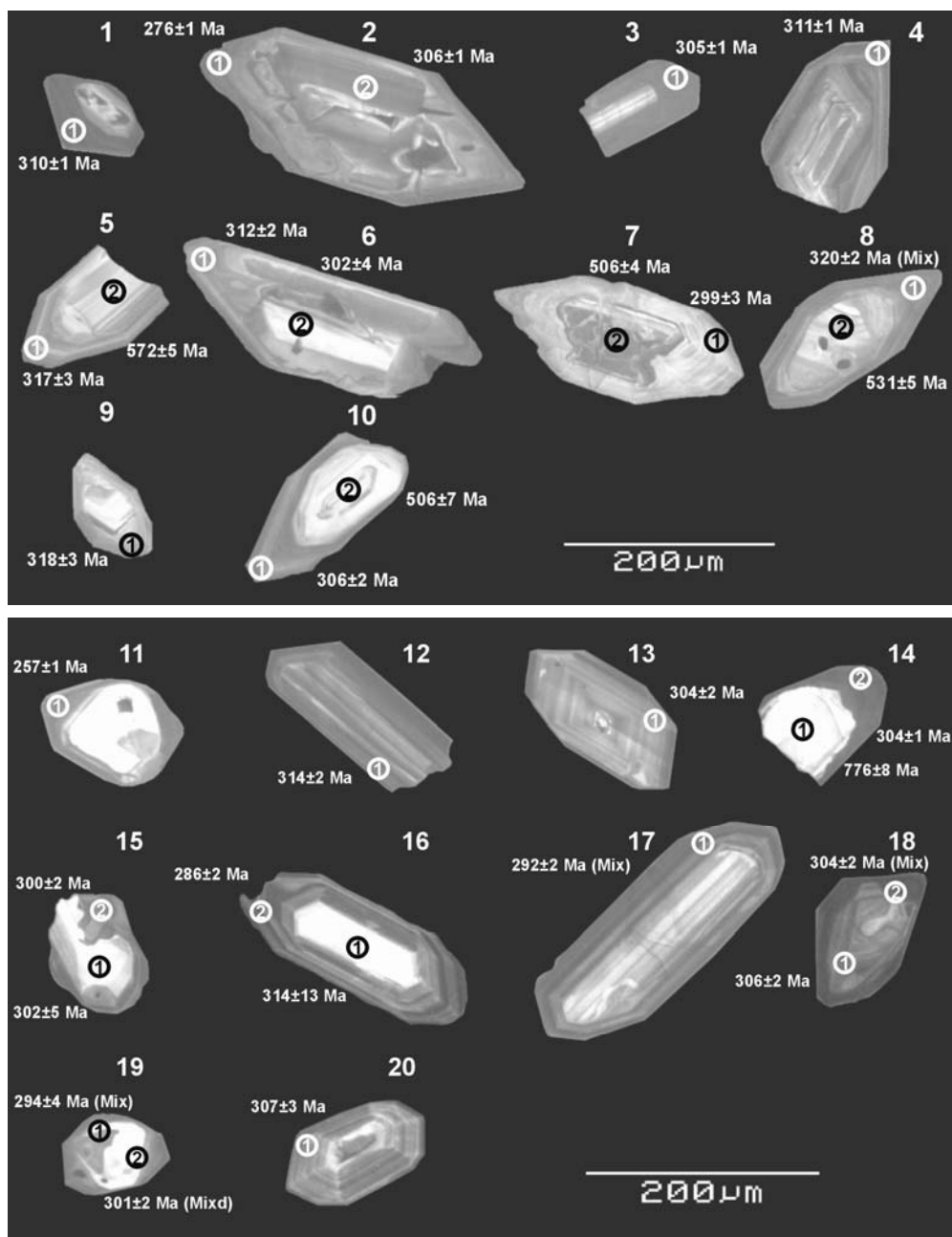


Fig. 6.4.3. Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados do granito de Nisa (monzogranito N346-10), mostrando texturas muito variadas, com indicação das idades aparentes obtidas por SHRIMP. Com base no quimismo e nas texturas foram distinguidos três gerações de zircão: i) sobrecrecimentos mais externos com elevados conteúdos em U e altos em Th/U (exemplo análise (1) dos zircões 1, 3 e 14); ii) com zonamento concêntrico que ocorrem quer como sobrecrecimentos internos quer como grãos individuais com moderados teores em U e Th/U, (exemplo grão 13, 20, 33e análise (1) do zircão 7) iii) núcleos texturalmente discordantes que representam quer zircão herdado de várias idades quer zircão com idades semelhantes aos outros dois grupos (exemplo zircão 5, 6, 7, 8, 10, 14 e 15) Notar a semelhança da relação textural entre o núcleo e bordo dos zircões 5 e 6, mas com idades dos núcleos distintas. Os núcleos têm zonamento bandado com idades de 572 Ma e 317 Ma, respectivamente, envolvidos sobrecrecimentos fortemente zonados de ca. 317-312 Ma. Exemplo semelhante pode ser visualizados no par de zircões 14 e 15.

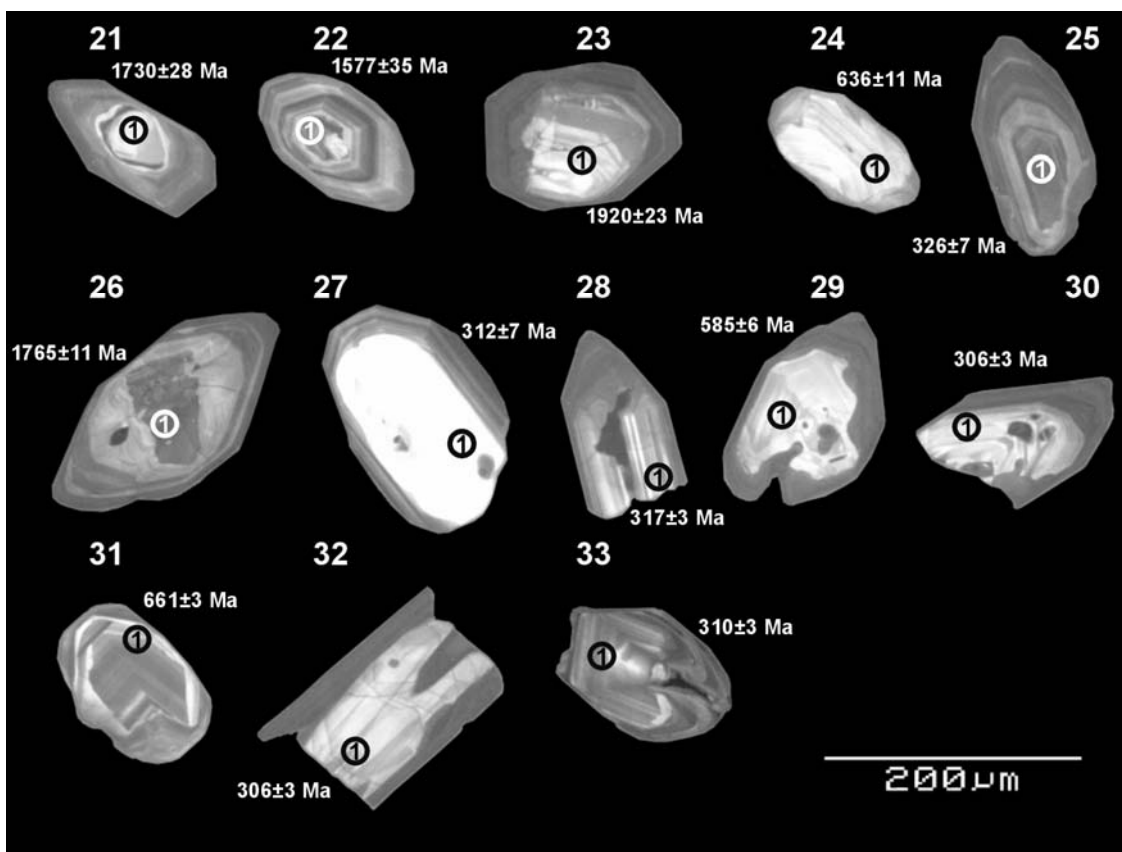


Fig. 6.4.3 cont. Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados do granito de Nisa (monzogranito N346-10), com indicação das idades aparentes obtidas por SHRIMP.

Granitóide de Aldeia da Mata (tonalito AM 358-7)

O zircão ocorre em grandes fragmentos de cristais (>300 µm), lípidos, praticamente incolores, com raras inclusões e sem zonamento visível. A maioria dos grãos está intensamente fracturada, sendo escassos os cristais que apresentam faces cristalinas óbvias, provavelmente devido em parte, à fragmentação, durante a separação mineral (Fig. 6.4.4).

Imagens de CL mostram que a maioria dos cristais têm um zonamento em bandas largas com contraste moderado a forte em CL, como é comum no zircão das rochas ígneas máficas. Alguns grãos com muito fraca CL mostram ausência ou fraco zonamento. Nenhum dos grãos apresenta descontinuidades texturais internas que possam indicar a presença de um núcleo herdado (Fig. 6.4.5).



Fig. 6.4.4. Aspecto dos zircões do granitóide de Aldeia da Mata (tonalito AM 358-7) do Maciço de Nisa, em luz reflectida (foto superior) e transmitida (foto inferior).

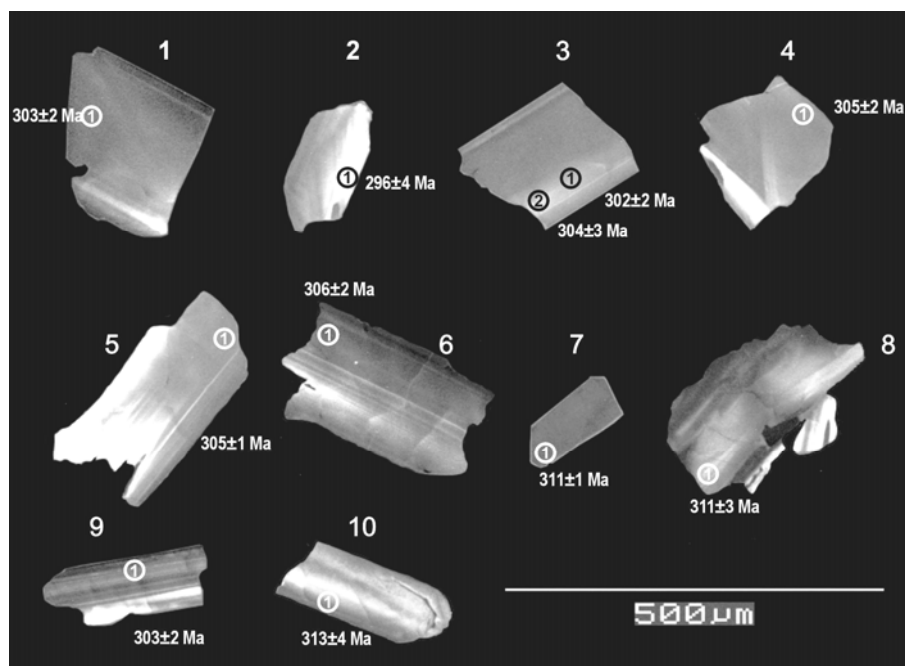


Fig. 6.4.5. Imagens de cátodo-luminescência (CL) dos zircões analisados do granitóide de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa) Tonalito 358-7, com indicação das idades aparentes obtidas por SHRIMP. O zonamento em CL é geralmente bandado, típico de rochas ígneas máficas, com alternância de zonas claras, médias a escuras, mostrando as texturas. Alguns grãos não mostram qualquer zonamento (exemplo grão 7)

6.4.3. Resultados analíticos

Granito de Nisa (monzogranito N346-10)

Como referido na introdução (6.4.1), o objectivo da sessão de SHRIMP teve duas finalidades: 1) determinar a idade da intrusão e 2) caracterizar os protólitos através dos zircões herdados. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 6.4.1 e projectados na Fig. 6.4.6. No início da sessão analítica, o alvo das análises foi focado nos sobrecrecimentos mais externos com luminescência muito fraca. Estes mostraram teores em U elevados a muito elevados (694 – 4419 ppm) e razões de Th/U (0,10–0,002) baixas a muito baixas. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram consistentemente em torno dos 300 Ma, mas muito mais dispersas do que o esperado das incertezas analíticas, indicativas, nalguns casos, de considerável perda de Pb. As análises subsequentes foram dirigidas a outras partes dos grãos, incluindo núcleos texturalmente óbvios, sobrecrecimentos mais largos com média CL, e em zircões em que a distinção do núcleo e do sobrecrecimento não estava bem definida. Muitas dessas análises deram também idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cerca de 300 Ma, igualmente mais dispersas do que o esperado das incertezas analíticas. Doze dos “núcleos” comprovaram idades muito mais antigas (506 – 2556 Ma).

Os zircões com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em torno dos 300 Ma podem amplamente ser classificados em três tipos texturais e químicos distintos: 1) sobrecrecimentos mais externos com teores elevados de U, e baixo Th/U (exemplo zircão 1 e 3); 2) zircão com zonamento concêntrico que ocorre, quer como sobrecrecimento interno, quer na totalidade do grão (grãos individuais) e com teores de U e de Th/U moderados (exemplo zircão 7, 13, 20, 33); 3) núcleos texturalmente discordantes (exemplo zircão 26, 23, 27, 31, 21, 10) Com base na análise textural (discordante), não foi possível identificar antecipadamente que os núcleos correspondessem a idades antigas ou jovens (ca. 300 Ma), como exemplificam os pares de zircões 5/6, 14/15 e 29/30 da Fig.6.4.3. Assim o cálculo das idades destes três grupos de zircão foi feito separadamente, tendo-se obtido os seguintes resultados (Figs. 6.4.6 e 6.4.7):

1) As doze análises dos sobrecrecimentos mais externos com baixo Th/U têm uma grande variação isotópica $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (MSWD = 160). As três análises mais baixas (2.1, 11.1, 16.2) revelam conteúdos em Pb comum relativamente elevados, consistentes com ganho de Pb comum e perda de Pb radiogénico. Mesmo quando estas 3 análises são omitidas dos cálculos, a dispersão continua elevada (MSWD = 10), principalmente porque as determinações individuais têm grande precisão, devido aos elevados teores de Pb radiogénico dos zircões. Embora a dispersão seja elevada, não pode ser reduzida significativamente pela omissão de análises adicionais; a distribuição das composições é bimodal não enviesada; cinco análises estão dispersas aproximadamente a 311 Ma e quatro aglomeradas a 304 Ma. (Fig. 6.4.6 e 6.4.7). As análises com Pb comum elevado não estão restringidas ao grupo de idade mais baixa. Assim a omissão das análises com mais baixo $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ não pode ser justificada. Considerando então as nove análises obtém-se uma média ponderada de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $307,4 \pm 4,0$ Ma. A incerteza elevada reflecte o excesso de dispersão (Fig. 6.4.7).

2) O zircão com zonamento concêntrico tem conteúdos em U muito mais baixos (187 – 530 ppm) e a grande maioria apresenta Th/U mais elevado (0,07-1,0) do que os sobrecrescimentos. As cinco áreas analisadas têm um intervalo de composição $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apenas ligeiramente superior ao esperado das incertezas analíticas (MSWD = 2,8). A média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ destas 5 análises dá uma idade de 305.4 ± 6.2 Ma. A incerteza reflecte a dispersão (Figs. 6.4.6 e 6.4.7).

3) As dez análises dos núcleos “jovens”, também mostram dispersão na composição $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, superior à esperada das incertezas analíticas (MSWD = 3,7), mas nenhuma têm Pb comum elevado e não há nenhum “outlier” óbvio (baixo ou elevado). Tomando essas análises obtém-se uma média de idades ponderadas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 309.0 ± 4.6 Ma, a incerteza, mais uma vez é devida à dispersão (Figs. 6.4.6 e 6.4.7).

4) Os doze núcleos mais antigos apresentam uma ampla variação de idades e de composição, consistente com a derivação de várias rochas da fonte. Os teores de U são médios a elevados (114-1453 ppm) e de Th/U moderados (0,10-1,2). Com a possível excepção de uma análise (7.2), estas composições são similares às encontradas no zircão das rochas ígneas fêlsicas. A excepção é possivelmente de origem metamórfica. Os núcleos caem amplamente em dois grupos de idades: Neoproterozóico (506-661 Ma), e Paleoproterozóico e mais antigos (1,85-2,55 Ga). Contudo, há demasiadas poucas análises para detectar aglomerados dentro destes grupos. As análises dos núcleos Neoproterozóicos são aproximadamente concordantes, (com duas excepções) e as idades mais antigas são discordantes, tornando difícil a estimação das idades originais. Não foram verificadas idades Mesoproterozóicas (Figs. 6.4.6 e 6.4.7).

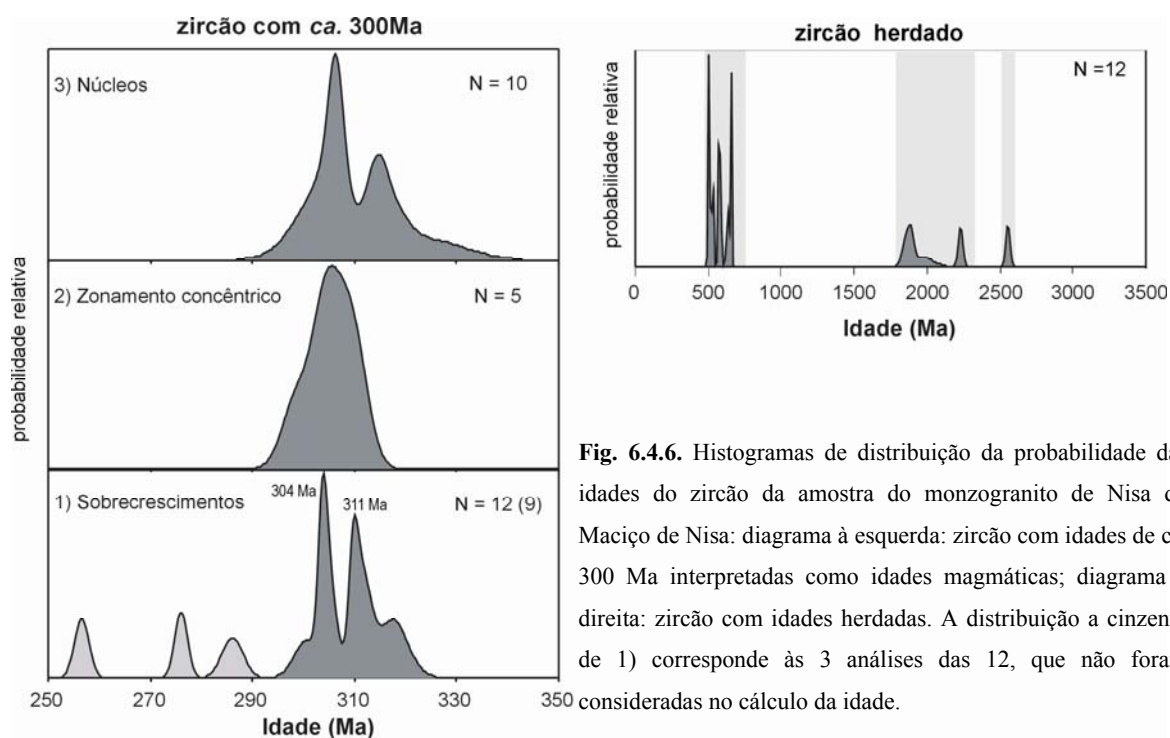


Fig. 6.4.6. Histogramas de distribuição da probabilidade das idades do zircão da amostra do monzogranito de Nisa do Maciço de Nisa: diagrama à esquerda: zircão com idades de ca. 300 Ma interpretadas como idades magmáticas; diagrama à direita: zircão com idades herdadas. A distribuição a cinzento de 1) corresponde às 3 análises das 12, que não foram consideradas no cálculo da idade.

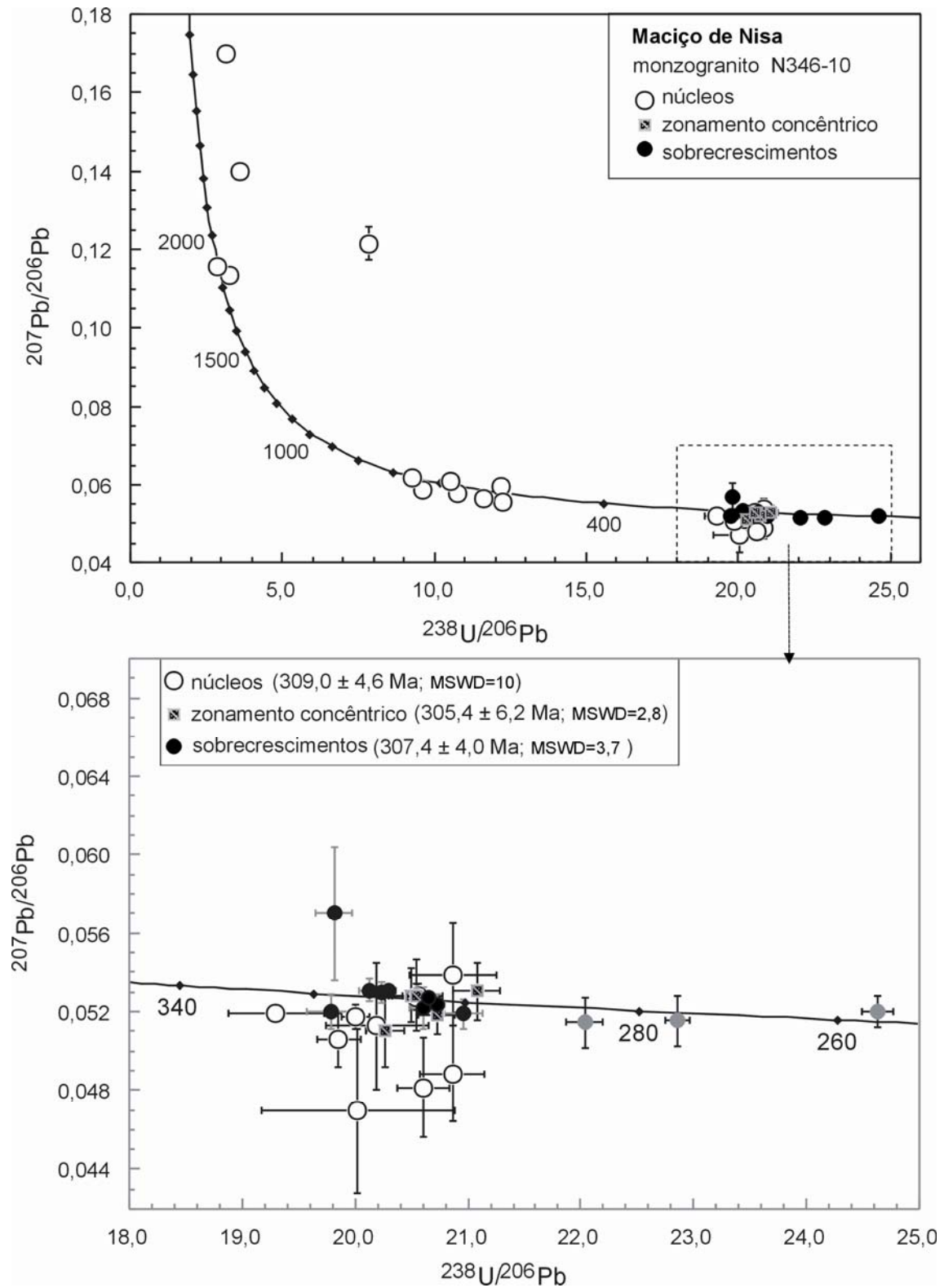


Fig. 6.4.7. Diagramas da concórdia Tera-Wasserburg, para os zircões analisados por SHRIMP do monzogranito de Nisa (Mação de Nisa). Diagrama superior: todos os dados; diagrama inferior: dados das idades mais recentes. As três análises de sobrecrescimentos com símbolos a cinzento não foram usadas no cálculo da idade (ver explicação no texto).

Tabela 6.4.1. Dados isotópicos obtidos por SHRIMP do granito de Nisa.

Grão	Spot*	Tipo	Pb* ppm	U ppm	Th ppm	204Pb ppb	206Pb	208Pb	206Pb*/ 208Pb	±	206Pb*/ 238U	±	206Pb*/ 235U	±	207Pb*/ 235U	±	207Pb*/ 206Pb	Idades aparentes (Ma)					
																		206Pb	±	206Pb/238U	±	206Pb/232U	±
26.1	DRKUZCo	532	1453	951	0.65	33	8.41E-05	8.48E-06	0.1817	0.0013	0.0874	0.0010	0.3150	0.0023	7.376	0.087	0.1699	1694	18	1765	11	2556	14
22.1	DRKUZCo	135	459	103	0.23	1	6.83E-06	1.10E-05	0.0943	0.0010	0.1160	0.0036	0.2772	0.0069	5.354	0.147	0.1401	2218	66	1577	35	2228	15
14.1	LUZCo	32	211	252	1.20	24	1.00E-03	2.59E-04	0.2429	0.0104	0.0259	0.0012	0.1278	0.0015	2.140	0.081	0.1214	517	23	776	8	1977	63
23.1	LTCZCo	44	114	68	0.59	1	1.62E-05	1.78E-05	0.1739	0.0019	0.1022	0.0020	0.3469	0.0047	5.535	0.105	0.1157	1967	37	1920	23	1892	21
21.1	LUZCo	54	170	49	0.29	3	6.20E-05	3.89E-05	0.0732	0.0027	0.0786	0.0034	0.3079	0.0057	4.813	0.118	0.1134	1530	63	1730	28	1854	25
31.1	DRKZCo	115	926	829	0.90	1	1.30E-05	6.90E-06	0.2719	0.0015	0.0328	0.0003	0.1081	0.0006	0.916	0.008	0.0615	653	5	661	3	657	13
24.1	LTCZCo	14	128	54	0.42	2	1.81E-04	7.01E-05	0.1258	0.0038	0.0310	0.0012	0.1037	0.0018	0.839	0.027	0.0586	617	23	636	11	553	56
29.1	MedBCo	16	164	77	0.47	0	2.00E-05	2.00E-05	0.1433	0.0039	0.0289	0.0009	0.0949	0.0010	0.793	0.021	0.0606	576	17	585	6	625	52
5.2	MedBCo	25	237	207	0.87	1	6.43E-05	2.74E-05	0.2702	0.0041	0.0287	0.0005	0.0928	0.0008	0.739	0.014	0.0578	571	10	572	5	520	34
8.2	MedCZCo	22	264	64	0.24	9	4.43E-04	7.99E-05	0.0727	0.0035	0.0257	0.0013	0.0858	0.0009	0.667	0.020	0.0563	514	25	531	5	466	61
10.2	LTCZCo	17	218	38	0.17	1	4.74E-05	3.89E-05	0.0510	0.0021	0.0241	0.0011	0.0817	0.0011	0.623	0.019	0.0553	481	21	506	7	425	58
7.2	DRKUZCo	95	1271	130	0.10	49	5.45E-04	4.24E-05	0.0085	0.0017	0.0068	0.0014	0.0816	0.0006	0.667	0.013	0.0593	136	28	506	4	576	37
25.1	DRKZCo	86	1826	36	0.02	3	3.55E-05	1.56E-05	0.0028	0.0007	0.0074	0.0018	0.0518	0.0011	0.371	0.009	0.0519	149	36	326	7	282	18
28.1	MedBCo	21	404	198	0.49	2	1.30E-04	7.58E-05	0.1478	0.0047	0.0151	0.0005	0.0504	0.0005	0.351	0.010	0.0506	304	10	317	3	221	63
12.1	DRK7Co	69	1453	316	0.22	3	5.39E-05	2.17E-05	0.0607	0.0012	0.0140	0.0003	0.0500	0.0003	0.356	0.005	0.0517	280	6	314	2	274	26
16.1	LUZCo	6	127	47	0.37	2	4.08E-04	1.57E-04	0.1013	0.0084	0.0138	0.0013	0.0499	0.0021	0.323	0.033	0.0470	276	26	314	13	48	197
27.1	LTCZCo	3	60	49	0.81	0	1.92E-04	1.48E-04	0.2560	0.0113	0.0156	0.0008	0.0495	0.0011	0.350	0.024	0.0513	312	16	312	7	253	151
33.1	MedCZCo	28	530	324	0.61	6	2.48E-04	9.98E-05	0.1915	0.0045	0.0155	0.0004	0.0493	0.0004	0.347	0.014	0.0511	310	8	310	3	243	89
20.1	MedSZCo	21	464	31	0.07	1	6.14E-05	5.98E-05	0.0209	0.0024	0.0150	0.0018	0.0488	0.0005	0.354	0.010	0.0528	301	35	307	3	321	59
2.2	DRKCo	70	1358	794	0.59	1	1.44E-05	6.22E-06	0.1835	0.0021	0.0153	0.0002	0.0487	0.0002	0.354	0.005	0.0527	306	4	306	1	317	28
30.1	MedCZCo	11	187	187	1.00	0	2.00E-05	2.00E-05	0.3224	0.0054	0.0157	0.0003	0.0487	0.0005	0.355	0.013	0.0528	316	6	306	3	321	82
18.1	MedSZCo	38	848	13	0.02	1	1.42E-05	1.08E-05	0.0953	0.0005	0.0164	0.0017	0.0487	0.0003	0.354	0.005	0.0528	330	34	306	2	319	27
32.1	LBCo	11	225	75	0.33	3	3.44E-04	1.51E-04	0.0995	0.0065	0.0145	0.0010	0.0485	0.0005	0.322	0.018	0.0481	290	19	306	3	106	120
13.1	MedCZCo	18	378	152	0.40	0	2.36E-05	1.87E-05	0.1263	0.0027	0.0152	0.0004	0.0483	0.0004	0.345	0.007	0.0518	304	7	304	2	276	43
15.1	LUZCo	8	157	47	0.30	0	2.00E-05	2.00E-05	0.1062	0.0038	0.0170	0.0007	0.0479	0.0009	0.356	0.019	0.0539	341	14	302	5	366	113
6.2	LBCo	6	129	46	0.36	1	2.11E-04	1.31E-04	0.1080	0.0079	0.0143	0.0011	0.0479	0.0007	0.323	0.017	0.0488	287	21	302	4	140	120
3.1	BRKUZCo	201	4419	9	0.00	2	8.61E-06	3.24E-06	0.0006	0.0001	0.0134	0.0033	0.0487	0.0002	0.352	0.002	0.0527	288	66	305	1	302	10
1.1	BRKUZCo	188	4085	15	0.00	1	6.90E-06	2.78E-06	0.0009	0.0001	0.0128	0.0017	0.0493	0.0001	0.360	0.002	0.0530	258	34	310	1	330	9
14.2	BRKUZCo	112	2563	111	0.04	10	9.56E-05	2.64E-05	0.0022	0.0011	0.0024	0.0012	0.0482	0.0001	0.348	0.004	0.0523	49	24	304	1	300	23
11.1	DRKUZCo	83	2090	140	0.07	106	1.32E-03	7.52E-05	0.0019	0.0030	0.0013	0.0020	0.0438	0.0002	0.311	0.008	0.0515	25	40	276	1	284	57
2.1	DRKUZCo	53	1428	140	0.10	13	2.62E-04	4.24E-05	0.0088	0.0017	0.0037	0.0007	0.0406	0.0002	0.291	0.005	0.0520	74	14	257	1	284	35
4.1	DRKUZCo	64	1412	44	0.03	2	2.96E-05	1.07E-05	0.0087	0.0005	0.0138	0.0008	0.0494	0.0002	0.361	0.004	0.0529	276	16	311	1	326	23
10.1	DRKUZCo	62	1396	83	0.06	39	6.61E-04	6.27E-05	0.0064	0.0025	0.0052	0.0020	0.0485	0.0003	0.349	0.008	0.0521	104	41	306	2	292	47
6.1	MedSZCo	51	1133	23	0.02	1	1.42E-05	1.48E-05	0.0068	0.0007	0.0168	0.0016	0.0497	0.0003	0.364	0.005	0.0531	337	32	312	2	333	25
16.2	DRKUZCo	45	1086	48	0.04	17	4.03E-04	6.89E-05	0.0102	0.0028	0.0105	0.0029	0.0454	0.0003	0.322	0.009	0.0514	212	58	286	2	260	57
5.1	MedSZCo	43	919	51	0.06	99	2.39E-03	1.82E-04	0.0232	0.0073	0.0211	0.0067	0.0505	0.0004	0.397	0.024	0.0570	423	132	317	3	491	136
15.2	DRKUZCo	35	803	9	0.01	1	2.23E-05	1.59E-05	0.0038	0.0007	0.0155	0.0027	0.0477	0.0004	0.341	0.006	0.0519	311	54	300	2	280	33
9.1	MedUZCo	32	694	42	0.06	2	5.86E-05	3.37E-05	0.0182	0.0014	0.0151	0.0012	0.0505	0.0005	0.362	0.007	0.0520	303	24	318	3	285	38
7.1	MedSZCo	21	470	53	0.11	6	3.10E-04	6.90E-05	0.0185	0.0030	0.0077	0.0013	0.0474	0.0005	0.347	0.010	0.0530	156	25	299	3	329	62
8.1	Mixed	119	2571	40	0.02	4	3.96E-05	1.08E-05	0.0045	0.0005	0.0145	0.0016	0.0509	0.0004	0.369	0.004	0.0527	290	31	320	2	314	19
18.2	Mixed	58	1331	23	0.02	3	4.96E-05	1.64E-05	0.0044	0.0007	0.0119	0.0019	0.0483	0.0003	0.348	0.004	0.0522	240	37	304	2	292	22
17.1	Mixed	35	827	88	0.11	21	6.47E-04	1.02E-04	0.0254	0.0042	0.0111	0.0019	0.0463	0.0004	0.337	0.012	0.0527	223	317	292	2	317	78
19.2	Mixed	24	563	18	0.03	2	1.03E-04	4.48E-05	0.0092	0.0018	0.0141	0.0027	0.0477	0.0003	0.334	0.007	0.0507	283	55	301	2	227	44
19.1	Mixed	14	318	34	0.11	4	2.93E-04	1.69E-04	0.0273	0.0069	0.0118	0.0030	0.0466	0.0007	0.350	0.020	0.0545	236	59	294	4	392	121

* Radiogênico, corrigido para Pb comum usando o ²⁰⁸Pb
 incoerências analíticas is
 Códigos de tipos de zircão
 Catodoluminescência: L1 - clara, Med - média, DRK - escura, Etk - ausente
 Zonamento: S - forte, W - fraco, C - concêntrico, B - bandado, U - sem zonamento
 Localização: Co - núcleo, O'ghn - "overgrowth" (sobrecrescimento), Mix - transição dos limites texturais

Granitóide de Aldeia da Mata (tonalito AM 358-7)

Foram analisadas onze áreas, a maioria, próximas do bordo, em dez grãos de zircão representativos do tonalito. Os dados obtidos são dados na Tabela 4.6.2 e projectados na Fig. 6.4.8. Os zircões apresentam conteúdos em U (187 – 2683 ppm) e Th (115-3294 ppm) muito variáveis e moderadas a altas razões Th/U (0,48 – 1,81).

As composições isotópicas dos zircões são aproximadamente concordantes, num intervalo limitado, mas os valores de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ estão mais dispersos do que o esperado das incertezas analíticas (296-313 Ma). Omitindo a análise com mais baixo $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (2.1 da Tabela 6.4.2), assumindo perda de Pb, reduz a dispersão, mas não a elimina (MSWD = 2,4). Contudo, não se verifica mais nenhum “outlier” evidente. Considerando as dez restantes análises obtém-se uma média ponderada de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $306,2 \pm 3,0$ Ma. A incerteza é devida ao excesso de dispersão acrescida de 0,3% de incerteza na calibração de Pb/U.

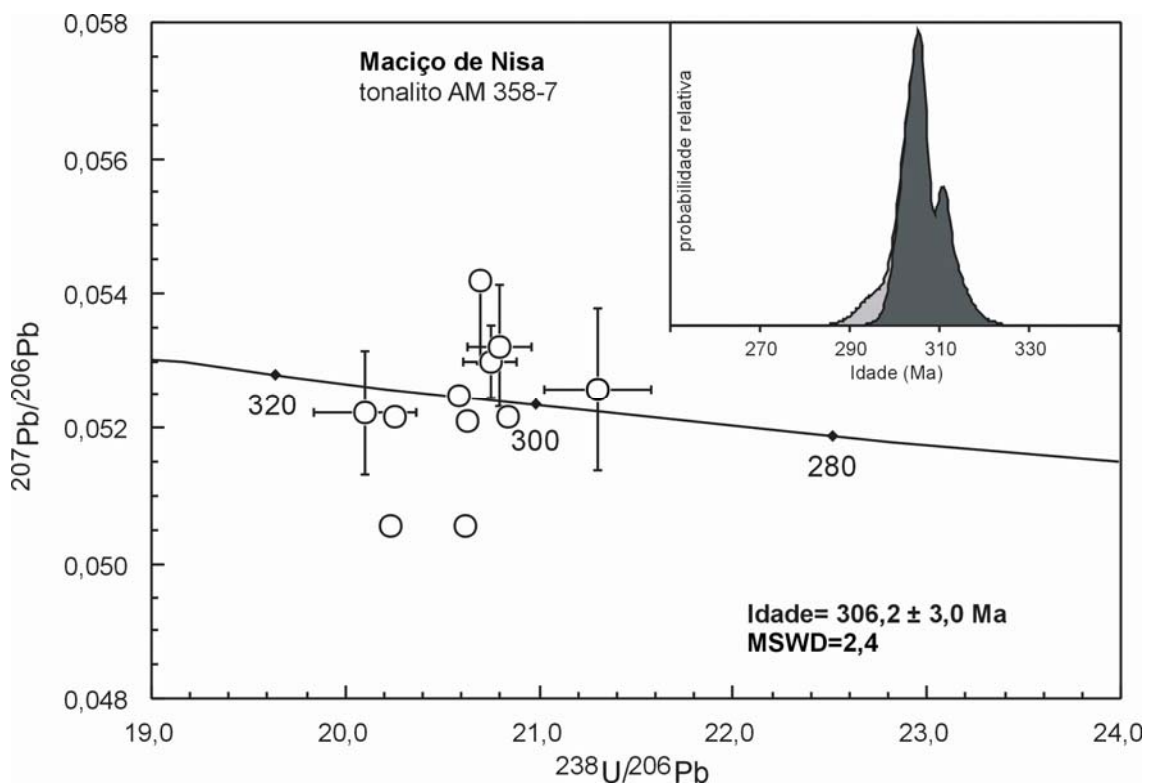


Fig. 6.4.8. Diagrama da concórdia Tera-Wasserburg, para os zircões analisados por SHRIMP do granitóide de Aldeia da Mata (tonalito) do Maciço de Nisa.

Tabela 6.4.2. Dados isotópicos obtidos por SHRIMP dos granitóides de Aldeia da Mata.

Grão	Pb* ppm	U ppm	Th ppm	$\frac{^{204}\text{Pb}}{\text{ppb}}$	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}}$	\pm	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Th}}$	\pm	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	\pm	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	\pm	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}}$	\pm	$\frac{\text{Pb}^{208}/\text{U}^{232}}$	\pm	$\frac{\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}}$	\pm	$\frac{\text{Pb}^{207}/\text{Pb}}$	\pm			
Tonilho AM 358-7																								
10.1	LIB	34	590	523	0,89	0	9,30E-07	1,06E-06	0,2745	0,0033	0,0154	0,0003	0,0498	0,0007	0,358	0,008	0,0522	0,0009	309	6	313	4	296	41
8.1	MedB	19	383	185	0,48	3	1,63E-04	6,30E-05	0,1465	0,0034	0,0150	0,0004	0,0494	0,0005	0,345	0,011	0,0506	0,0014	301	8	311	3	221	67
7.1	DKUZ	163	2683	3294	1,23	3	2,35E-05	9,35E-06	0,3724	0,0020	0,0150	0,0001	0,0494	0,0002	0,355	0,003	0,0522	0,0004	300	2	311	1	293	15
6.1	MedB	65	1057	1414	1,34	1	2,00E-05	2,00E-05	0,4112	0,0029	0,0149	0,0002	0,0486	0,0003	0,351	0,005	0,0525	0,0006	299	3	306	2	307	28
5.1	DKUZ	73	1097	1987	1,81	1	2,23E-05	1,34E-05	0,5502	0,0034	0,0147	0,0001	0,0485	0,0002	0,338	0,004	0,0506	0,0005	296	2	305	1	221	21
4.1	DKUZ	61	972	1442	1,48	2	5,11E-05	2,33E-05	0,4459	0,0030	0,0146	0,0001	0,0485	0,0003	0,348	0,005	0,0521	0,0007	292	3	305	2	289	31
3.2	MedB	15	268	253	0,95	0	2,00E-05	2,00E-05	0,2950	0,0040	0,0151	0,0003	0,0483	0,0006	0,361	0,010	0,0542	0,0012	302	6	304	3	379	52
1.1	DKUZ	67	1015	1777	1,75	0	8,03E-06	7,07E-06	0,5252	0,0044	0,0145	0,0002	0,0482	0,0003	0,352	0,005	0,0530	0,0005	290	3	303	2	328	23
9.1	DKB	34	611	592	0,97	1	2,43E-05	1,29E-05	0,3060	0,0042	0,0152	0,0003	0,0481	0,0004	0,353	0,007	0,0532	0,0009	305	5	303	2	338	39
3.1	MedB	26	460	499	1,08	1	3,91E-05	3,01E-05	0,3355	0,0057	0,0149	0,0003	0,0480	0,0004	0,345	0,007	0,0522	0,0010	298	6	302	2	293	42
2.1	LIB	9	187	115	0,62	1	7,06E-05	4,35E-05	0,1862	0,0040	0,0142	0,0004	0,0469	0,0006	0,340	0,009	0,0526	0,0012	285	7	296	4	311	53

* Radiogénico, corrigido para Pb comum usando o ^{206}Pb incertezas analíticas 1s

Códigos de tipos de zircão Catodoluminiscência: Lt - clara, Med - média, Dik - escura, Blik - ausente

Zonamento: S - forte, W - fraco, C - concêntrico, B - bandado, U - sem zonamento

Localização: Co - núcleo, O'gth - "overgrowth" (sobrecrescimento), Mix - transição dos limites texturais

6.4.4. Discussão dos resultados

Granito de Nisa (monzogranito N346-10)

As texturas zonadas do zircão do monzogranito com núcleos herdados são típicas de rochas crustais (e.g. Corfu, et al., 2003). Apesar dos contrastes na composição química e texturas das 3 gerações de zircão mais recentes 1) zircão com elevado U e baixo Th/U dos sobrecrescimentos mais externos; 2) zircão com U e Th/U moderado com zonamento concêntrico e 3) núcleos texturalmente discordantes, todos têm idades que são mutuamente indistinguíveis, $307,0 \pm 4,0$ Ma, $305,4 \pm 6,2$ Ma e $309,0 \pm 4,6$ Ma, respectivamente (Fig. 6.4.7).

Conquanto que os zircões com zonamento concêntrico e os sobrecrescimentos mais externos representam diferentes estádios do crescimento magmático dos cristais, os núcleos que são texturalmente distintos, representam um estado mais precoce de cristalização. Duas hipóteses podem ser encaradas para explicar estes padrões: 1) Ou o protólito do monzogranito contém zircões de idade ligeiramente mais antiga que o próprio monzogranito, ou, 2) o zircão cristalizou em dois estádios de crescimento, separado por um período de subsaturação do zircão (dissolução). No contexto geológico regional a primeira hipótese parece ser irrealista. A segunda hipótese, mais plausível, seria viável, caso o magma fosse re-aquecido logo após o arrefecimento ao ponto de saturação do zircão. Esta hipótese é consistente com as características de dissolução evidentes em alguns dos núcleos quer nos zircões antigos (herdados) quer nos zircões “recentes”.

A intrusão de rochas mais máficas (tonalitos e granodioritos de Aldeia da Mata), dentro do granitóide dominante do qual faz parte o monzogranito, poderá ter sido responsável por esta dissolução, proporcionando mais calor. Também os dados das plagioclases deste granito, com núcleos fortemente zonados e fracturados e com uma transição brusca para os bordos relativamente límpidos (Solá et al, 1998b) evidenciam distúrbios físicos e químicos na sua cristalização. Os dados dos zircões e das plagioclases, sugerem, assim, uma evolução complexa, para a cristalização do granito de Nisa, ie, variações térmicas e químicas apreciáveis, durante a intrusão/cristalização do Maciço.

O contraste da composição química entre a geração de zircão com zonamento concêntrico e do zircão dos sobrecrescimentos mais tardios é muito marcado. O último têm teores de U muito mais elevado e mais baixo Th/U do que o primeiro. Isto implica que a cristalização do zircão terá ocorrido em ambientes químicos diferentes, o primeiro num ambiente típico de rochas ígneas félsicas a intermédias e o segundo com composições típicas de rochas metamórficas de alto grau ou de rochas com baixos graus de fusão parcial na presença de uma fase mineral rica em Th, como a monazite (Fig. 6.4.9). O monzogranito é peraluminoso e rico em monazite. Assim, os sobrecrescimentos tardios, que são encontrados em praticamente todos os grãos de zircão podem ser interpretados como fases que precipitaram durante a fusão do magma.

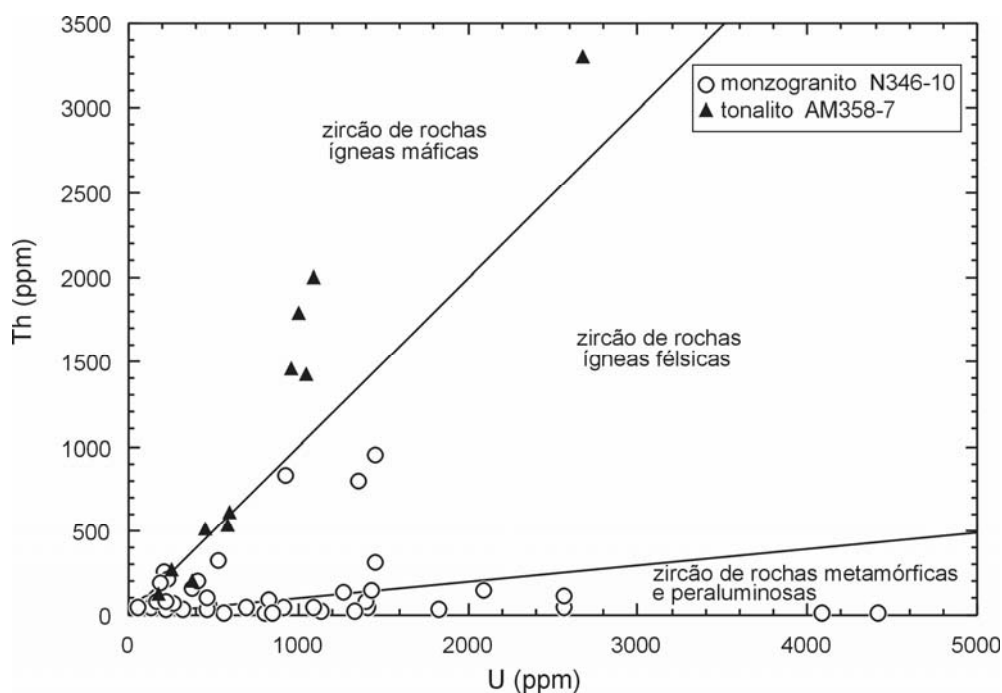


Fig. 6.4.9. Diagrama Th versus U das análises obtidas por SHRIMP, mostrando a variação das composições dos zircões dos granitoides de Aldeia da Mata (tonalito) e de Nisa (monzogranito). Os primeiros apresentam uma composição claramente distinta, típica dos zircões de rochas ígneas máficas, com razões Th/ U relativamente mais elevadas, confirmando que derivam de protólitos distintos.

O contraste químico entre os sobrecrescimentos tardios e as restantes zonas reflecte possivelmente que o magma ficou saturado em monazite num estágio final e fraccionou nessa fase. Além disso, a diminuição da razão Th/U, pode também resultar de um aumento adicional do conteúdo em U, nos fundidos finais, devido à forte partição do U com as fases hidrotermais aquosas coexistentes com os magmas peraluminosos (e.g. Simmons, 1984). Segundo Simmons, (1984), magmas com elevados limites de saturação do zircão produzem zircões com teores de U relativamente constantes, enquanto que nos magmas com baixos limites de saturação do zircão, o conteúdo em U é variável mas mais elevado. Segundo o mesmo autor valores de $U_{\text{zircão}}/Zr_{\text{rocha total}}$ de 30-40, nos granitos peraluminosos (como exemplo, o granito associado ao depósito de U de Midnite Mine, Washington) são consistentes com a existência de fluidos muito evoluídos e ricos em U, associados com a cristalização do granito. No presente caso, o monzogranito têm 137 ppm de Zr e alguns dos sobrecrescimentos mais externos têm ca. 4000 ppm, sendo a razão U zircão/Zr rocha total ca. 30, podendo ser indicativo de um enriquecimento de U nos estádios finais de cristalização. Tal como referido no Cap.2.1. existem várias ocorrências de mineralizações de U relacionadas com o Maciço de Nisa. A principal ocorre na auréola de metamorfismo de contacto, a N e sua associação paragenética de pecheblenda-calcopirite sugere um depósito hidrotermal origem profunda hipozonal (e.g. Pilar, 1966; Coteló Neiva, 2003). No interior do Maciço, no granito de Nisa, existem também ocorrências de U interpretadas como resultado de uma mineralização epitermal após uma mineralização mesotermal precedente (Coteló Neiva, 2003). Estes

factos apoiam também um enriquecimento de U, através dos últimos estágios da cristalização do granito de Nisa.

Em alternativa, os últimos sobrecrescimentos poderiam também representar a cristalização do zircão durante um evento térmico (mas que não está identificado na área) e/ou de um fluido após a intrusão do granito de Nisa, o que poderá ser possível.

A análise das idades dos zircões herdados mostra que se enquadram em dois grupos de idades (diagrama superior da Fig. 6.4.7): idades entre os 506–661 Ma (Neoproterozóico), próximas da concórdia e idades entre 1,85–2,55 Ga (Paleoproterozóico e mais antigas) sendo a maioria discordantes. Embora os dados sejam escassos, verifica-se uma clara ausência de idades Mesoproterozóicas nos protólitos do granito de Nisa, tal como verificado para os zircões herdados dos vulcanoclastitos da Formação de Urra (Solá et. al., 2006) em que foi sugerido um protólito com afinidades do Cratão W africano – afinidade com a ZOM?). Contudo, zircões Mesoproterozóicos que testemunham o evento Grenvilliano, ca. 1 Ga foram observados nos granitos Maciço de Portalegre, no mesmo contexto geodinâmico (Fig. 6.4.10 e Cap. 4.4).

De acordo com os dados de zircões herdados disponíveis da ZCI para os metassedimentos do CXG, um provável protólito do Maciço de Nisa (Menéndez, 1998) verifica-se que os metassedimentos de alto grau metamórfico associados aos complexos anatéticos também não possuem idades Grenvillianas (Bea et al. 2003) (Fig. 6.4.11).

Assim a ausência dos eventos Grenvilliano nos protólitos do Maciço de Nisa, pode não ter significado geodinâmico e estar relacionada apenas com um protólito distinto que não registou essas idades.

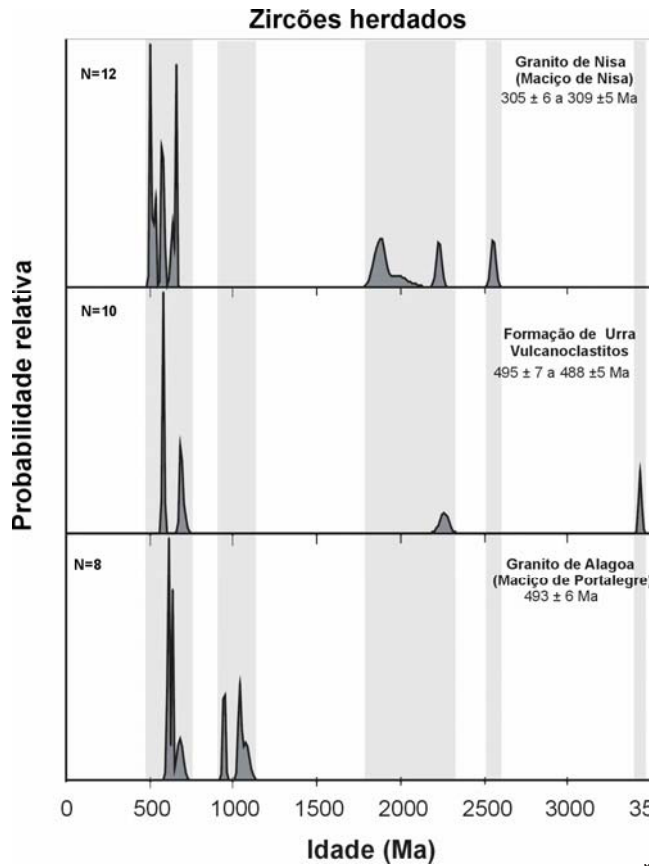
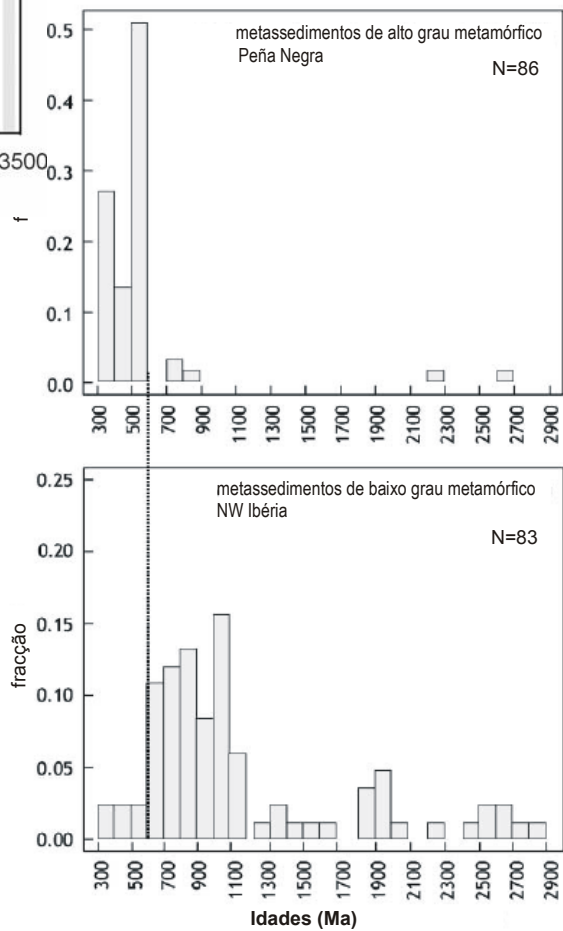


Fig. 6.4.10. Comparação dos histogramas de distribuição da probabilidade das idades do zircão herdados no Maciço de Nisa com os magmatitos de idade ordovícica vulcanoclastitos da Formação de Urro e granitos do Maciço de Portalegre. Notar a ausência de zircões com idades Mesoproterozóicas no Maciço de Nisa, à semelhança do que se verifica nos vulcanoclastitos da Formação de Urro e ao contrário do que se verifica no Maciço de Portalegre.

Fig. 6.4.11. Padrões de idades dos metassedimentos de alto grau metamórfico associados aos complexos anatéticos (Bea et al., 2003) versus metassedimentos de baixo grau metamórfico (Fernández-Suárez et al., 2000) da ZCI. Notar a ausência de idades Mesoproterozóicas e a escassez de idades superiores a 600 Ma nos primeiros, sugerindo que os metassedimentos de alto grau metamórfico, provêm de uma fonte diferente dos metassedimentos de baixo grau metamórfico (Bea, et. al., 2003).



Adapt. Bea et al., 2003

Granitóide de Aldeia da Mata (tonalito AM 358-7)

A idade obtida para o zircão do tonalito de $306,2 \pm 3,0$ Ma, considerando as incertezas analíticas, sobrepõe-se às idades das três gerações do zircão do monzogranito ($307,4 \pm 4,0$; $305,4 \pm 6,2$; $309,0 \pm 4,6$ Ma), o que é suportado pelas relações de campo entre os dois granitóides. Contudo, em alguns afloramentos, e através da anisotropia da susceptibilidade magnética, os granitóides do alinhamento interno de que faz parte o tonalito parecem ser ligeiramente mais recentes (e.g. Solá et al., 1997; 1998a; Menendez, 1998).

Os zircões do tonalito de Aldeia da Mata mostram padrões texturais bandados, muito mais uniformes do que zircões do monzogranito e não foram verificados núcleos herdados como é frequente nos zircões das rochas ígneas máficas devido às elevadas temperaturas de cristalização. Além disso a razão Th/U é próxima da unidade e conseqüentemente geralmente mais elevada do que aquela razão no zircão do monzogranito (Fig. 6.4.9).

Assim os dados do zircão do tonalito comprovam um protólito distinto dos magmas dos granitóides de Aldeia Mata relativamente ao protólito do granito de Nisa que é suportado por valores distintos de $\delta^{18}\text{O}$ de 8,94‰ para o tonalito e de 10,97-11,05‰ para o monzogranito (Cap. 6.5). Assim este último, terá resultado da fusão parcial de materiais metassedimentares, com zircão residual de várias idades (CXG ou formações da ZOM?), enquanto que o tonalito derivou de um protólito ígneo que poderá corresponder a: 1) um magma de origem mantélica, eventualmente acompanhado de assimilação crustal, ou, 2) resultar da fusão de níveis mais refractários (níveis ou diques de rochas básicas) incluídos na pilha metassedimentar que originou o granito de Nisa.

No primeiro caso o magma de origem mantélica poderá ter proporcionado o calor necessário para a fusão parcial dos materiais supra-crustais (metassedimentares e/ou meta-ígneos félsicos) durante o evento da orogenia Varisca (e.g. Hart & Allègre, 1980). No segundo caso a fusão dessas rochas mais refractárias poderia ter ocorrido imediatamente após, provavelmente durante a cristalização dos núcleos de zircão com ca. 309 Ma do monzogranito de Nisa. Em ambos os modelos, este líquido mais máfico, e de maiores temperaturas, seria o responsável pelas texturas da dissolução preservadas dentro dos cristais do zircão do monzogranito. Como o zircão é mais solúvel em magmas máficos, não foi preservado como núcleos herdados no tonalito.

6.4.5. Conclusões do estudo dos zircões

1. Os dados dos zircões suportam protólitos distintos para ambos os granitóides, ígneos de natureza máfica para os granitóides de Aldeia da Mata e crustais para o granito de Nisa.

2. Em geral, os grãos de zircão do monzogranito de Nisa, são zonados com núcleos bem desenvolvidos e sobrecrescimentos nos bordos. Com base no quimismo e nas texturas foram distinguidos três tipos de zircão:

- i) com elevados conteúdos em U e altos em Th/U dos sobrecrescimentos mais externos com $305,4 \pm 6,2$ Ma;
- ii) com moderados teores em U e Th/U, com zonamento concêntrico que ocorrem quer como sobrecrescimentos internos quer como grãos individuais com $307,4 \pm 4,0$ Ma;
- iii) núcleos texturalmente discordantes que representam zircão herdado de várias idades e zircão jovem com $309,0 \pm 4,6$ Ma. Esta idade presente, em vários núcleos, será considerada a idade da geração do granito de Nisa.

A sobreposição das idades das três gerações de zircão jovem do granito de Nisa indica modificações químicas e térmicas ocorridas durante a cristalização/intrusão do plutão.

3. Os grãos de zircão do tonalito de Aldeia da Mata, apresentam zonamento bandado, típico de rochas ígneas máficas e não apresentam núcleos herdados. A idade U-Pb obtida para a cristalização desta rocha foi de $306,2 \pm 3,0$ Ma, semelhante à idade do granito envolvente; indicando que a intrusão dos dois granitóides foi contemporânea.

4. Os padrões texturais discordantes entre os núcleos e o zonamento concêntrico dos cristais de zircão indicam que este cresceu no monzogranito em dois estádios, separados por um período de subsaturação de zircão, provavelmente devido a um aumento da temperatura. Uma hipótese a considerar, é que na pilha metassedimentar que originou o granito de Nisa, existissem níveis ou diques de rochas básicas mais refractárias, que um pouco mais tarde, também fundiram e originaram os tonalitos e granodioritos de Aldeia da Mata. Este novo magma de maior temperatura terá sido o responsável pelas texturas de dissolução do zircão.

5. Verifica-se um grande contraste químico entre os zircões com zonamento concêntrico e os dos sobrecrescimentos mais externos. A razão Th/U dos últimos é quase sempre 10x superior à dos primeiros. Estes factos são compatíveis com a saturação da monazite nos estádios finais de cristalização e/ou poderiam representar o envolvimento de uma fase fluida rica em U, logo após a intrusão do granito de Nisa.

6. As idades obtidas nos núcleos herdados dos zircões do granito de Nisa, indicam que o protólito possui essencialmente dois componentes de idades: Neoproterozóicas (506-661 Ma, idades concordantes) e Paleoproterozóicas e mais antigas (1,85-2,55 Ga, sendo a maioria idades discordantes). Não foram detectadas idades dos eventos Mesoproterozóicos, o que pode sugerir um protólito de afinidade com o cratão W africano (ZOM?) ou estar relacionado com a natureza do protólito CXG?, de afinidade com a ZCI, onde ocorrem níveis de metassedimentos de alto grau metamórfico sem essas idades.

6.5. Geoquímica Isotópica de Rocha Total

6.5.1. Isótopos de Oxigénio

As composições isotópicas de oxigénio contribuem para a distinção do tipo de protólito de que derivam os granitos, sendo geralmente aceite que valores de $\delta^{18}\text{O} < +10\text{‰}$, são representativos de granitos derivados de protólitos ígneos (tipo I de Chappell & White, 1974) e $\delta^{18}\text{O} > +10\text{‰}$, característicos de granitos derivados de protólitos sedimentares (tipo S de Chappell & White, 1974). Contudo, no caso de os granitos derivarem de uma mistura de protólitos (ígneos e sedimentares), a sua distinção apenas, através dos isótopos de oxigénio, torna-se mais complexa, sendo necessário integrar outros os dados como por exemplo, os isótopos radiogénicos (e.g., Faure, 1986).

Os isótopos de oxigénio foram determinados em onze amostras representativas do Maciço de Nisa e são apresentados na Tabela 6.5.1 e nas Figs. 6.5.1.

Verifica-se que o grupo formado pelos granitos de Nisa, Quareleiros e Gáfete possuem sempre $\delta^{18}\text{O} > +10\text{‰}$, com valores que se sobrepõem, compatíveis com protólitos supracrustais (metassedimentar e/ou metaígneo félsico), de composição equivalente. Em oposição, os granitóides de Aldeia da Mata e Pinheiral (Alpalhão), apresentam menores valores de $\delta^{18}\text{O}$, do que o grupo anterior, compatíveis com protólitos mais profundos de natureza ígnea. Não há distinção nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ destes dois granitóides sugerindo que derivaram de protólitos com composição equivalente.

O granito de Nisa, com o maior intervalo de composição (70,73-76,02% SiO_2) apresenta composições de $\delta^{18}\text{O}$ bastante mais restritas (10,97-11,63 ‰), comparativamente aos granitóides do alinhamento interno com (com excepção do granito de Gáfete, que também apresenta um intervalo restrito de $\delta^{18}\text{O}$). (Tabela 6.5.2 e Figs. 6.5.1).

Tabela 6.5.1. Resultados dos isótopos de oxigénio para os granitóides seleccionados do Maciço de Nisa.

Maciço de Nisa	amostra		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	% SiO_2
granito de Nisa	358-12	monzogranito	11,10	70,73
	334-41	monzogranito	10,97	72,56
	335-2	sienogranito	11,63	76,02
granitóide de Aldeia da Mata	358-5	tonalito	8,94	60,63
	346-24	granodiorito	10,12	63,79
granito de Quareleiros	335-43	monzogranito	11,11	70,70
	335-7	sienogranito	11,99	73,05
granito de Gáfete	346-25	sienogranito	11,46	73,40
	335-9	sienogranito	11,99	73,90
granitóide de Pinheiral (Alpalhão)	334-4	granodiorito	8,89	70,87
	334-17	monzogranito	10,19	71,28

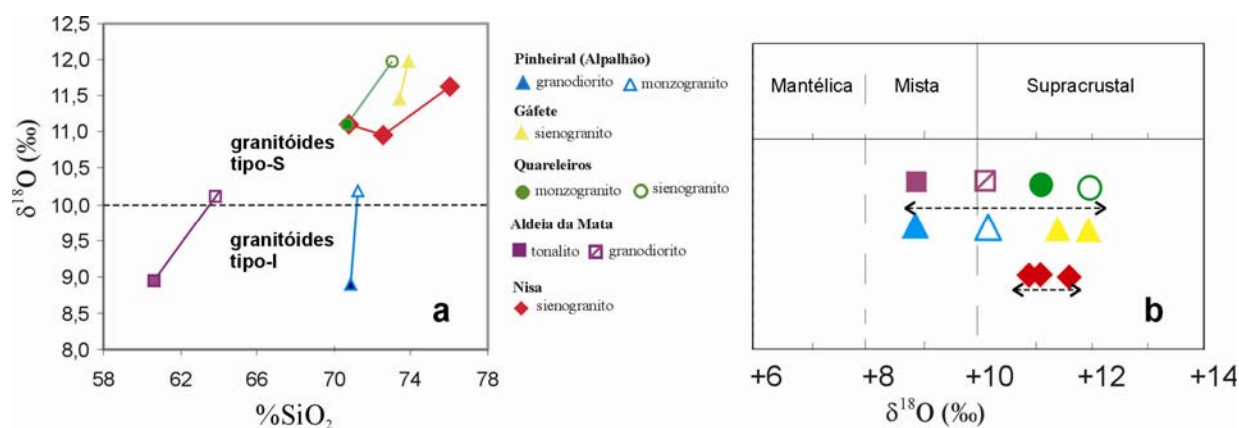


Fig. 6.5.1. a) Variação do $\delta^{18}\text{O}$ em função da SiO_2 nos granitóides do Maciço de Nisa; **b)** Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o Maciço de Nisa nos intervalos de $\delta^{18}\text{O}$ conhecidos de granitóides derivados de vários tipos de fontes (Taylor, 1968, 1978 in Whalen et al., 2006).

6.5.1. Isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd

As determinações de isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd foram obtidas por Menéndez (1998) para os granitóides Nisa, Gáfete e Pinheiral (Alpalhão) que considerou uma idade de cristalização de 300 Ma (Tabelas 6.5.2 e 6.5.3). Neste trabalho, as razões iniciais de Sr e Nd foram re-calculadas com as idades geocronológicas em zircão obtidas por SHRIMP (Cap. 6.4) de 309 Ma para o granito de Nisa e a 306 Ma, para os granitos do alinhamento interno, Gáfete e Pinheiral (Alpalhão) (Tabelas 6.5.2 e 6.5.3). Na Tabela 6.5.3 são também apresentadas as idades modelo Nd, calculadas em relação ao reservatório condrítico uniforme (T_{CHUR}) e ao manto empobrecido (T_{DM}).

Para os granitóides de Aldeia da Mata foram obtidas, neste trabalho determinações de Rb/Sr em seis amostras, tendo-se obtido razões de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{306}$ entre 0,705 a 0,707, para o conjunto formado pelos granodioritos e tonalitos. A amostra de monzogranito possui um valor de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{306}$ anormalmente baixo atribuído a perturbação isotópica (Tabela 6.5.4). De referir que através destes isótopos não foi possível obter uma isócrona.

Tal como constatado por Menéndez (1998) a projecção das composições isotópicas iniciais de Sr e Nd mostra que há uma clara distinção entre as assinaturas do granito do Pinheiral (Alpalhão) com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ bastante inferiores e ϵNd_i relativamente mais elevados do que o pólo constituído pelos granitos de Nisa e Gáfete (Fig. 6.5.2a). Estes últimos, possuem assinaturas mais evoluídas e bastante próximas, embora o granito de Gáfete tenda a apresentar menores valores de ϵNd_i , relativamente ao de Nisa, o que se torna mais evidente para ϵNd_i aqui calculado para 309 Ma para o granito de Nisa e 306 Ma para o granito de Gáfete, enquanto Menéndez (1998) fez os cálculos para os dois granitos para 300 Ma (Tabelas 6.5.2 e 6.5.3).

Tabela 6.5.2. Dados isotópicos Rb-Sr obtidos por Menéndez (1998) para os granitóides do Maçiço de Nisa, e novos cálculos das razões iniciais e ϵSr_i , com base nas idades obtidas por SHRIMP para o zircão.

Designação neste trabalho	designação dos granitos	Dados de Menéndez (1998)				cálculos deste trabalho	
		Ref ^a	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₃₀₀	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	ϵSr_i
granito de Nisa	"granito de grão grosso (externo)"	G1	26,83250	0,83209	0,71754	0,71410	141
		G2	15,27070	0,78094	0,71575	0,71379	137
		G3	20,93607	0,80467	0,71529	0,71260	120
granito de Gáfete	"granito central A"	A1	23,52346	0,81578	0,71536	0,71334	131
		A2	26,59315	0,83109	0,71756	0,71529	158
granito do Pinheiral (Alpalhão)	"granito central B"	B1	3,23038	0,71884	0,70505	0,70477	9
		B2	3,17129	0,71875	0,70521	0,70494	11
		B3	3,20410	0,71901	0,70533	0,70506	13

Tabela 6.5.3. Dados isotópicos Sm-Nd obtidos por Menendez, (1998) para os granitóides do Maçiço de Nisa e novos cálculos das razões iniciais e ϵNd_i , com base nas idades obtidas por SHRIMP para o zircão e idades modelo T_{CHUR} e T_{DM} .

Designação neste trabalho	designação dos granitos	Ref ^a	Dados de Menéndez (1998)			cálculos deste trabalho			
			¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ϵNd_{300}	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ϵNd_i	T_{CHUR} (Ma)	T_{DM} (Ma)
granito de Nisa	"granito de grão grosso (externo)"	G1	0,12950	0,51229	-4,22	0,51203	-4,14	790	1356
		G2	0,12441	0,51232	-3,44	0,51207	-3,35	671	1239
		G3	0,12634	0,51232	-3,51	0,51206	-3,43	690	1264
granito de Gáfete	"granito central A"	A1	0,15485	0,51229	-5,19	0,51198	-5,16	1266 (*)	1865 (*)
		A2	0,12932	0,51229	-4,21	0,51203	-4,16	788	1353
granito do Pinheiral (Alpalhão)	"granito central B"	B1	0,11279	0,51235	-2,41	0,51212	-2,34	524	1066
		B2	0,11144	0,51235	-2,35	0,51213	-2,29	516	1053
		B3	0,11185	0,51231	-3,15	0,51209	-3,08	590	1112

T_{CHUR} foi calculados com os coeficientes $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}=0,51238$ e $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR}=0,1967$ (Jacobsen & Wasserburg, 1984). Para o cálculo T_{DM} usou-se $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM}=0,513114$ e $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM}=0,222$ (Michard et al. 1985 in Faure, 1986).

(*) Idades sem significado pois a amostra A1 possui $^{147}Sm/^{144}Nd=0,15485$; bastante superior ao $^{147}Sm/^{144}Nd$ da crosta (~0,12), sugerindo que possa ter havido fraccionamento desses isótopos.

Tabela 6.5.4. Dados isotópicos Rb-Sr para os granitóides de Aldeia da Mata.

		Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₃₀₆
358-5	tonalito	142,31	253,39	1,62590	0,71376	0,70668
358-7	tonalito	145,07	360,56	1,16440	0,71043	0,70535
346-1	tonalito	152,73	204,12	2,16620	0,71423	0,70479
346-2	granodiorito	215,63	149,54	4,17880	0,72460	0,70640
346-24	granodiorito	186,11	197,78	2,72550	0,71891	0,70704
358-13	monzogranito	242,85	97,67	7,21120	0,73215	0,70074

As assinaturas isotópicas do granito do Pinheiral (Alpalhão) integram-se no campo das assinaturas dos granitos do tipo-I australianos, enquanto que os granitos de Nisa e Gáfete, com assinaturas de Sr

inicial típicas dos granitos tipo-S australianos, não se enquadram nesse grupo, pois têm ϵNd_i consideravelmente mais elevados (Fig. 6.5.2b e Tabela 6.5.2).

O carácter primitivo das assinaturas isotópicas do granito do Pinheiral (Alpalhão) é compatível com um protólito gerado na crosta inferior de composição básica a intermédia (Fig. 6.5.2c). As baixas razões de Sr inicial ($\sim 0,705$) deste granito e dos granitóides de Aldeia da Mata (Tabela 6.5.4) sugerem a participação de um componente mantélico nos magmas que deram origem a este granitóide. Em contraste, os granitos de Nisa e Gáfete possuem assinaturas de Sr inicial mais elevadas ($\sim 0,713-0,714$) típicas da crosta e os valores de ϵNd_i de $-4,14$ a $-3,35$, são também característicos de rochas crustais, mas ligeiramente mais elevados do que as assinaturas típicas das rochas metassedimentares (Fig. 6.5.2c).

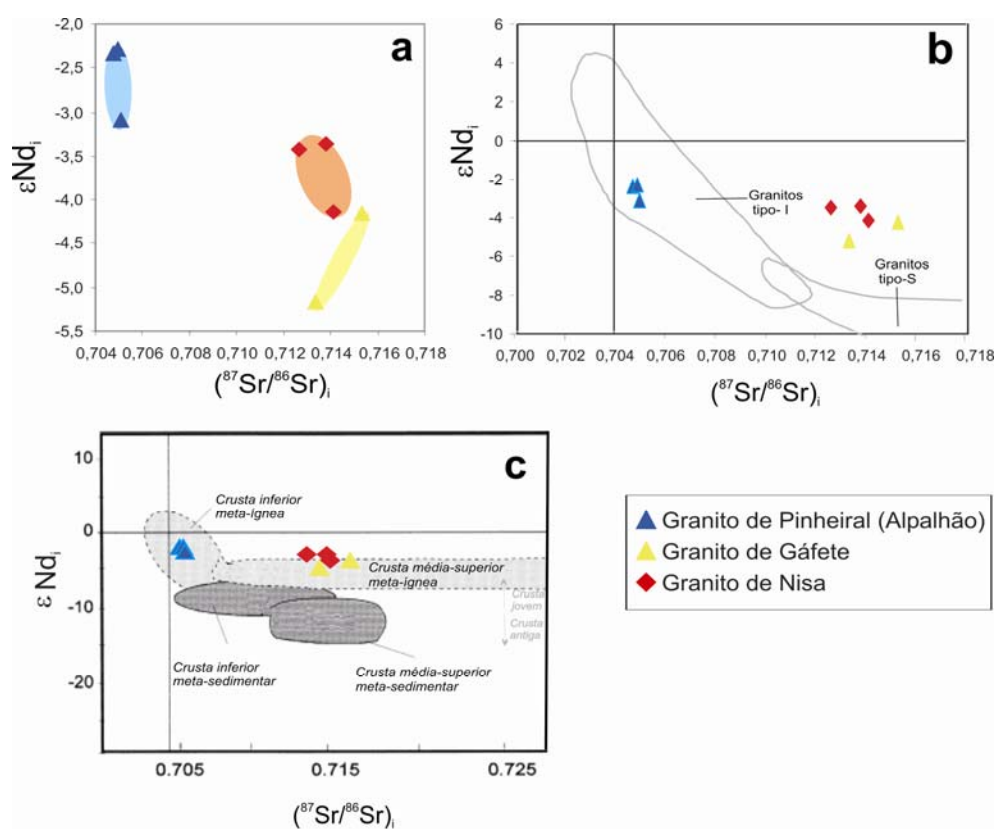


Fig. 6.5.2. a) Projecção dos granitos do Maciço de Nisa no diagrama ϵNd_i versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, mostrando o espectro composicional bastante distinto do granitóide do Pinheiral (Alpalhão) relativamente aos granitóides de Nisa e Gáfete; b) comparação das assinaturas isotópicas dos granitóides do Maciço de Nisa com as dos granitóides do tipo I e tipo S da região de Lachlan Fold Belt, Austrália, segundo King et al. (1997) com dados de Chappell et al. (1990); c) comparação das assinaturas isotópicas dos granitóides do Maciço de Nisa com os campos das rochas meta-ígneas e meta-sedimentares da crosta média-superior e xenólitos meta-ígneos e meta-sedimentares do Maciço Central Francês (Turpin et al., 1990; Downes & Duthou, 1988 in Villaseca et al., 1998).

No contexto do Maciço Ibérico, as assinaturas do granito do Pinheiral (Alpalhão) enquadram-se no campo das assinaturas das rochas máficas a intermédias, associadas aos granitóides tardi a pós-tectónicos e o conjunto formado pelo granito de Nisa e Gáfete, ocupam uma posição intermédia entre o campo dos granitóides tardi-pós-tectónicos e os metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico

(CXG) obtidos por Beetsma, (1995) (Fig. 6.5.3.a). De acordo com os dados disponíveis, não é possível justificar o espectro das assinaturas isotópicas dos granitóides de Nisa e Gáfete, somente pela fusão parcial dos metassedimentos do CXG. Uma possível interpretação para explicar as assinaturas dos granitóides de Nisa e Gáfete, seria através de uma mistura de componentes do CXG com outro componente (granitos sin-tectónicos ou magmas com composição idêntica aos que originaram os granitos do Pinheiral (Alpalhão)).

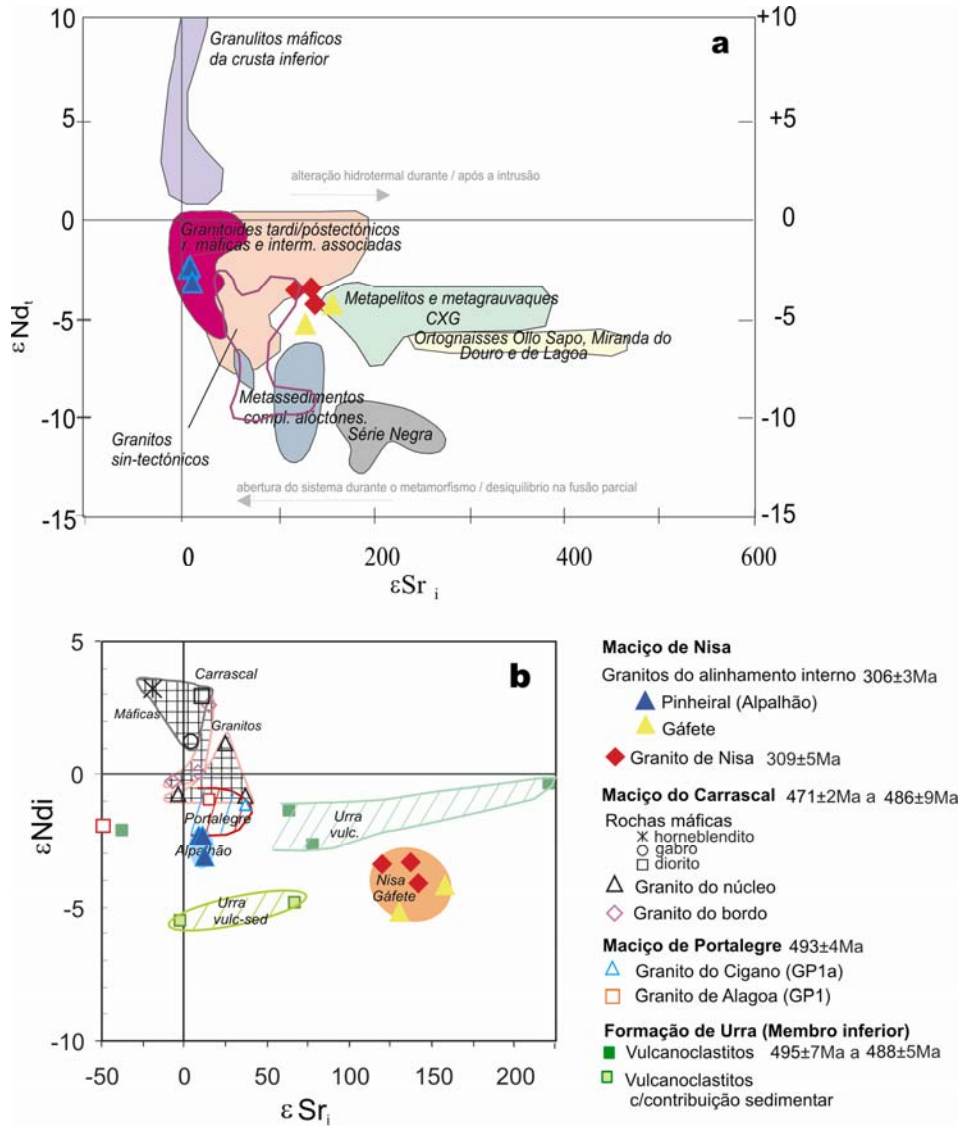


Fig. 6.5.3. Projecção dos granitos do Maciço de Nisa no diagrama ϵNd_t , versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ **a)** comparação com as assinaturas isotópicas de algumas unidades do Maciço Ibérico, segundo Beetsma (1995) e Azevedo & Nolan (1998) e referências incluídas; **b)** comparação com os magmatitos contemporâneos, especialmente associados (Maciços de Portalegre e Carrascal e vulcanoclastitos da Formação de Urra).

O cálculo das idades modelo T_{CHUR} e T_{DM} , confirma também protólitos distintos e relativamente mais jovens, no caso do granito do Pinheiral (Alpalhão) relativamente aos granitos de Nisa e Gáfete (T_{CHUR} Pinheiral (Alpalhão) = 516-590 Ma; T_{CHUR} Nisa+Gáfete = 671-790 Ma; T_{DM} Pinheiral (Alpalhão) ~1,1 Ga; T_{DM} Nisa+Gáfete 1,3Ga).

Comparando as assinaturas Sr-Nd iniciais dos granitóides do Maciço de Nisa com as do magmatismo de idade Ordovícica espacialmente associado verifica-se que (Fig. 6.5.3b):

-O conjunto das assinaturas dos granitos de Nisa e Gáfete, mais evoluídas não têm correspondência com as unidades magmáticas Ordovícicas regionais;

-O granito do Pinheiral (Alpalhão) possui valores de ϵ_{Sr_i} que enquadram no espectro do campo dos granitóides dos Maciços de Portalegre e do Carrascal de idade Ordovícica e ϵ_{Nd_i} ligeiramente inferior ao desses granitos.

A combinação das razões isotópicas de oxigénio, Sr e Nd são bons indicadores para inferir as regiões fontes dos granitos, e as suas heterogeneidades isotópicas, quando ocorrem, são normalmente interpretadas como reflexo das heterogeneidades da fonte magmática e/ou eventuais misturas com outros magmas ou sedimentos. Em resumo, os dados dos três isótopos no caso do Maciço de Nisa permitem confirmar a existência de pelo menos dois protólitos dominantes (Tabela 6.5.5):

Tabela 6.5.5. Resumo das assinaturas isotópicas de O, Nd e Sr para os granitóides do Maciço de Nisa

Granitóide	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	ϵ_{Nd_i}	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Nisa	10,97 - 11,63	-4,14 a -3,35	0,7126-0,7141
Aldeia da Mata	8,94 - 10,12	nd	0,7048 -0,7070
Quareleiros	11,11 - 11,99	nd	nd
Gáfete	11,46 - 11,99	-4,16 a -5,16	0,7133-0,7153
Pinheiral (Alpalhão)	8,89 - 10,19	-2,29 a -3,08	0,7041-0,7051

-Um mais primitivo, de composição básica a intermédia, com baixas razões de Sr iniciais (0,704-0,707) e de $\delta^{18}\text{O}$ (8,89-10,19‰), representado pelos granitóides de Aldeia da Mata e do Pinheiral (Alpalhão), que deverão ter evoluído independentemente, pois o granitóide de Aldeia da Mata possui razões de Sr iniciais ligeiramente superiores. Possíveis protólitos poderiam corresponder a material da crosta inferior, com componentes mantélicos (granulitos de composição intermédia? ou magmas derivados do manto que evoluíram por cristalização fraccionada?)

-Outro de composição mais evoluída, com razões mais elevadas de Sr iniciais (0,713-0,715) e $\delta^{18}\text{O}$ (10,97-11,99‰), derivado de material crustal metassedimentar e/ou metaígneo félsico, representado pelos granitos de Nisa, Quareleiros e Gáfete. As texturas contrastantes e as relações intrusivas do granito de Gáfete no no granito de Nisa, sugerem que derivem de pulsações (fontes) distintas, mas de composição semelhante. De referir que o granito de Gáfete, é o que apresenta relativamente maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$, e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e menor ϵ_{Nd_i} apoiando, que deriva de uma pulsação distinta do granito de Nisa.

6.6. Petrogénesse

A petrogénesse das rochas graníticas não deve ser encarada pelos mesmos princípios utilizados para as rochas vulcânicas, que se geram a partir de fontes profundas, e estacionam temporariamente na crosta e se diferenciam antes de extruírem. De facto, as rochas graníticas são maioritariamente crustais, geradas e cristalizadas em percurso crustal e temporal mais ou menos longo e descontínuo. Como exemplo, no granito de Nisa, o granito dominante do plutão, os três tipos de zircão com idades entre os $305,4 \pm 6,2$ e $309,0 \pm 4,6$ Ma, com quimismo e texturas contrastantes, provam, modificações das condições P-T e /ou químicas ocorridas durante a fusão e cristalização. Também as “descontinuidades” estruturais e químicas observadas entre os núcleos de plagioclases fortemente zonados e com texturas de deformação precoce, relativamente aos bordos dos cristais praticamente isentos de microfracturação (Fig. 6.1.1), indicam que a cristalização não se processou de forma contínua. Além disso, como é sabido, as fontes crustais são extremamente heterogéneas e os processos de geração e evolução dos plutões são bastante variados (e.g., diferentes percentagens de fusão parcial; cristalização fraccionada; fraccionação gravítica, por densidades durante a ascensão e, ou “in situ”; misturas de líquidos; contaminação com diferenciados em zonas de tensão; contaminação/assimilação com o encaixante nas paredes e cúpulas; correntes de convexão, modificações pós-magmáticas, etc.). Esta multiplicidade de variáveis (fontes e processos) dificulta fortemente a modelização petrogenética dos plutões graníticos. Contudo, a integração de todos os dados disponíveis permite tecer algumas considerações sobre a petrogénesse deste Maciço.

6.6.1 Natureza das fontes e processos de diferenciação

O Maciço de Nisa é um maciço granítico compósito, com assinaturas calco-alcálicas de alto-K (Fig.6.2.4), peraluminoso, mas os granitóides de Aldeia da Mata variam de metaluminoso a peraluminosos (Tabela 6.2.2). As características texturais, geoquímica das rochas e minerais, isotópicas e geocronológicas dos vários granitóides do Maciço de Nisa, excluem à partida, a hipótese da existência de um único magma e de uma evolução por diferenciação, associando todas as rochas, conforme já sugerido em anteriores trabalhos (Ribeiro et al., 1995; Solá et al., 1997,1998a; 1998b; Menéndez, 1998; Ferreira et al., 1999). Na génese deste Maciço estiveram envolvidos protólitos com duas composições contrastantes:

-Protólito de composição mais evoluída, com razões mais elevadas de Sr iniciais e $\delta^{18}\text{O}$, metassedimentar crustal e heterogéneo, que por fusão parcial originou o **granito de Nisa e sienogranito de Quareleiros e Gáfete** (Tabelas 6.5.1 e 6.5.2);

-Protólito mais primitivo, de composição intermédia crustal, com contribuição mantélica e baixas razões de Sr iniciais e de $\delta^{18}\text{O}$, que por fusão parcial deu origem ao tonalito **de Aldeia da Mata** e granofiorito de **Pinheiral (Alpalhão)** (Tabelas 6.5.1 e 6.5.2).

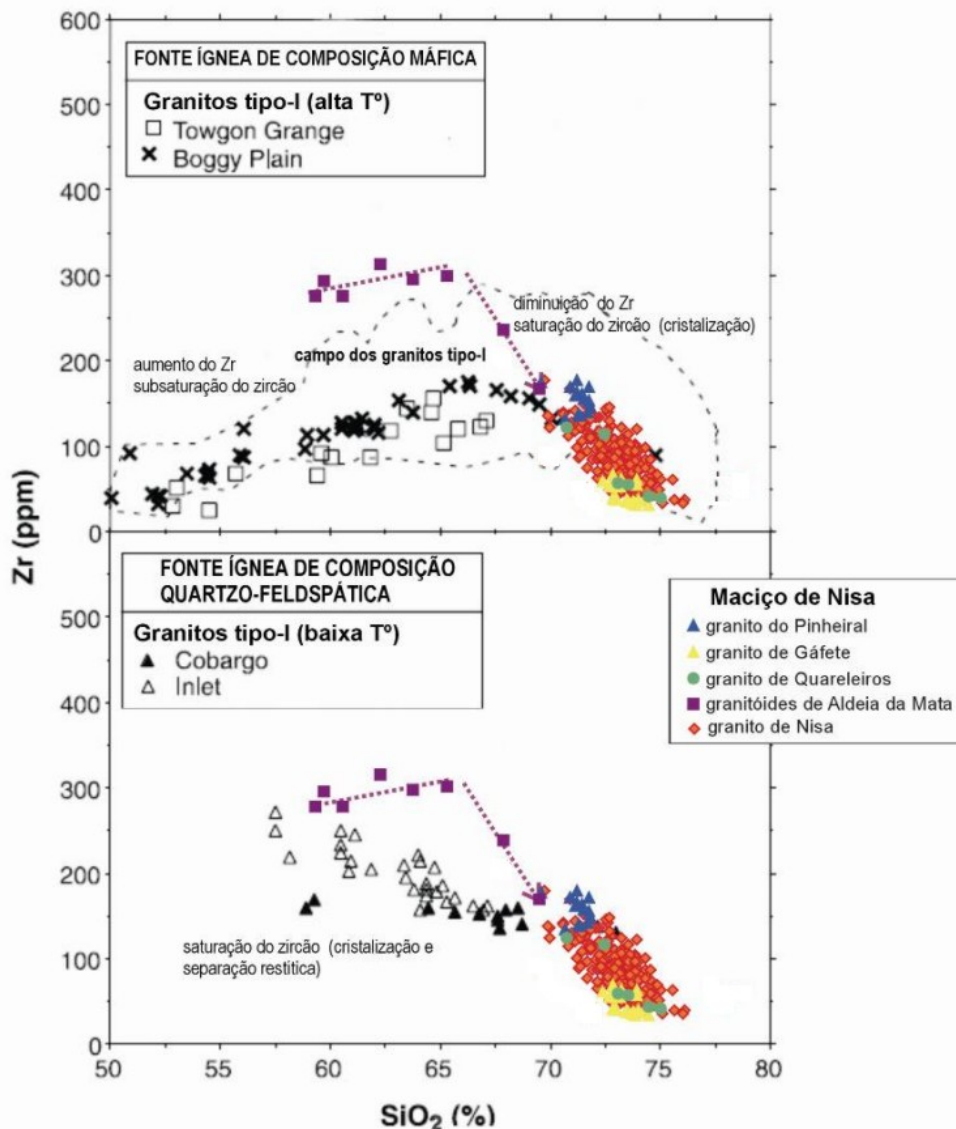


Fig. 6.6.2. Diagrama Zr (ppm) versus SiO₂ (%) dos granitóides tipo-I australianos derivados de fontes ígneas máficas (diagrama superior) e fontes ígneas quartzo-feldspáticas (diagrama inferior) adaptado de King. et al. (2001), a que se sobrepôs os granitóides do Maciço de Nisa para comparação. Os granitos derivados de fontes ígneas máficas, de alta temperatura, caracterizam-se por apresentarem tendências de aumento do Zr, nos termos mais máficos, pois nestes líquidos o zircão não satura. Segundo King et. al. (2001), para estas composições a temperatura de saturação do zircão não pode ser calculada, mas com base nos dados de campo é >750°C. A tendência decrescente do Zr ocorre durante a cristalização fraccionada a alta temperatura e separação (remoção) do zircão do líquido. Por seu turno, os granitos de baixa temperatura caracterizam-se por tendências que indicam que derivaram da fusão de fontes quartzo-feldspáticas, seguida de separação restítica. A temperatura de saturação do zircão não deve ser calculada nestes casos porque grande parte do zircão é restítico, como evidenciado por Chappell et. al., 1998, 2001 in King. et al., 2001). No diagrama superior o campo dos granitos do tipo -I inclui ~98% das análise dos granitos do tipo-I da região de Lachlan Fold Belt (King. et al. 2001). No caso do Maciço de Nisa, os granitóides de Aldeia da Mata, (apesar de não se integrarem no campo dos granitos do tipo-I australianos), apresentam tendências dos granitos tipo-I de alta temperatura, apoiado pelo facto de possuírem zircões magmáticos. No caso do granitos de Nisa, a presença de vários núcleos de zircão restítico (Cap. 6.4) aponta para uma origem a partir de um protólito de natureza quartzo-feldspática (± contribuição sedimentar).

De referir que o padrão de idades de zircão herdado no granito de Nisa possui essencialmente dois componentes de idades: Neoproterozóicas (506-661 Ma, concordantes) e Paleoproterozóicas e mais antigas (1,85-2,55Ga, a maioria discordantes), estando os registos dos eventos Mesoproterozóicos ausentes. Os vulcanoclastitos da Formação de Urra possuem zircões herdados com idades Neoproterozóicas e Paleoproterozóicas compatíveis com os zircões restíticos do granito de Nisa, e também não possuem zircões com idades Mesoproterozóicas. (Fig. 6.4.10). A Formação de Urra, de idade ordovícica ($494,6 \pm 6,8$ a $488,3 \pm 5,2$ Ma, Solá et al., 2006), é constituída por rochas muito deformadas, vulcanoclásticas, predominantemente porfiróides e vulcanoclásticas com contribuição sedimentar, peraluminosas, de composição dacítica a riolítica, calco-alcalinas, com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7085-0,7190$, ϵNd_t de $-2,65$ a $-0,35$ e $\delta^{18}\text{O} = 9,63-11,48$ (Solá, 2007). Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ do granito de Nisa encontram-se dentro do intervalo para o da Formação de Urra e o mesmo acontece para $\delta^{18}\text{O}$. Contudo o ϵNd_t para o granito de Nisa é menor do que para a Formação de Urra e o grau de fusão não muda as condições isotópicas. Alguns vulcanoclastitos da Formação de Urra possuem composições menos evoluídas do que o granito de Nisa, e também com maiores conteúdos em REE e Zr, relativamente ao granito (Solá, 2007), já que estes últimos, se comportam de forma compatível, durante a fusão crustal.

Com o objectivo de precisar um protólito compatível, Menéndez (1998) efectuou vários cálculos de balanço de massas utilizando a composição média do granito de Nisa como magma original e várias “fontes” com composições de xistos migmatíticos e gnaisses da zona de cisalhamento Badojoz-Córdoba (ZCBC), e xistos e grauvaques do Complexo-Xisto-Grauváquico (CXG, Zona Centro Ibérica). Para os protólitos da ZCBC foram efectuados dois testes, sendo o grau de fusão parcial estimado de $\sim 35-40\%$ com resíduo tonalítico, enquanto que considerando o CXG o grau de fusão parcial seria superior da ordem de $\sim 55\%$ ou $\sim 65\%$, também com resíduo tonalítico. Os balanços de massas, realizados entre a composição média do granito e os materiais seleccionados deram resultados aceitáveis, contudo como referido pelo autor estes modelos pressupõem à partida demasiadas suposições, pois a composição do granito, pode não representar o magma original e ainda, pelo facto da mineralogia residual, ser desconhecida, pois o granito praticamente não contém encraves. Deste modo, Menéndez (1998) utilizou a expressão empírica de Winther (1995) in Menéndez, (1998) com o objectivo de avaliar qual seria a composição do fundido primário, obtido a partir das fontes seleccionadas (materiais da ZCBC e CXG), fixando os valores de pressão, temperatura e água inicial. Mediante este programa, efectuou diversos cálculos de fundidos primários a temperaturas de $800-850^\circ\text{C}$ a pressões variáveis entre 5 e 8 Kbares e com $3\%\text{H}_2\text{O}$. O autor verificou que, os diferentes fundidos primários calculados a qualquer valor de P e T, diferiam sistematicamente da composição do granito de Nisa, sobretudo ao nível da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e nas concentrações de TiO_2 e CaO . Face a estas diferenças, o autor sugere que o granito de Nisa não representa um fundido primário e que terá sofrido uma diferenciação prévia durante a sua ascensão enriquecendo-se em Na_2O e empobrecendo-se em TiO_2 , CaO , $\pm \text{MgO}$ e FeO (Menéndez, 1998).

O granito de Nisa terá evoluído por diferenciação magmática (cristalização fraccionada) apoiado pelas variações de SiO₂, Fe₂O₃ total, TiO₂, P₂O₅, CaO, MgO, Y, Sn, Ba, Y/Ca, Ba/(K+Ca), Zr, Sr, Rb, Sr/(K+Ca) e Rb/K (Figs. 6.2.10 e 11) pelos seus perfis de REE sub-paralelos, com diminuição do Σ REE, da razão (La/Yb)_N e aumento da anomalia de Eu, dos termos menos diferenciados para os termos mais diferenciados (Fig.6.2.14a e a1). A diferenciação magmática ficou bem registada espacialmente, com os termos mais diferenciados a E e na parte central, nas proximidades dos granitóides do alinhamento interno (Figs. 6.2.1 e 6.2.13). O quimismo da biotite (progressivamente mais ferrífera e mais rica em Al^{IV}, de acordo com a diferenciação) corrobora o padrão de evolução espacial (Menéndez, 1998). Igualmente, o forte zonamento da plagioclase (0-27% An) com progressivo enriquecimento de P na periferia dos cristais, confirma a fraccionação (Solá et al., 1998b) e indicia a existência de um certo equilíbrio sólido-líquido (fraccionação in situ). Durante a cristalização fraccionada do granito de Nisa houve aumento em $\delta^{18}\text{O}$ (Tabela 6.5.1) sugerindo assimilação de material crustal.

Menéndez (1998) modelizou a cristalização fraccionada de um monzogranito e um leucogranito, a partir dos óxidos maiores, REE e com as equações de fraccionação do Rb e Sr (cristalização fraccionada perfeita e em equilíbrio e fusão parcial perfeita e em equilíbrio). A modelização através dos óxidos maiores deu um bom ajuste ($S^2 \sim 0,0704$) com fraccionação de: 48% de feldspato potássico +29% de plagioclase + 11% biotite +6% quartzo+4,6% cordierite \pm ilmenite \pm apatite (Menéndez, 1998).

A modelização de REE sugeriu a fraccionação de monazite \pm zircão e acumulação relativa de xenótima do magma inicial monzogranítico, para os termos leucograníticos (Menéndez, 1998),

As modelizações com as equações de fraccionação, mostraram que a diversidade geoquímica do granito ao nível dos elementos Rb-Sr aproxima-se mais dos modelos de cristalização fraccionada, pois os modelos de fusão, não conseguem reproduzir os baixos conteúdos em Sr e os altos em Rb dos leucogranitos. Além disso seria necessário atingir percentagens de fusão superiores a 75%, pouco prováveis, devido às elevadas temperaturas necessária, da ordem dos 1000°C (Menéndez, 1998 e bibliog. inclusa). Considerando o modelo de cristalização fraccionada, Menéndez, (1998) concluiu que uma grande parte das amostras do granito de Nisa, não representariam composições de fundidos puros, mas sim misturas formadas por uma percentagem de fundido (~75 %) e uma percentagem de minerais cristalizados previamente, cumulados (~25%). Assim, todas as amostras do granito de Nisa podiam ser consideradas como misturas compostas por 0-25% de sólidos (cumulados) e 75-100% de líquido, gerados por um mecanismo de cristalização fraccionada incompleta (Menéndez, 1998).

As inferências apontadas por Menéndez (1998) através da modelização de REE e com os elementos Rb-Sr, permitem de certa maneira, explicar os dados isotópicos dos zircões obtidos neste trabalho. Como exposto no Cap. 6.4, os zircões do granito de Nisa são zonados, com núcleos bem desenvolvidos e sobrecrescimentos nos bordos. Foram distinguidos três tipos: zircão 1- com elevados conteúdos em U e altos em Th/U dos sobrecrescimentos mais externos com $305,4 \pm 6,2$ Ma; zircão 2-

com moderados teores em U e Th/U, com zonamento concêntrico que ocorrem quer como sobrecrescimentos internos quer como grãos individuais com $307,4 \pm 4,0$ Ma; zircão 3- núcleos texturalmente discordantes que representam zircão herdado de várias idades e zircão jovem com $309,0 \pm 4,6$ Ma.

O contraste da composição química entre a geração de zircão 2 com zonamento concêntrico e do zircão 1 dos sobrecrescimentos mais tardios é muito marcado. O último têm teores de U muito mais elevados e mais baixos Th/U do que o primeiro. Isto implica que a cristalização do zircão terá ocorrido em ambientes químicos diferentes, o primeiro, num ambiente típico de rochas ígneas félsicas a intermédias, e o segundo, com composições típicas de rochas metamórficas de alto grau ou de rochas com baixos graus de fusão parcial na presença de uma fase mineral rica em Th, como a monazite (Fig. 6.4.9). O granito é peraluminoso e rico em monazite. Assim, os sobrecrescimentos tardios, que são encontrados em praticamente todos os grãos de zircão, podem ser interpretados como fases que precipitaram durante a fusão do magma. Este contraste químico entre os sobrecrescimentos tardios e as restantes zonas, reflecte possivelmente, que o magma ficou saturado em monazite num estágio final, e fraccionou nessa fase, tal como sugerido por Menéndez, (1998) através da modelização das REE.

Conquanto que os zircões com zonamento concêntrico (2) e os sobrecrescimentos mais externos (3) representam diferentes estádios do crescimento magmático dos cristais, os núcleos com 309 Ma, que são texturalmente distintos, representam um estado mais precoce de cristalização, isto é, o zircão cristalizou em dois estádios, separado por um período de subsaturação do zircão (dissolução). Esta hipótese seria viável, caso o magma fosse re-aquecido logo após o arrefecimento ao ponto de saturação do zircão, consistente com as texturas de dissolução dos núcleos quer nos zircões antigos (herdados) quer nos zircões “recentes”. A intrusão de rochas menos ricas em SiO₂ (tonalitos e granodioritos de Aldeia da Mata), no granito de Nisa, poderia ter sido responsável por esta dissolução, proporcionando mais calor. Esta hipótese, será discutida no Cap. 6.6.3. Porém, estes núcleos com 309 Ma também podiam ser encarados como cumulados que cristalizaram previamente, conforme sugerido por Menéndez (1998), através das modelizações das equações de cristalização fraccionada. Tomando válida esta hipótese, os núcleos de plagioclase com texturas e quimismo discordantes (Solá et al, 1998b) podiam assim, também, ser interpretados como cristais cumulados.

ii) Os **granitóides de Aldeia da Mata**, representam uma pulsação magmática independente dos restantes granitos, o que é apoiado pelas tendências distintas nos diagramas de variação de Al₂O₃, P₂O₅, K₂O (Fig. 6.2.10), Sn, Sr, Ba, Rb, Y/Ca, Sr/(K+Ca), Ba/(K+Ca) e Rb/K (Fig. 6.2.11) e pelos seus perfis médios de REE, serem distintos (Fig. 6.2.14f). Além disso, as razões isotópicas de Sr inicial nestes granitóides são também distintas $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{i \text{ Aldeia da Mata}} = 0,7048 - 0,7070$ das dos granitos de Nisa e Gáfete, mas próximas da razão do granito $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{i \text{ Pinheiral (Alpalhão)}} = 0,7048 - 0,7051$; Estes granitóides têm clinopiroxena, hornblenda, esfena, alanite, epidoto (Fig. 6.1.3 e 6.1.4), baixas razões

K_2O/Na_2O (Fig. 6.6.1), assinaturas isotópicas relativamente primitivas, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{i.A.Mata} = 0,7048 - 0,7070$, $\delta^{18}O_{AMata} = 8,94-10,12\%$, e a tendência no diagrama Zr versus SiO_2 (Fig. 6.6.2), indica que correspondem a granitóides do tipo-I, derivados de fontes ígneas provavelmente de composição máfica. As texturas e quimismo do zircão do tonalito de Aldeia da Mata, confirmam estas deduções. Os zircões do tonalito mostram características típicas de rochas ígneas máficas: zonamento bandado, uniforme, e sem núcleos herdados (Fig. 6.4.5), e razões Th/U próximas de 1 (Fig. 6.4.9), claramente contrastantes, com a dos zircões do granito de Nisa, (com núcleos restíticos, crustais, típicos, de rochas ígneas félsicas). Possíveis fontes do tonalito de Aldeia da Mata poderiam corresponder a: 1) magma de origem mantélica, eventualmente acompanhado de assimilação crustal (magmas híbridos) ou 2) magma resultante de fusão de rochas ígneas crustais, mas com contribuição mantélica. A segunda hipótese parece ser a mais aceitável. A assinatura mantélica dos granitóides de Aldeia da Mata é também apoiada pelo facto do tonalito e granodiorito possuírem teores de Hf, Zr e Sm muito próximos dos valores normalizados para o ORG de Pearce et al. (1984) (Fig. 6.2.15).

A idade do zircão obtida por SHRIMP de $306,2 \pm 3$ Ma de um tonalito da Aldeia da Mata representativo sobrepõe-se às idades obtidas para as três gerações de zircão obtidas para o monzogranito de Nisa ($307,4 \pm 4$; $305,4 \pm 6,2$ $309 \pm 4,6$ Ma), indicando uma certa contemporaneidade entre os dois granitóides, considerando as incertezas analíticas. Contudo, o modelo tectónico de instalação e os dados da foleação magnética e de campo (Figs. 6.6.3, 6.6.4 e 6.6.5) apoiam, que os granitóides do alinhamento interno sejam ligeiramente mais recentes, do que o granito de Nisa, onde instruíram. Considerando ainda, que a taxa de arrefecimento média de um plutão, após a sua intrusão, é da ordem dos 15 a 25 °C/Ma, para um corpo com 20 km de diâmetro, (Neiva et al, 1995), provavelmente, no caso do granito de Nisa, com uma volumetria bastante superior, esta taxa deveria ser um pouco menor. Assim, ao tempo da intrusão dos granitóides do alinhamento interno, o granito de Nisa estaria parcialmente, mas não totalmente cristalizado, explicando assim a contemporaneidade/sobreposição das idades dos zircões dos dois granitóides.

Os granitóides de Aldeia da Mata definem uma série de diferenciação de tonalito a granodiorito a monzogranito apoiado pelas tendências geralmente curvilíneas dos diagramas de variação (Figs. 6.2.10, 6.2.11) e pelo decréscimo do teor de todas as REE e aumento da anomalia negativa de Eu do tonalito para o monzogranito (Fig. 6.2.14b e b1). O facto de os perfis médios do tonalito e granodiorito se cortarem nas REE intermédias e pesadas (Fig. 6.2.14b1) foi atribuído à cloritização da biotite confirmada petrográficamente (Fig. 6.1.3F). Os dados das composições químicas dos minerais também apoiam a evolução por cristalização fraccionada. Do tonalito para o monzogranito verifica-se: diminuição dos teores de anortite da plagioclase (Fig.6.3.1 e Tabela 6.3.1c); decréscimo do teor de Ba do feldspato potássico (Tabela 6.3.1c), decréscimo do conteúdo em Mg e aumento de Al total, Fe/(Fe+Mg) da biotite (Fig. 6.3.4.4B e Fig. 6.3.4.5); diminuição do Ti da esfena (Tabela 6.3.5); aumento em Fe+Mn e decréscimo em Ti da ilmenite (Fig. 6.3.7); e aumento de P, Fe, Mn, Mn/Ca e

decréscimo em Ca da fluorapatite (Tabela 6.3.8), confirmando que os tonalitos, granodioritos e monzogranito estão relacionados por cristalização fraccionada.

O modelo de cristalização fraccionada foi testado para derivar o monzogranito de Aldeia da Mata a partir do magma parental representado pelo tonalito de Aldeia da Mata utilizando o programa de cristalização fraccionada de Albarède, tendo a modelização sido efectuada para os óxidos.

Como representante do magma parental foi seleccionada a amostra menos rica em SiO₂ do tonalito (358-5), enquanto que o monzogranito (358-13) foi seleccionado como magma residual. As composições minerais consideradas neste teste foram: albite, anortite, feldspato potássico e quartzo (termos puros), e a biotite (mais rica em Mg), ilmenite (mais rica em Ti), anfíbola (mais cálcica) e esfena, obtidas por microsonda electrónica da amostra representativa do magma parental. O teor de anortite da plagioclase do cumulado calculado está próximo do maior teor de anortite de plagioclase do tonalito. Os testes de modelização indicam que o monzogranito deriva de um magma com composição semelhante ao magma parental tonalítico por cristalização fraccionada de plagioclase, anfíbola, biotite, quartzo e ilmenite (Tabela 6.6.1).

A modelização foi posteriormente efectuada através dos elementos menores, Rb, Ba, Sr, pois são os elementos mais informativos, dado que o seu comportamento nas rochas graníticas está fortemente dependente dos principais minerais destas rochas (Neiva et al., 1987). Além disso, o comportamento dos elementos menores é considerado mais sensível do que o dos elementos maiores (e.g., Gomes, 1996). Foram testadas duas equações, uma para a cristalização fraccionada perfeita (Rayleigh) e outra para a cristalização fraccionada em equilíbrio (Tindle & Pearce, 1981). Na primeira equação, admite-se que separação entre os cristais e o líquido é efectiva, enquanto que na segunda, o processo ocorre em equilíbrio, sem separação dos cristais do líquido. Os valores calculados de Rb, Ba e Sr, aplicando a primeira equação (Rayleigh) mostraram uma melhor aproximação aos valores determinados analiticamente.

Os cálculos foram efectuados com os coeficientes de distribuição de Peccerillo et al. (1994), para granito (Tabela 6.6.1). O coeficiente de distribuição do Sr é fortemente controlado pela plagioclase, enquanto que os coeficientes de distribuição do Ba e Rb são controlados principalmente pela biotite, quando a moscovite e o feldspato potássico não fraccionam (Neiva et al., 1987; Neiva, 1998), como é o caso destes granitóides. A modelização mostra que o valor calculado de Rb é mais baixo do que o valor determinado, enquanto que o valor de Sr calculado é maior do que o determinado (Tabela 6.6.1), indicando que pode ter havido influência de fluidos magmáticos posteriores (Neiva et al., 1987; Neiva, 1998). Como sugerido no Cap. 6.4. (Geocronologia do zircão), o papel dos fluidos no Maciço de Nisa, deverá ter operado significativamente, e poderá ter contribuído para estas diferenças nos granitóides de Aldeia da Mata. Contudo, o facto de o Ba calculado e determinado serem idênticos (Tabela 6.6.1) sugere que as diferenças entre Rb e Sr calculados e determinados, podem também ser atribuídas aos coeficientes de distribuição que são mal conhecidos.

O aumento em $\delta^{18}\text{O}$ do tonalito para o monzogranito (Tabela 6.5.1) e a tendência de aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (Tabela 6.5.4) sugerem que houve assimilação de material metassedimentar crustal associado à cristalização fraccionada.

Tabela 6.6.1. Resultados da modelização da cristalização fraccionada para testar a cristalização fraccionada nos granitóides de Aldeia da Mata (Maciço de Nisa)

	<u>magma parental determinado</u>	<u>magma parental calculado</u>	R
(%)	tonalito <u>358-5</u>	monzogranito <u>358-13</u>	
SiO₂	60,7	60,7	-0,0
TiO₂	1,4	1,6	-0,3
Al₂O₃	17,0	16,7	+0,4
Fe₂O₃total	7,4	7,3	+0,2
MgO	2,7	2,5	+0,8
CaO	4,5	5,0	-1,1
Na₂O	3,2	3,7	-1,0
K₂O	3,2	3,8	-1,2
F		0,556 ± 0,258	
Composição modal do cumulado			
Plagioclase		43,2 ± 31,0	
Anfibola		17,4 ± 17,9	
Biotite		28,1 ± 25,6	
Quartzo		8,1 ± 33	
Imenite		3,2 ± 2,5	
Composição do magma residual *			
(ppm)	Determinado	Determinado	Calculado (1)
Rb	124	228	114
Ba	443	311	306
Sr	209	109	131

F=fracção do líquido residual

R=representa o erro no valor calculado, sendo $X_{\text{determinado}} - X_{\text{calculado}} / \sigma X_{\text{determinado}}$

* utilizando a equação de cristalização fraccionada perfeita (Rayleigh) $C_l = C_0 * F^{(D-1)}$

C_l =Concentração do elemento no líquido residual

C_0 =Concentração do elemento no magma parental

D_a = coeficiente de distribuição do elemento a na associação mineral

$D_a = \sum_i k_a^i x_i$ (k_a^i =coeficiente de distribuição do elemento a na fase mineral i ; x_i = fracção do mineral i)

1) coeficientes de distribuição (K_a) utilizados: Peccerillo et al. (1994) / granito

iii) O **granito Quareleiros** apresenta um comportamento mais “complexo” ao nível dos diagramas de variação e REE, projectando-se em dois grupos afastados (Figs.6.2.10 e 11). As composições monzograníticas, possuem um quimismo próximo dos monzogranitos de Pinheiral (Alpalhão), enquanto que as composições sienograníticas, são coincidentes com as composições do sienogranito de Gáfete.

Embora o monzogranito de Quareleiros se situe na continuidade do monzogranito do Pinheiral (Alpalhão) na maioria dos diagramas de variação, as projecções de Sn e Ba/(K+Ca) (Fig. 6.2.12), sugerem que não estejam relacionados por simples processo de diferenciação magmática. Além disso, o teor máximo de anortite da plagioclase do monzogranito de Quareleiros (An max 56%) é superior ao

da plagioclase do monzogranito de Alpalhão (An max 40%) (Solá, 1999) e o $\delta^{18}\text{O} = 11,11\%$ do monzogranito de Quareleiros é superior ao $\delta^{18}\text{O} = 10,19\%$ do monzogranito de Alpalhão. Assim, o monzogranito de Quareleiros é interpretado como uma pulsação magmática distinta, pois não se enquadra no espectro composicional e isotópico e mineralógico dos restantes granitóides. As suas características apontam para um protólito crustal, com alguma contaminação de material menos rico em SiO_2 , provavelmente, o magma envolvido na geração dos granitóides de Aldeia da Mata e/ou Alpalhão, devido ao facto das suas plagioclases serem ricas em cálcico e de apresentarem biotites com composições sobrepostas às biotites dos granitóides de Alpalhão e Aldeia da Mata.

O sienogranito de Quareleiros foi interpretado como sendo co-genético, com o sienogranito de Gáfete, apoiado pelas suas composições químicas coincidentes (Fig. 6.2.12), perfis de REE subparalelos, embora o perfil do sienogranito de Quareleiros seja ligeiramente empobrecido em REE leves (Fig. 6.2.14f) e $\delta^{18}\text{O} = 11,99\%$ idêntico ao do sienogranito de Gáfete ($\delta^{18}\text{O} = 11,46-11,99\%$). A natureza dos seus protólitos será discutida seguidamente, na petrogénese do granito de Gáfete, pois os sienogranitos de Quareleiros e Gáfete são certamente o mesmo sienogranito.

iv) O **sienogranito de Gáfete** representa um granito muito evoluído quimicamente, sendo classificado como leucogranito no diagrama A-B (Fig. 6.2.3). A variação da sua composição química é restrita e enquadra-se no enorme espectro composicional do granito de Nisa onde intruiu, embora os diagramas de variação para P_2O_5 (Fig.6.2.10), Sn, Ba, Rb, Y/Ca, Ba/(K+Ca) e Rb/K (Fig.6.2.11) permitam alguma distinção das tendências. A geometria da média do seu perfil de REE é distinta da média do perfil de REE do granito de Nisa (Fig. 6.2.14f), indicando que o granito de Gáfete constitui uma pulsação magmática independente do granito de Nisa. Os dados isotópicos de Sr e $\delta^{18}\text{O}$, são muito próximos, mas heterogéneos, embora ϵNd_i tende a ser menor no granito de Gáfete (Tabela 6.5.3 e Fig. 6.5.2a), sugerindo, como já indicado, que corresponderão a pulsações magmáticas independentes. Também as texturas contrastantes e os dados da foliação magnética (Fig. 6.6.4) sugerem que o granito de Gáfete (e os restantes granitóides do alinhamento interno) tenha intruído posteriormente através de uma fractura. Um protólito provável seria de composição semelhante ao protólito do granito de Nisa, crustal, metassedimentar, pois é um granito do tipo S. Esse protólito seria heterogéneo como já referido.

v) Os **granitóides de Pinheiral (Alpalhão)** representam uma terceira pulsação magmática, apoiada pelas tendências nos diagramas de variação das Figs. 6.2.10, 6.2.11 e 6.2.12, se individualizarem dos outros granitóides, sobretudo nas projecções de Sr, Rb, Y/Ca, Sr/(K+Ca), Ba/K+Ca). Também as médias dos perfis de REE são distintas dos outros granitóides, destacando-se, pelo facto, de apresentarem as maiores razões da globalidade do Maciço de Nisa ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 18-20$; Tabela 6.2.3). As assinaturas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$, Sr e Nd, destes granitóides são bem distintas dos granitos de Nisa e Gáfete (Fig. 6.5.1 e 6.5.2a), mas o intervalo de variação de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ Pinheiral (Alpalhão) =

0,7041 – 0,7051 é muito próximo ao intervalo de variação do tonalito de Aldeia da Mata ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i A.Mata = 0,7048 – 0,70670 (Tabela 6.5.3), e $\delta^{18}\text{O}$ é idêntico ao do tonalito de Aldeia da Mata, confirmando que o granodiorito de Pinheiral (Alpalhão) representa uma pulsação magmática independente da maioria dos granitóides, mas terá derivado do mesmo protólito que o tonalito de Aldeia da Mata. Como o granodiorito de Pinheiral (Alpalhão) é mais pobre em Zr e REE e mais rico em Rb do que o tonalito de Aldeia da Mata (Figs 6.2.11 e 6.2.14f) terá derivado de um menor grau de fusão parcial que o tonalito (eg., Williamson et al., 1996). As assinaturas isotópicas de Sr e Nd do granito de Pinheiral (Alpalhão) (Fig. 6.5.2b) e as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 6.6.1) integram-se no campo das assinaturas dos granitos do tipo-I australianos. As características químicas, apontam que se trata de um granito do tipo-I, ou híbrido, apoiado pela presença de minerais característicos como a alanite e epidoto (Fig. 6.2.8) e apontam para um protólito da crosta inferior metaígneo (Fig. 6.5.2c) de composição intermédia, com contribuição mantélica. Porém, a presença de monazite, sugere também uma contribuição crustal (metassedimentar) envolvida nos magmas.

Os granitóides de Pinheiral (Alpalhão) definem uma série de diferenciação de granodiorito a monzogranito o que é apoiado pelas tendências diagramas de variação (Fig.6.2.10, 6.2.11, 6.2.12) e pelos perfis paralelos de REE com diminuição do Σ REE e aumento da anomalia negativa de Eu do granodiorito para o monzogranito (Tabela 6.2.3 e Fig. 6.2.14 e, e1).

Para testar a cristalização fraccionada da sequência dos granitóides do Pinheiral (Alpalhão) (granodiorito a monzogranito) foi utilizando o mesmo procedimento já referido para os granitóides de Aldeia da Mata. Como representante do magma parental foi seleccionado o granodiorito mais pobre em SiO_2 (334-56), enquanto que o monzogranito (334-17) foi seleccionado como magma residual (Tabela 6.6.2). As composições minerais consideradas neste teste foram: albite, anortite, feldspato potássico e quartzo (puros), e a biotite (mais rica em Mg), ilmenite (mais rica em Ti), obtidas por microsonda electrónica da amostra representativa do magma parental (Anexo N4). O teor de anortite da plagioclase do cumulado calculado é idêntica à da plagioclase representativa do magma parental.

O teste de modelização dos óxidos com o programa de Albarède indica que o monzogranito deriva de um magma com composição semelhante ao magma parental granodiorítico, por cristalização fraccionada de plagioclase, quartzo, biotite e ilmenite (Tabela 6.6.2).

A modelização dos elementos menores, Rb, Ba, Sr foi efectuada através das duas equações, cristalização fraccionada perfeita (Rayleigh) e cristalização fraccionada em equilíbrio, utilizando os coeficientes de distribuição de Peccerillo et al. (1994), para granito. No granito do Pinheiral (Alpalhão) verificou-se uma melhor aproximação dos valores calculados de Rb, Ba e Sr dos valores determinados, aplicando a segunda equação (cristalização em equilíbrio) (Tabela 6.6.2). No decurso de um processo de cristalização a percentagem de Rb tende a aumentar e a de Sr e Ba tende a diminuir no líquido residual (Tabela 6.6.2). A modelização mostra que os valores de Rb, Sr e Ba calculados são próximos dos valores determinados. As diferenças são atribuídas aos coeficientes de partilha utilizados. O

aumento em $\delta^{18}\text{O}$ do granodiorito para o monzogranito de Pinheiral (Alpalhão), como mostrado na Tabela 6.5.1, sugere que terá havido assimilação de material metassedimentar, pois a cristalização fraccionada do magma granodiorítico terá libertado o calor necessário para a assimilação.

Tabela 6.6.2. Resultados da modelização para testar a cristalização fraccionada nos granitos do Pinheiral (Alpalhão, Maciço de Nisa)

	magma parental determinado	magma parental calculado	R
	granodiorito	monzogranito	
(%)	334-56	334-17	
SiO₂	70,8	70,8	-0,4
TiO₂	0,4	0,5	-0,5
Al₂O₃	15,9	16,0	-1,5
Fe₂O₃total	2,7	2,7	-0,3
MgO	0,6	0,7	-1,5
CaO	1,9	1,8	+1,2
Na₂O	3,8	3,7	+1,0
K₂O	3,9	3,9	+1,0
F		0,685 ± 0,023	
Composição modal do cumulado			
Plagioclase		61,9 ± 4,8	
Quartzo		24,3 ± 2,86	
Biotite		13,3 ± 1,9	
Imenite		0,63 ± 0,63	
Composição do magma residual*			
(ppm)	Determinado	Determinado	Calculado (1)
Rb	184	222	213
Ba	350	319	353
Sr	160	130	109

F=fracção do líquido residual

R=representa o erro no valor calculado, sendo $X_{\text{determinado}} - X_{\text{calculado}} / \sigma X_{\text{determinado}}$

* utilizando a equação de cristalização fraccionada em equilíbrio, $Cl = C_0 / (D + F(1 + D))$

C_i = Concentração do elemento no líquido residual

C_o = Concentração do elemento no magma parental

D_a = coeficiente de distribuição do elemento a na associação mineral

$D_a = \sum_i k_a^i x_i$ (k_a^i = coeficiente de distribuição do elemento a na fase mineral; x_i = fracção do mineral i)

1) coeficientes de distribuição (K_a) Peccerillo et al. (1994) / granito

6.6.2. Estimação da temperatura e pressão dos magmas

As condições P-T deduzidas por Menéndez, (1998), com base nos dados do autor, e trabalhos experimentais, apontam para o evento de fusão parcial pressões superiores a 5-6 Kbar e 800-850°C de temperatura. As condições finais P-T, ao tempo da intrusão, foram também estimadas: ca. 2,5 a 3 Kbar de pressão (~7,5-10,5 km de profundidade) e 700-640°C de temperatura, com ~ 4% H₂O nos últimos fundidos (para os granitos de Nisa e Gáfete) (Menéndez, 1998).

6.6.3. Fontes de calor

As altas temperaturas requeridas para a fusão e segregação magmática poderiam ter sido induzidas pelos prováveis magmas crustais com contribuição mantélica presentes na região, envolvidos na gênese dos tonalitos de Aldeia da Mata e granodiorito de Pinheiral (Alpalhão), pois o granito de Nisa é de $309,0 \pm 4,6$ Ma e o tonalito de Aldeia da Mata de $306,2 \pm 3,0$ Ma obtidos no zircão. O envolvimento de magmas mantélicos como fonte de calor necessária na geração dos plutões calco-alcalinos durante a orogenia varisca na ZCI tem sido um dos mecanismos sugeridos por vários autores para proporcionar a fusão crustal (e.g. Dias et al., 2002; Valle Aguado et al., 2005).

Porém, com base nos dados geocronológicos, outros autores, não apoiam esta hipótese (e.g., Bea et al, 2003; 2006; Montero et al., 2004), uma vez que os corpos máficos e ultramáficos associados aos complexos anatócticos (Peña Negra e Toledo) possuem zircão com idades entre 310 e 313 Ma e são aproximadamente 20 Ma mais jovens do que o pico de anatexia e quase 40 Ma mais jovens do que o início da fusão (Montero et al, 2004). Assim, estes autores consideram que a presença de magmas máficos na crosta média, como fonte de calor, é insignificante nos processos de anatexia durante a orogenia Varisca na ZCI. Segundo Bea et al. (1999) na ZCI, as rochas ultramáficas, máficas e intermédias associadas com os granitóides são tardi-variscas e ocorrem imediatamente após o início do colapso extensional da crosta espessa, ou seja o seu impacto térmico e “material” será insignificante na anatexia. Para justificar uma fonte de calor responsável pelo enorme volume ocupado pelos granitóides na ZCI, Bea et al. (2003, 2004, 2006) propõem que a anatexia da crosta média estaria relacionada com a evolução interna do espessamento crustal, que resultou da colisão, e ocorreu em níveis com grande capacidade calorífica, ($\sim 2,7-3,2 \mu\text{W m}^{-3}$), radiogénicas e férteis (~70% componente haplogranito-líquidos de baixa temperatura).

Bea et al. (2003) atribuem a estes níveis, férteis, representados pelos sedimentos de alto grau metamórfico, uma proveniência (e natureza) distinta dos sedimentos de baixo grau metamórfico dominantes do CXG (Fig. 6.4.11). As fontes dos materiais de alto grau metamórfico, mais férteis, mais radioactivas, isotopicamente mais juvenis, com zircões pré-variscos (~540 Ma) corresponderiam a rochas ígneas félsicas (metariolitos e ortognaisses) cadomianas ou cambro-ordovícicas, em contraste com as fontes dos metassedimentos de baixo grau metamórfico que derivaram de rochas sedimentares recicladas (Bea et al., 2003). Este modelo permite justificar algumas características do magmatismo da

ZCI, tais como (Bea et al., 2003): ausência de polaridade de idades e tipologias do plutonismo granítico na cadeia Varisca; ausência de magmatismo típico de subdução e a escassez de rochas máficas na crosta inferior (com base nas evidências geofísicas, Banda et al. (1991) e natureza dos xenólitos Bea et al. (1999); Villaseca et al. (1999); ausência de magmatismo durante os ~30 Ma após o espessamento crustal (ca. 370 Ma), seguida da formação simultânea de grandes volumes de granitóides crustais em toda a ZCI, que marcaram o início do colapso extensional da orogenia Varisca (Bea et al., 2003 e bibliog. inclusa). Assim, as variações da natureza e profundidade das zonas férteis e com elevada capacidade calorífica, poderiam justificar a variedade dos granitos na ZCI (Bea, 2004).

O protólito dominante sugerido neste trabalho, os vulcanoclastitos da Formação de Urra, possui características semelhantes aos “metassedimentos” de alto grau metamórfico apontados por Bea et al. (2003), são de composição ígnea félsica, de idade Câmbrico-ordovícica; isotopicamente juvenis e com zircões herdados Cadomianos (comparar o espectro das idades do zircão herdado do Maciço de Nisa e da Formação de Urra, Fig. 6.4.10 versus o espectro de idades do zircão dos sedimentos de alto grau metamórfico, Fig. 6.4.11). Este modelo, “puramente crustal” de Bea et al. (2003) é outra hipótese, igualmente plausível, e coerente, para a gênese do granito de Nisa, pois os dados deste trabalho não permitem comprovar com segurança, nem excluir, o envolvimento de magmas mantélicos na gênese do granito de Nisa.

Considerando o volume significativamente menor dos granitóides de Aldeia da Mata face ao granito de Nisa (>75% dos afloramento do Maciço), o calor liberado pela intrusão máfica seria desprezável (Stuwe 1995, in Bea, 2006) e conseqüentemente, a potencialidade para dissolver e precipitar novo zircão seria muito baixa, pois efeitos térmicos no *solidus* manteriam a composição e temperatura do magma fundido constante, não obstante, o aumento na fração do magma (Bea et al. 2006 e bibliog. inclusa). Segundo esta linha de raciocínio, as texturas de dissolução do zircão no granito de Nisa, não poderiam ser justificadas somente pela intrusão dos magmas máficos, representados pelos granitóides de Aldeia da Mata. Contudo, os dados obtidos para o zircão do Maciço do Carrascal, mostram que a intrusão das rochas máficas aos 471 ± 2 Ma provocou recrescimentos nos zircões do granito do bordo (468 ± 4 Ma) mais antigo, com 486 ± 7 (Fig. 5.4.2A). Porém no caso do Maciço do Carrascal, a área cartográfica (Fig. 2.4) e o volume ocupado pelas rochas máficas (Fig. 5.6.1B), é significativamente maior do que a relação entre os granitóides de Aldeia da Mata/Alpalhão face ao granito de Nisa (Fig. 6.6.6).

6.6.4. Modelo de Instalação

Do ponto de vista tectónico o Maciço de Nisa foi interpretado por Pereira et al. (1998) como uma intrusão através de um mecanismo de “pull-apart” provocado por flexura esquerda em cisalhamento esquerdo relacionado com as últimas tensões regionais Variscas (Fig.6.6.3). A fractura em flexura, que deu origem ao “pull-apart”, estaria centrada na mancha dos granitóides do alinhamento interno

(Pereira et. al., 1998). O preenchimento deste tipo de estruturas devido ao rejogo em zonas de cisalhamento tem sido um dos mecanismos de instalação já reconhecidos por outros autores (e.g., Castro & Fernandez, 1998).

Este modelo permite integrar os dados estruturais (locais e regionais), os dados da foliação magnética (Fig. 6.6.4), e as observações de campo (Fig. 6.6.5) e dá uma justificação coerente para os padrões geoquímicos obtidos, permitindo compreender a simetria N-S e prever que a assimetria E-W se deva a efeito conjugado da erosão e maior abertura do sistema “pull-apart” na parte ocidental. Deste modo, nesta zona seria de esperar estarmos em presença da zona mais profunda e enraizada do Maciço, menos evoluída quimicamente, enquanto que a parte oriental corresponderia a uma zona de mais diferenciada, conforme ilustrado na Fig.6.6.6.

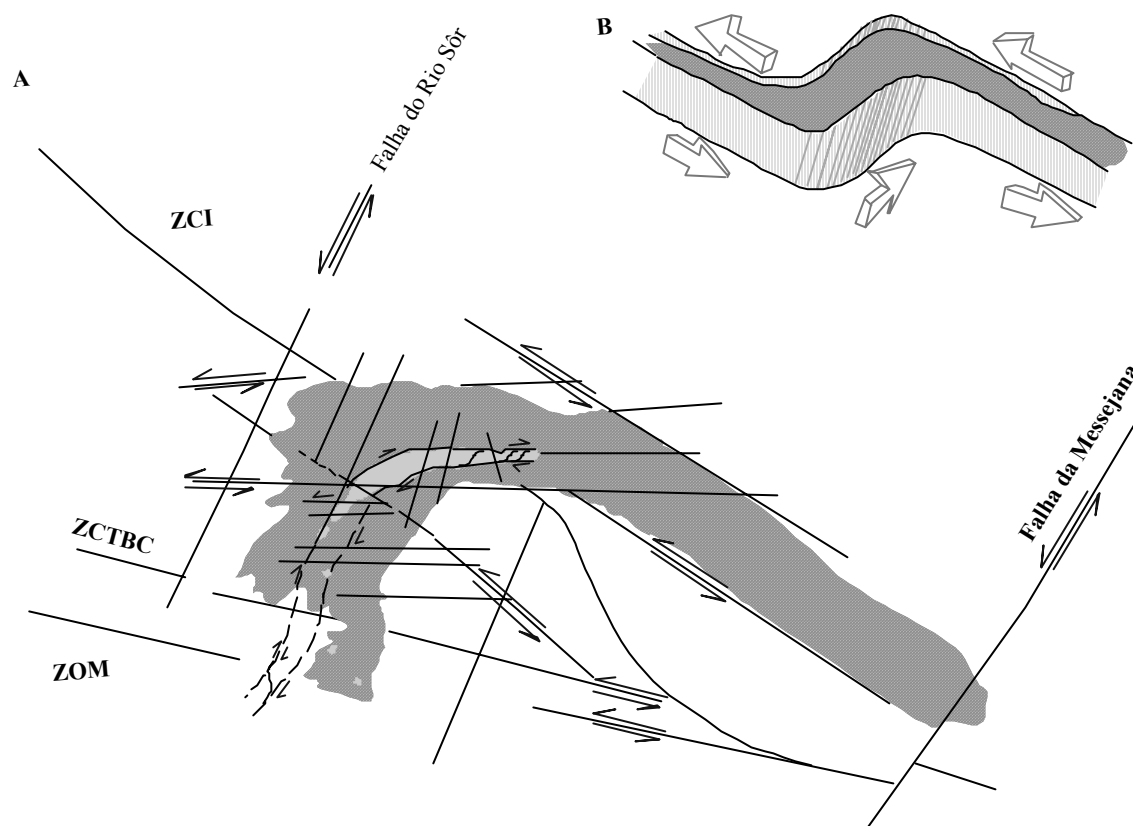


Fig.6.6.3. A - Esboço tectono - estrutural da região encaixante do Maciço de Nisa. B - Modelo tectónico de implantação do Maciço de Nisa segundo um mecanismo de “pull - apart”. Adaptado de Pereira et. al. (1998).

Os dados magnéticos disponíveis mostram que, quer nas imediações do contacto N do Maciço com o encaixante (metassedimentos do Grupo das Beiras), quer no contacto entre granito de Gáfete e o de Nisa, a foliação magnética acompanha a geometria desses contactos. (Fig.6.6.4), sugerindo que a intrusão do granito de Gáfete (e dos restantes granitóides do alinhamento interno) tenha sido facilitada através de uma fractura de direcção aproximadamente E-W, situada na zona central do maciço, onde se encontram também as foliações mais mergulhantes, e onde se verificam mais elevados graus de anisotropia (sugerindo movimentação forçada) (Solá et al., 1998). Os dados de campo apoiam estas

inferências (Fig. 6.6.5), pois nas imediações dos contactos com o granitóide de Aldeia da Mata, é possível observar em alguns afloramentos que o granito de Nisa se encontra localmente deformado em faixas. Estes dados são também coerentes com o facto da idade do zircão obtida por SHRIMP para o granitóide de Aldeia da Mata, do alinhamento interno, ($306,2 \pm 3$ Ma) ser ligeiramente mais recente do que a obtida para o granito de Nisa, envolvente ($309,0 \pm 4,6$ Ma), mas são idênticos, considerando os erros.

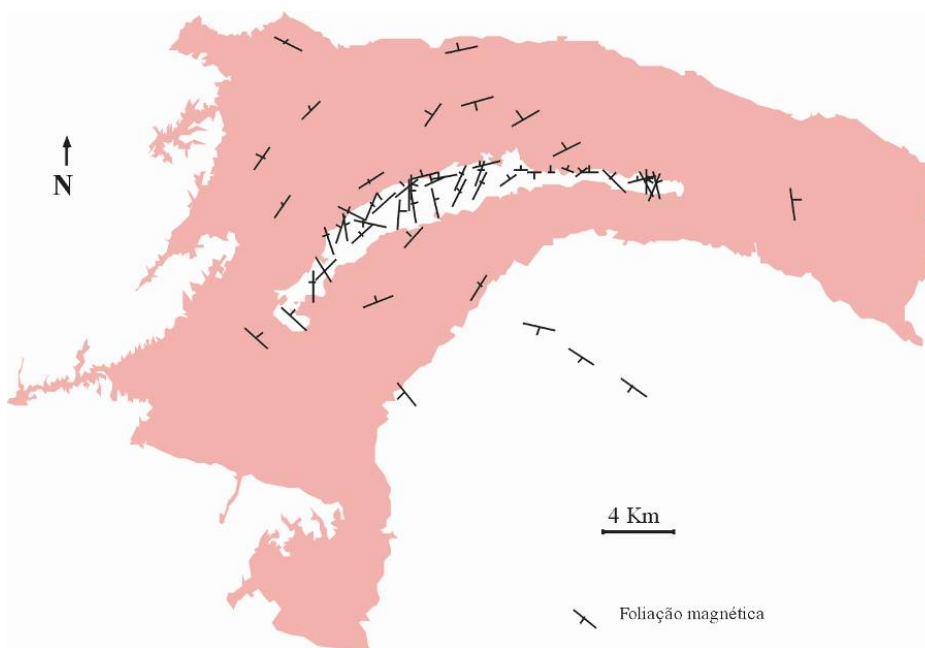


Fig.6.6.4. Orientação da foliação magnética do Maciço de Nisa. Adaptado de Solá (1999).



Fig.6.6.5. Afloramento do granito de Nisa localmente deformado, nas imediações do contacto com os granitóides de Aldeia da Mata a W do Maciço de Nisa (a escala, no canto inferior direito, é uma esferográfica).

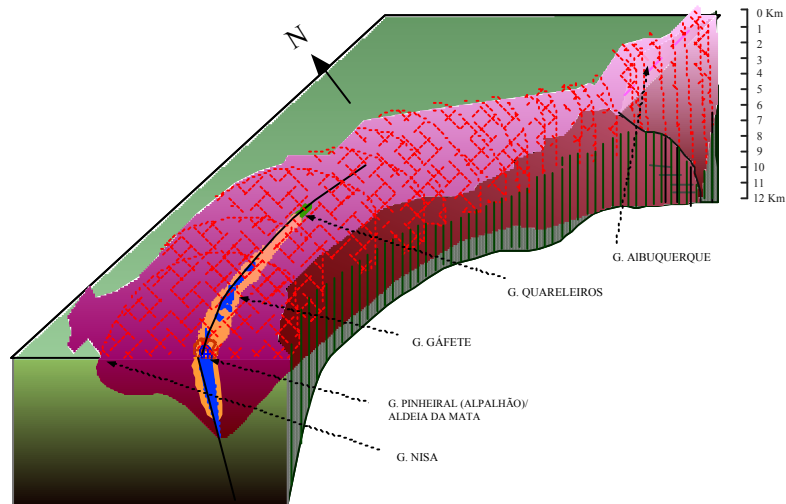


Fig.6.6.6. Bloco diagrama esquemático interpretativo da volumetria do Maciço de Nisa e relação dos granitóides do alinhamento interno com base nos dados gravimétricos (Campos & Plata, 1990) da região de Albuquerque (Espanha) que apontam para uma profundidade do Maciço da ordem dos 12 km, naquela região). Extraído de Solá (1999).

6.6.5. Ambiente geodinâmico

O Maciço de Nisa representa uma intrusão relacionada com o final da orogenia Varisca, sendo enquadrado no grupo dos granitóides tardi-pós Variscos relativamente à 3ª fase de deformação (Ferreira et al., 1987). O Maciço intruiu quer os materiais e estruturas pertencentes à ZCI (metassedimentos do Grupo das Beiras e o sinclinal paleozóico da Serra de S. Mamede), quer os da ZOM, incluindo a zona de sutura. Segundo Ribeiro & Sanderson, 1996, o contacto ZOM/ZCI corresponde a uma zona de cisalhamento transpressiva intracontinental esquerda de movimentação Varisca, que sublinha uma provável sutura Cadomiana (e.g., Ribeiro & Sanderson, 1996). Neste contexto, o ambiente geodinâmico correspondente é de pós-colisão continental. Este ambiente geodinâmico foi previamente sugerido pelos diagramas de discriminação tectónica (Fig.6.2.8 e 6.2.9) para a maioria dos granitóides.

Na Fig. 6.6.7 apresenta-se uma proposta da relação do Maciço de Nisa com as formações encaixantes de baseada na geotransversal de Ribeiro & Sanderson (1996) e na cartografia apresentada no mapa da Fig. 2.4. Como referido no Cap. 2.1.2 e 2.2, uma característica desta zona de transição é o facto das formações Ordovícicas (Formação de Urra) assentarem em discordância sobre o soco Neoproterozóico da Zona de Ossa Morena (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2001). Assim, e dado que os protólitos sugeridos correspondem a material crustal, a Formação de Urra, é aqui sugerida como provável protólito do granito de Nisa, embora também se admita a participação de componentes do Grupo das Beiras (CXG) ou das formações da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, conforme sugerido por Menéndez (1998). Além disso, como já referido, há coerência entre as idades

dos zircões herdados dos granitos de Nisa e as idades herdadas dos vulcanoclastitos da Formação de Urra, sugerindo o envolvimento de material Cadomiano (Fig. 6.4.10).

Neste contexto, os protólitos menos ricos em SiO₂ que fundiram parcialmente e originaram o tonalito de Aldeia da Mata e granodiorito de Pinheiral (Alpalhão), poderiam corresponder a magmas crustais com contribuição mantélica que ascenderam por falhas. De referir, contudo, que no modelo de Ribeiro & Sanderson (1996), os autores admitem que é a ZOM que cavalga a ZCI, e que a ZCTBC representa uma sutura Cadomiana, contrariamente ao sugerido por Azor et. al. (2004 e bibliog. inclusa) que admitem que a ZCI cavalga a ZOM e que a ZCTBC representa uma sutura relacionada com a colisão do ciclo Varisco. Neste último modelo, as fontes prováveis, dos magmas félsicos, representados pelos granitos de Nisa e Gáfete seriam os materiais pré-ordovícicos, os mesmos que no modelo anterior, enquanto que os magmas tonalítico de Aldeia da Mata e granodiorítico do Pinheiral (Alpalhão), estariam talvez relacionados com a fusão dos materiais da designada “Unidade Central”, que inclui, eclogitos e rochas oceânicas.

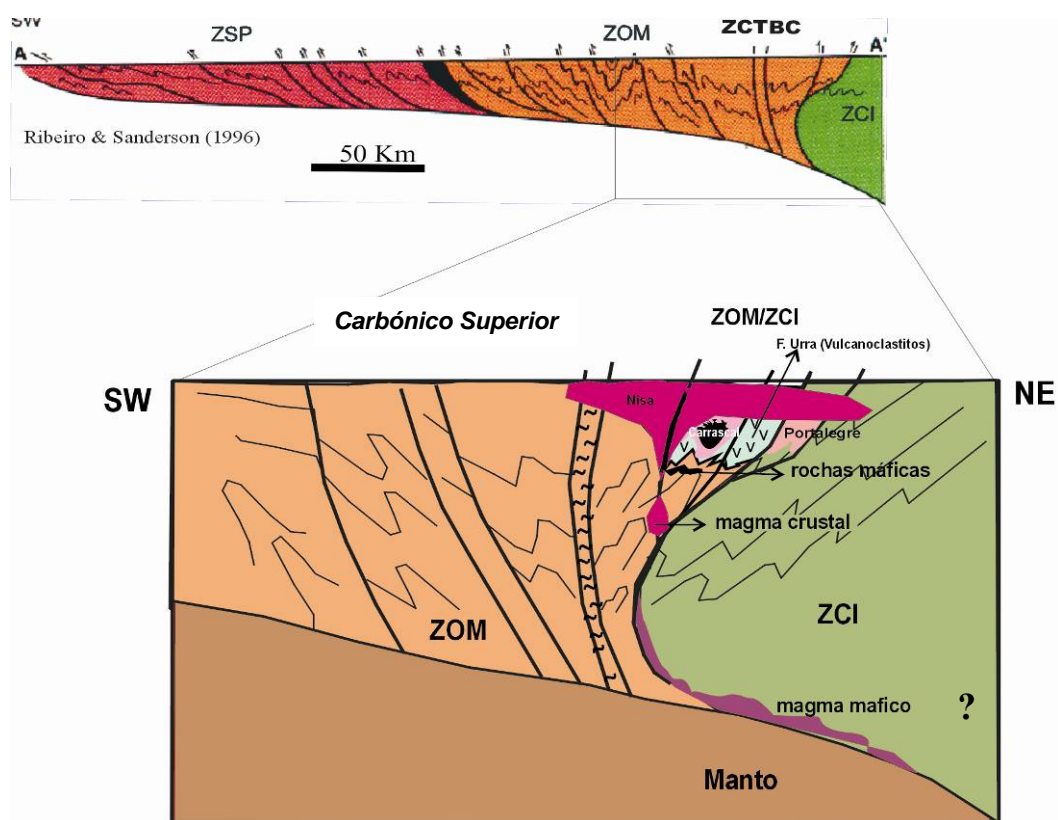


Fig. 6.6.7. Corte superior: Estrutura simplificada da cadeia Varisca Ibérica a SW da Ibéria, extraído de Ribeiro & Sanderson (1996). A localização desta geotransversal é dada na, Fig. 2.3 (corte A-A'). Corte inferior: esboço da relação do Maciço de Nisa com as formações encaixantes, com base na geotransversal anterior. Neste esquema, um dos componentes do protólito dominante, representado pelos granitos de Nisa, corresponde aos vulcanoclastitos da Formação de Urra (ver explicação no texto).

6.7. Conclusões gerais

1) O Maciço de Nisa corresponde a uma intrusão granítica tardi a pós Varisca, de grandes dimensões (área superior a 700 Km² no território Português), em forma de arco, que se prolonga para Espanha, até à povoação de Albuquerque. Corta terrenos e estruturas da ZCI e da ZOM, incluindo a zona de sutura. A N contacta com os metassedimentos do Grupo das Beiras, pertencentes à ZCI, provocando uma auréola de metamorfismo de contacto. A S corta transversalmente os Maciços de Portalegre e do Carrascal, bem como o sinclinal da Serra de S.Mamede e as formações Neoproterozóicas e Câmbrias da ZOM. Encontra-se associado a várias ocorrências minerais, principalmente de urânio, fósforo e tungsténio, e rochas ornamentais e industriais que têm sido exploradas e objecto de prospecção. A ocorrência de urânio mais importante ocorre na auréola de metamorfismo de contacto, a E da povoação de Nisa.

2) O Maciço de Nisa apresenta uma estrutura concêntrica em que o granito dominante, o granito de Nisa (monzogranito a sienogranito), de granularidade muito grosseira, porfiróide, biotítico-moscovítico, contrasta fortemente com os granitóides do núcleo, de granularidade muito mais fina que definem um alinhamento interno descontínuo acompanhando a forma geral do Maciço. No núcleo, o tonalito a granodiorito de grão fino, por vezes porfiróide com anfíbola e biotite de Aldeia da Mata envolve localmente o sienogranito de grão médio a fino moscovítico-biotítico de Gáfete, o qual envolve o granodiorito a monzogranito de Alpalhão. O monzogranito a sienogranito de Quareleiros é envolvido pelo sienogranito de Gáfete.

3) À excepção da fracturação tardi-Varisca, que foi bastante intensa, não se observam estruturas de deformação evidente no Maciço. Foram obtidas idades de 309 ± 5 Ma (U/Pb zircão, SHRIMP) para os núcleos mais precoces do granito de Nisa e de 306 ± 3 Ma (U/Pb zircão, SHRIMP) para os granitóides de Aldeia da Mata (tonalito). A idade dos restantes granitóides do alinhamento interno é contemporânea dos granitóides de Aldeia da Mata de acordo com os dados da foliação magnética e de campo.

4) O granito de Nisa possui relativa abundância de minerais acessórios tais como: zircão, apatite, monazite, ilmenite, rútilo, que ocorrem preferencialmente no interior da biotite, esfena, minerais de U e raros sulfuretos. Inclui, por vezes, andalusite ± silimanite e rara cordierite alterada para filosilicatos. A turmalina ocorre sobretudo a E do Maciço. Os granitóides de Aldeia da Mata contém também uma elevada percentagem de minerais acessórios: esfena primária, ilmenite, rútilo, zircão, apatite, epídoto e alanite, carbonatos, sulfuretos de Fe, óxidos de U e silicatos de U e Th. O granito de Gáfete e Quareleiros possui menor quantidade de acessórios: ilmenite, rútilo, zircão, apatite, monazite e raros

sulfuretos e o granito do Pinheiral (Alpalhão) possui ilmenite, rútilo, esfena, zircão, apatite, monazite, alanite, epídoto, carbonatos e torite.

5). O Maciço de Nisa é um maciço granítico compósito com assinaturas calco-alcálicas de alto-K com excepção dos granitóides de Aldeia da Mata, que variam de metaluminoso a peraluminosos.

6). Na génese deste Maciço estiveram envolvidos protólitos com duas composições contrastantes:

6.1 Protólitos de composição “evoluída” heterogénea, com razões mais elevadas de Sr iniciais e $\delta^{18}\text{O}$ derivado de material crustal talvez metassedimentar que terá originado, por fusão crustal, o **granito de Nisa e sienogranito de Quareleiros e Gáfete** que correspondem a duas pulsações magmáticas distintas e têm muitas características do tipo S. Estes dois últimos representam o mesmo granito, pois tem espectros composicionais coincidentes e o mesmo valor de $\delta^{18}\text{O}$.

6.2 Protólito mais primitivo, de composição intermédia, ígnea, crustal com contribuição mantélica que por fusão parcial originou o tonalito de **de Aldeia da Mata** e o granodiorito de **Pinheiral (Alpalhão)**. O granodiorito de **Pinheiral (Alpalhão)** resultou de menor grau de fusão parcial do que o tonalito de Aldeia da Mata e são ambos do tipo I.

7) Os diagramas de variação dos granitóides de Aldeia da Mata e seus perfis de REE, bem como diminuição do teor de anortite da plagioclase, diminuição do Ba do feldspato potássico, decréscimo do conteúdo em Mg e aumento de Al total e Fe/(Fe+Mg) da biotite, diminuição do Ti da esfena, aumento de P, Fe, Mn, Mn/Ca da fluorapatite e aumento em Fe+Mn e decréscimo de Ti da ilmenite, indicam que tonalito, granodiorito e monzogranito estão relacionados por cristalização fraccionada. A modelização dos elementos maiores e menores foi testada e indica que o monzogranito pode derivar do magma tonalítico por cristalização fraccionada de plagioclase, anfíbola, biotite, quartzo e ilmenite. Terá havido também assimilação de material metassedimentar, como indicado pelos dados isotópicos de Sr e $\delta^{18}\text{O}$.

8) Os **granitóides de Pinheiral (Alpalhão)** definem outra série de diferenciação de granodiorito a monzogranito. A modelização dos elementos maiores e menores foi testada e indica que o monzogranito pode derivar do magma granodiorítico por cristalização fraccionada de plagioclase, biotite, quartzo e ilmenite. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ sugerem que houve também assimilação de material metassedimentar.

9) O **monzogranito de Quareleiros** não se enquadra no espectro dos restantes granitóides devendo corresponder a uma pulsação magmática independente, apoiado pelo facto de possuir simultaneamente teores mais elevados de An da plagioclase e $\delta^{18}\text{O}$ do que o monzogranito de Pinheiral (Alpalhão).

10) Os dados dos zircões sugerem protólitos distintos, crustais, típicos de rochas ígneas félsicas provavelmente do metassedimento que por fusão parcial originou o granito de Nisa e ígneos de natureza intermédia para os granitóides de Aldeia da Mata. Em geral, os grãos de zircão do monzogranito de Nisa são zonados com núcleos bem desenvolvidos e sobrecrescimentos nos bordos. Foram distinguidos três tipos de zircão, com base no quimismo e nas texturas:

i) com elevados conteúdos em U e altos em Th/U dos sobrecrescimentos mais externos com $307,4 \pm 4,0$ Ma; ii) com moderados teores em U e Th/U, com zonamento concêntrico que ocorrem quer como sobrecrescimentos internos quer como grãos individuais com $305,4 \pm 6,2$ Ma; iii) núcleos texturalmente discordantes que representam zircão herdado de várias idades e zircão jovem com $309,0 \pm 4,6$ Ma. Esta idade presente, em vários núcleos, foi interpretada como idade magmática do granito de Nisa. A sobreposição das idades das três gerações de zircão “jovem” do granito de Nisa indica modificações químicas e térmicas ocorridas durante a cristalização/intrusão do plutão.

11) Os padrões texturais discordantes entre os núcleos e o zonamento concêntrico dos cristais de zircão indicam que este cresceu no monzogranito de Nisa em dois estádios, separados por um período de subsaturação de zircão, provavelmente devido a um aumento da temperatura.

12) Verifica-se um grande contraste químico entre os zircões com zonamento concêntrico e os dos sobrecrescimentos mais externos. A razão Th/U dos últimos é quase sempre 10x superior à dos primeiros. Estes factos são compatíveis com a saturação da monazite nos estádios finais de cristalização e/ou poderiam representar o envolvimento de uma fase fluida rica em U, logo após a intrusão do granito de Nisa.

13) As idades obtidas nos núcleos herdados dos zircões do granito de Nisa indicam que o protólito possui essencialmente dois componentes de idades: Neoproterozóicas (506-661 Ma, idades concordantes) e Paleoproterozóicas e mais antigas (1,85-2,55 Ga, sendo a maioria idades discordantes). Não foram detectadas idades dos eventos Mesoproterozóicos, o que pode sugerir um protólito de afinidade com o cratão W africano (ZOM?), sendo um protólito provável a Formação de Urra com idades de zircão herdado compatíveis.

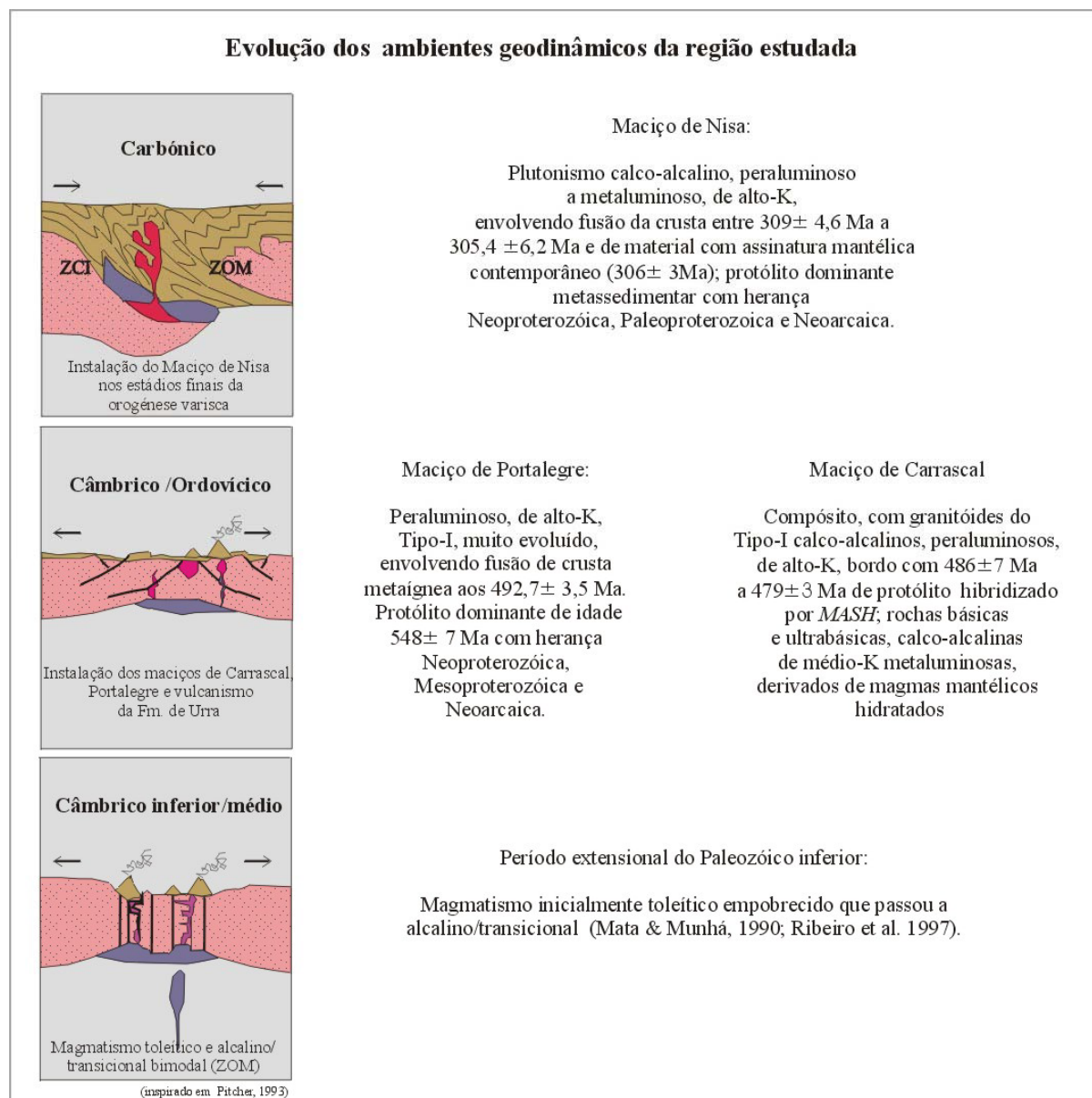
14) Os grãos de zircão do tonalito de Aldeia da Mata, apresentam zonamento bandado, típico de rochas ígneas máficas e não apresentam núcleos herdados. A idade U-Pb obtida para a cristalização desta rocha foi de $306,2 \pm 3,0$ Ma, mais recente, do que a idade dos zircões “precoces” do granito de Nisa. Contudo esta idade sobrepõe-se às restantes idades de cristalização dos zircão mais tardio do granito de Nisa indicando alguma contemporaneidade de cristalização.

CAPÍTULO 7

MODELO GEODINÂMICO

7. MODELO GEODINÂMICO

No quadro seguinte faz-se uma síntese do que se estima serem os ambientes geodinâmicos dos três Maciços estudados no contexto regional.



BIBLIOGRAFIA

- ABDEL-RAHMAN A.M.** 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.* 35, 525–541.
- ABRANCHES M.C.B., CANILHO M.H., CANÊLHAS M.G.S.** 1979. Idade absoluta pelo método do Rb-Sr dos granitos do Porto e de Portalegre (Nota preliminar). *Boletim Soc. Geol. Portugal XXI*, pp. 239–248.
- AHRENS L.H., CHERRY R.D., ERLANK A.J.** 1967. Observations on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 2379 – 2387.
- ALBUQUERQUE. C.A.R.** 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochem. Cosmochim. Acta* 37, 1779-1802.
- ANTUNES I.M.H.R.** 2006. Mineralogia, Petrologia e Geoquímica de Rochas Granitóides da área de Castelo Branco -Idanha-a-Nova Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Universidade de Coimbra. 453 pp.
- ARMBRUSTER T., BONAZZI P. (VICE-CHAIRMAN), AKASAKA M., BERMANEC V., CHOPIN C., GIERÉ R., HEUSS-ASSBICHLER S., LIEBSCHER A., MENCHETTI S., PAN Y., PASERO M.** 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eur. J. Mineral.* 18, 551-567.
- AZEVEDO M.R., NOLAN J.** 1998. Hercynian late- post- tectonic rocks from the Fornos de Algodres área (Northern Central Portugal). *Lithos* 44, 1 – 20.
- AZEVEDO M.R., VALLE-AGUADO B.** 2006. In DIAS, R., ARAÚJO, A., TERRINHA, P. & KULLBERG, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora 107-121.
- AZOR A., LODEIRO F.G., SIMANCAS F.** 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, p. 45- 61.
- AZOR A., EXPÓSITO I., GONZÁLEZ-LODEIRO F., SIMANCAS J. F., MARTÍNEZ POYATOS D.** 2004. Propuesta de un modelo evolutivo para la Zona de Ossa-Morena. In: VERA. J.A. (ed.) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 188-189.
- BANDA E., ALBERT-BELTRÁN J., TORNÉ , M., AND FERNÁNDEZ M.** 1991. Regional geothermal gradients and lithosphere structure in Spain. In Cermák,V., and Rybach, L., eds. *Terrestrial heat flow and the lithosphere structure*. Berlin, Springer, 176–186.
- BARBARIN B.** 1990. Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.* 25, 227 – 238.

- BARBARIN B., DIDIER J.** 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interactions between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburg. Earth Sciences* 83, 145 – 153.
- BARD J.P., FABRIES J.** 1970. Aperçu pétrographique et structural sur les granitöids de la Sierra Morena. *Bol. Geol. Min España.* t 81 (2-3) pp 227-244.
- BARKER F.** 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks.* Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- BARTH T.F.W.** 1958. Principles of classifications and norm calculations of metamorphic rocks. *Journal of Geology*, 67, 135 –152.
- BEA F.** 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the chemistry of crustal melts. *Volume 37 (3)*, 521 - 552.
- BEA F.** 2004. Macizo Ibérico: La naturaleza del magmatismo de la Zona Centroibérica: consideraciones generales y ensaio de correlacion. In: Vera J. A. (Eds.), *Geología de España.* Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 128 – 133.
- BEA F., MONTERO P., MOLINA J.F.** 1999. Mafic precursors, peraluminous granitoids and late lamprophyres in the Avila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J. Geology* 170 (4), 399 – 419.
- BEA F., MONTERO P., ZINGER T.** 2003. The nature, origin and thermal influence of granite source layer of central Iberia. *The Journal of Geology* 111, 579 – 595.
- BEA F., MONTERO P.G., GONZALEZ-LODEIRO F., TALAVERA C., MOLINA J.F., SCARROW J.H., WHITEHOUSE M.J., ZINGER T.** 2006. Zircon thermometry and U-Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo anatectic complex, central Iberia. *Journal of the Geological Society of London.* 163(5):847-855.
- BEETSMA J.J.** 1995. The late Proterozoic / Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal. PhD. Thesis (não publicada). Vrije Universiteit Amsterdam. 223 pp.
- BLUNDY J.D., HOLLAND T.J.B.** 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole – plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 208 – 224.
- BROUSSE R., BIZOUARD H., ŠALAT J.** 1972. Grenats des adésites et des rhyolites de Slovaquie, origine des grenats dans les séries andésitiques. *Contr. Mineral. and Petrol.* 35, pp. 201-213.
- BROWN G.C.** 1981. Space and time in granite plutonism. *Phil. Trans. R. Soc. London.* A301, 321-336.

- BROWN R.N., RILEY J.F., SCHULTZ P.K.** 1970. Contributions to Australian mineralogy. 1. A new zinc-bearing ilmenite from Broken Hill. *Amdel Bull* 10:48-50
- BUDDINGTON A.F., LINDSLEY D.H.** 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology* 5, 310 – 357.
- BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT P., MATTE P., RIBEIRO A.** 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, 161-177.
- CAMPOS A.B.A., PEREIRA L.C.G.** 1991. A arquitectura e a fracturação no granito de Nisa (Alto Alentejo-Portugal). *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, Coimbra.* n°112, pp. 121-133.
- CAMPOS R., PLATA J.L.** 1990. Development of new multidisciplinary tecnicis for minerals exploration in several areas of the western Iberia Peninsula. Final Report Ch. 7 - Gravity Survey. IPGE (Madrid), University of Southampton (U.K). Spain.
- CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL À ESCALA 1/500 000.** 1992. 5ª Edição, Coord: Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M. T. & Monteiro, J. H. 2 folhas. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- CARVALHOSA A.** 1965. Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem Serv Geol Port*, 11:1–130.
- CASTRO A.** 2001. Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology* 71, 31 – 49.
- CASTRO A., MORENO-VENTAS I., ROSA J.D.** 1991a. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian Belt, Spain): implications for magma mixing. *Geol. Rundschau* 80, 109 – 120.
- CASTRO A., MORENO-VENTAS I., ROSA J.D.** 1991b. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.* 31, 237 – 253.
- CASTRO A., STEPHENS W.E.** 1992. Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Canad. Mineral.* 30, 1093 - 1112.
- CASTRO A., FERNANDEZ C.** 1998. Granite intrusion by externally induced growth and deformation of magma reservoir, the example of the Plazenzuela pluton, Spain. *Journ. Struct.Geology*, 20 (9/10)1219-1228.

- CHACON J., OLIVEIRA V., RIBEIRO A., OLIVEIRA J.T.** 1983. La Estructura de la Zona de Ossa Morena, Libro Jubilar J. M. Rios. Geologia de España, 1, 490-503.
- CHANG L.L.Y., HOWIE R.A., ZUSSMAN J.** 1998. Rock forming minerals – Non – silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides (Volume 5B). The Geological Society London. 297 – 333.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R.** 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173 - 174.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J. R.** 1992. I– and S– type granites in the Lachland Fold Belt. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sciences* 83, 1 – 26.
- CHAPPELL B.W., STEPHENS W.E.** 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 71 – 86.
- CHARIF A.** 2001. Étude pétrographique et géochimique du volcanisme « post-collisionnel » du Permien inférieur (Autunien) des Rehamna (Mechraâ Ben Abbou et Nzalt Laracha, Meseta – Maroc) : Implications géochimiques, pétrogenétiques et géodynamiques. These, Univ. Chouaib Doukkali, 186p.
- CHEN C.-H.** 2000. A Few notes on the Chemistry of White micas, garnets and Chlorites *Journal of the Geological Society of China*, vol. 43,N.4 pp. 587-614.
- CLARKE D.B.** 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canadian Mineralogist*, 19, 3-17.
- CLARKE D.B.** 1992. *Granitoid Rocks*: New York, Chapman & Hall, 283 p.
- CLAYTON R.N., MAYEDA T.K.** 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, pp. 43–52.
- CLEMENS J.D., VIELZEUF D.** 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 287 – 306.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W.** 1982. Nature and origin of A – type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 189 – 200.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.S., MEYER C.** 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, 89, Supplement, pp. B525–B534.

- CORDANI U.G., NUTMAN A.P., ANDRADE A.S., SANTOS J.F., AZEVEDO M.J., MENDES M.H., PINTO M.S.** 2006. New U – Pb SHRIMP zircon ages for pre-variscan orthogneisses from Portugal and their bearing on the evolution of the Ossa – Morena Tectonic Zone. *An. Acad. Bras. Cienc.* 78 (1), 133 – 149.
- CORFU F., HANCHAR J.M., HOSKIN P.W.O., KINNY P.** 2003. Atlas of zircon texture. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. John M. Hanchar & Paul W.O.Hoskin (Eds.). Vol. 53 – Zircon, 469 - 500.
- COTELO NEIVA J.M.** 2003. Jazigos Portugueses de Minérios de Urânio e sua Génese. Livro de resumos do IV Congresso Ibérico de Geoquímica, XIII Semana de Geoquímica, pp 27-28.
- COTELO NEIVA J.M., QUEIRÓZ N.M., FARIA F.L.** 1952. Géologie et genèse des gisements Portugais d' Apatite. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro, Porto*, VIII, 265-278.
- COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J.** 1979. *The interpretation of igneous rocks* George Allen & Unwin, London, 450 pp.
- CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., FRANKE W., HOLLAND J.G.** 2000. Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova* 12, 171– 180.
- CUMMING G.L., RICHARDS J.R.** 1975. Ore lead isotope relations in a continuous changing earth. *Earth Planet. Sci. Letters*, 28:155-171.
- DEBON F., LE FORT P.** 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sciences* 73, 135 - 149
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J.** 1966. *An Introduction to the Rock – Forming Minerals*. Longmans, Green & Co. Ltd, London. Versão Portuguesa: *Minerais Constituintes das Rochas – uma Introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian Lisboa. 237 pp.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J.** 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. 2a Ed. Longman. London. 696 pp.
- DELGADO J.F.N.** 1905. Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. I. Precâmbrico e Archaico; II. Câmbrico. *Com. Serv. Geol. Port., Lisboa*, VI, 245pp.
- DELGADO J.F.N.** 1908. *Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique*. Mémoires Commission Services Geologiques du Portugal, Lisbonne.

- DIAS G., SIMÕES P.P., FERREIRA N., LETERRIER J.** 2002. Mantle and Crustal Sources in the Genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints. *Gondwana Research* 5(2), 287 – 305.
- DIAS G., PIMENTA P.P., MENDES A.C.** 2006. Emplacement of variscan granites in the CIZ: geochronology and geochemical signatures in Mirão J., Balbino A. (Coordenadores), Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia. Estremoz (Portugal). Volume III, 1227-1129.
- DIDIER J., BARBARIN B.** 1991. The different types of enclaves in granites. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology* 13. Elsevier, Amsterdam. 19 – 24.
- DOWNES H., DUTHOU J.L.** 1988. Isotopic and trace element arguments for the lower-crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.* 68, 291 – 308.
- EGUÍLUZ L., IBARGUICHI J.I.G., ÁBALOS B., APRAIZ A.** 2000. Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa Morena Zone and related areas of the Iberian Massif.: *GSA Bulletin*, v. 112, p. 1398-1413.
- EL BOUSEILY A.M., EL SOKKARY A.A.** 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.* 16, 207 - 220.
- ENAMI M., LIOU J.G., MATTINSON C.G.** 2004. Epidote Minerals in High P/T Metamorphic Terranes: Subduction Zone and High- to Ultrahigh-Pressure Metamorphism *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* Vol. 56, pp. 347-398.
- ERNST W.G.** 2002. Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California. *American Mineralogist* 87, 478 - 490.
- ERNST W.G., LIU J.** 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB – A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83, 952 - 969.
- ESSAIFI A.L., BALLEVRE M., MARIGNAC C., CAPDEVILA R.** 2001. Découverte et signification d'une paragenèse à ilménite zincifère dans les métapélites des Jebilet centrales (Maroc) *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 333 381–388.
- FALKNER C., MILLER C., WOODEN J., HEIZLER M.** 1995. Petrogenesis and tectonic significance of the calc-alkaline, bimodal Aztec Wash pluton, Eldorado Mountains, Colorado River extensional corridor. *Journal of Geophysical Research*, 100:10453-10476.

- FARIA F.L., MESQUITA L.P.** 1962. Jazigos de Urânio da região de Nisa -Castelo de Vide. Bol.da Soc. Geol. de Portugal - Vol. XIV, pp 121- 139.
- FAURE G.** 1986. Principles of isotope geology. John Willey & Sons, New York. 589 pp.
- FERNANDES A.P.** 1961. Contribuição para o conhecimento geológico da região de Vale do Peso (Portalegre) Bol. do Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências de Lisboa, 9 (1), 3-34.
- FERNANDES A.P.** 1971. A Geologia da Província Uranífera do Alto Alentejo, comunicação ao I congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica. Tomo II secção I - Geologia. Lisboa-Madrid. pp 491-504.
- FERNANDES A.P., GONÇALVES F.** 1971. Nota preliminar sobre o provável maciço subvulcânico do Carrascal (Portalegre - Alto Alentejo). Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. FCT, Univ. Lisboa, 12 (1) 37-46.
- FERNANDES A.P., GONÇALVES F.** 1973. Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000, (Folha 32-B-Portalegre); Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- FERNANDES A.P., PERES A.M., CARVALHO H.F., PERDIGÃO J.C.** 1973. Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000, (Folha 28D-Castelo de Vide)-Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- FERNANDES A.P., BARROS R.F., PERES A.M., CARVALHO H.F., PERDIGÃO J.C.** 1976. Carta geológica de Portugal na escala 1/50000 , folha 29C (Marvão) Serv. Geol. Portugal. Lisboa.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., DUNNING G.R., JENNER G.A., GUTIÉRREZ-ALONSO G.** 2000. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: Constraints from U-Pb geochronology of granitoids. J. of the Geological Society London 157, 565 - 576.
- FERRÉ E.C., CABY R., PEUCAT J.J., CAPDEVILA R., MONIÉ, P.** 1998. Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz–monzonite plutons of Eastern Nigeria; Lithos 45, 255–279.
- FERREIRA N. IGLÉSIAS M., NORONHA F., PEREIRA E., RIBEIRO A., RIBEIRO M.L.** 1987. Granitóides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carmina, J.C. Gonzalo, M.L. Plaza, J.M.L. Rodrigues (Eds.), Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenage a L.C.G. Figueirola. Editorial Rueda, Madrid. 37 – 53.
- FERREIRA P.L.** 1997. Análise dos elementos do grupo das Terras Raras, Y, Sc e Hf por ICP-AES. Relatório de Estágio no Departamento de Geologia do Imperial College-Relatório interno do IGM Lisboa, 78pp.

- FERREIRA P.L., SOLÁ A.R., RIBEIRO M.L.** 1999. Contribuição para a caracterização geoquímica do Complexo Eruptivo de Nisa - Elementos do grupo das Terras Raras. Livro de resumos do II Congresso Ibérico de Geoquímica. Lisboa.
- FLOYD P. A., WINCHESTER J., SESTON R., KRYZA R., CROWLEY, Q.G.** 2000. Review of geochemical variation in Lower Paleozoic metabasites from the NE Bohemian Massif : intracratonic rifting and plume-ridge interaction, *in* W. H. Franke, V.; Oncken, O.; and Tanner, D., eds., ed., Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt: Geol. Soc. Spec. Publ., v. 179: London, The Geological Society of London, 155-174.
- FONAREV V.I., KOROLKOV G. Y.** 1980. The assemblage orthopyroxene + cummingtonite + quartz. The low-temperature stability limit. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 413 - 420.
- FÖRSTER H.-J., TISCHENDORF G., TRUMBULL R.B., GOTTESMANN B.** 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *J. Petrology* 40, 1613–1645.
- FOSTER M. D.** 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 354 – B, 1- 49.
- FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O., TANNER D.** 2000. Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt, *in* W. H. Franke, V.; Oncken, O.; and Tanner, D., eds., ed., Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt: Geol. Soc. Spec. Publ., v. 179: London, The Geological Society of London, p. 1-4.
- FROST B.R., BARNES C.G., COLLINS W.J., ARCULUS R.J., ELLIS D.J., FROST C.D.** 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42, 2033 – 2048.
- GOKHALE N.W.** 1968. Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Geol. Soc. Finland* 40, 107 – 111.
- GOMES M.E.P.** 1996. Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre de D. Chama - Agrochão e as mineralizações associadas. Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro. 323 pp.
- GOMES M.E.P., NEIVA A.M.R.** 2002. Petrogenesis of tin-bearing granites from Ervedosa, northern Portugal: the importance of magmatic processes. *Chem. Erde* 62, 47 – 72.
- GOMES M.E.P., NEIVA A.M.R.** 2005. Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo-Agrochão area, northern Portugal. *Lithos* 81, 1/4, 235 – 254.
- GONÇALVES F.** 1971. Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, p. 62 pg.

- GONÇALVES F., PERDIGÃO J.C., COELHO A.V.P., MUNHÁ J.M.** 1978. Notícia explicativa da folha 33-A (Assumar). Serv. Geol. Port., 37 pp.
- GORTON M.P., SCHANDL E. S.** 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073
- GOVINDARAJU K., POTTS P.J., WEBB P.C., WATSON J.S.**, 1994. Report on Whin Sill Dolerite W-E from England and Pitscurrie Microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories *Geostand. Newslett.* 18, 211 – 300.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., BLEEKER W., LOURENS L.J.** 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27(2): 83-100.
- GREEN, T.H.** 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P–T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65, 59–67.
- GUTIERREZ-ALONSO G., FERNANDEZ-SUAREZ J., JEFFRIES T.E., JENNER G.A., TUBRETT M.N., COX R., JACKSON S.E.** 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics* 365, pp. 221-232.
- HALL A.** 1987. *Igneous petrology*. Longman Scientific & Technical, 573pp.
- HARLOV D.E., FÖRSTER H.J.** 2003. Titanite reaction textures around ilmenite in amphibolite-facies rocks: Fluid induced?. *Journal of the Czech Geological Society*, 48/1-2, 57-58.
- HART S.R., ALLÈGRE C.J.** 1980. Trace element constraints on magma genesis. In: *Physics of Magmatic Processes, Bowen Volume*, (R. B. Hargraves, ed.), Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 120-159.
- 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.
- HOLLAND T., BLUNDY J.** 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*, 116:433-447.
- HUPPER H.E., SPARKS R.S.J.** 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* 29, 599 – 624.
- JACOBSEN S.B., QUICK E., WASSERBURG G.J.** 1984. A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite: implications for mantle evolution *Earth Planet. Sci. Lett.* 68 / 3, 361 – 378.

- JOHNSON R., BHATTACHARYYA G.** 1984. Statistics: principles and methods. New York, Wiley, 578 p.
- JOHNSTON A.D., WYLLIE P.J.** 1988. Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 Kbar with H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 252 – 262.
- JULIVERT M., FONTBOTÉ J. M., RIBEIRO A., CONDE L.** 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.
- JULIVERT M., FONTBOTÉ J., RIBEIRO A., CONDE L.** 1974. Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/ 1000000. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 133 pp.
- KING P.L., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W., ALLEN C.M.** 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *J. Petrol.*, 30(3):371-391.
- KING P.L., CHAPPELL B.W., ALLEN C.M., WHITE A.J.R.** 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite Australian Journal of Earth Sciences 48 (4), 501–514.
- KLEIN C., HURLBUT C.S.** 1985. Manual of Mineralogy (after J. D. Dana). 20TH Edition. John Wiley & Sons, New York. 596 pp.
- KOBER B.** 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb- age investigations on single zircons using a double filament thermal ionization source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 482-490.
- KOBER B.** 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter-bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb- age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 63-71.
- LA ROCHE H., LETTERIER J., GRAND CLAUDE P., MARCHAL M.** 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29, 183 – 210.
- LANCELOT J.R., ALLEGRET A.** 1982. Radiochronologie U/Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.* 9, 385–394.
- LANCELOT J.R., ALLEGRET A., IGLESIAS PONCE DE LEÓN M.** 1985. Outline of upper Precambrian and lower Paleozoic evolution of Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircon. *Earth Planet. Sci. Letters* 74, 325 – 337.

- LE BAS M.J., STRECKEISEN A.L.** 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 148, 825 – 833.
- LE MAITRE R.W.** (editor), 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd edition, Blackwell, Oxford.
- LEAKE B.E.** 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral* 63, 1023 -1052.
- LEAKE B.E., WOOLLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTHORNE F.C., KATO A., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.M.A., MARESCH W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WHITTAKER E.J.W., YOUZHI G.** 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* 61, 295-321.
- LIEW T.C., HOFMANN A.W.** 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 129 - 138.
- LINNEMANN U., ROMER, R.L.** 2002. The Cadomian orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance. *Tectonophysics*, 352, 33-64.
- LOISELLE M.C., WONES D.R.** 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr with Progr.* 11, 468.
- LONG P.E., LUTH W.C.** 1986. Origin of K – feldspar megacrysts in granitic rocks: Implications of a partitioning model for barium. *Amer. Mineral.* 71, 367 – 375.
- LOTZE F.** 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6, 78 – 92.
- LUÍS A.G., FERREIRA P.L., SOLÁ A.R., RIBEIRO M.L., SOUSA A.J.** 1998. Nota prévia sobre a aplicação da geoestatística à distribuição espacial das concentrações elementares no Complexo eruptivo de Nisa. *Comunicações do IGM, Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, tomo 84, Fasc.1, Lisboa. pp. B-15/18.
- MANIAR P.D., PICCOLI P.M.** 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 101, 635 – 643.

- MATA, J.** 1986. estudo geoquímico de metavulcanitos câmbricos e lamprófiros tardi-hercínicos do nordeste alentejano: evidências para a abertura e fecho do Prototéthys. Dissertação PAPCC, Fac. Ciências da Universidade de Lisboa. 206 pp.
- MATA J., MUNHÁ J.M.** 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de “rifting” continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76, pp. 61-89.
- MATTE P.** 1986. La chaîne Varisque parmi les chaîne Paléozoïque péri Atlantiques; modèle de evolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbinifère. *Bull. Soc. Géol. France*8, 9-24.
- MATTE P.** 1998. Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belt: Uralides and Variscides. *GFF* 120:209–222.
- MATTE P.** 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the definition of the Armorica microplate: Tectonic approach. *Terra Nova* 13: 117–121.
- MCDONOUGH W.F., SUN, S.-S.** 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120 223-253.
- MENDES F.** 1967-1968. Contribution à l' étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 11, 1: 3-155.
- MENÉNDEZ L.G.** 1998. Petrologia y geoquímica del batolito granítico de Nisa-Alburquerque (Alto Alentejo,Portugal; Extremadura, Españã), Tesis. Universidad de Granada. 223p.
- MICHARD A., GURRIET P., SOUNANT M., ALBÀREDE F.** 1985. Nd isotopes in French Fanerozoic shales: External vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(2):601-610.
- MILLER C.F., STODDARD E.F.** 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California: *Jour. Geol.*, v. 89, p. 233-246.
- MILLER C.F., STODDARD E.F., BRADFISH L.J., DOLLASE W.A.** 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.* 19 – 1, 25 – 34.
- MILLER C.F., MCDOWELL S., MAPES R.** 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance., *Geology*, 31:529-532.
- MOITA P., PEREIRA M., SANTOS J.** 2005a. Tonalites from the Hospitais massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal). I: Geological setting and petrography. *Geogaceta*, 37, 51-54.

- MOITA P., PEREIRA M., SANTOS J.** 2005b. Tonalites from the Hospitais massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal). II: Geochemistry and petrogenesis. *Geogaceta*, 37, 55-58.
- MONIER G., MERGOIL-DANIL J., LABERNARDIERE H.** 1984. Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranite du massif de Millevaches (Massif Central Français). *Bull. Minéral.* 107, 55 - 68.
- MONTERO P., BEA F., ZINDER T., SCARROW J.H., MOLINA J.F., WHITEHOUSE M.** 2004. 55 Million Years of Continuous Anatexis in Central Iberia: Single Zircon Dating of the Peña Negra Complex. *Jour. Geol. Soc. London* 161, 255 – 264.
- MOREIRA A.** 1994. Reconhecimento geológico, estrutural, petrográfico e geoquímico dos granitos de Alpalhão, Gáfete e Quareleiros. (Alto Alentejo). *Estudos Notas e Trabalhos, I.G.M.*, t36, Porto. pp. 103-117.
- MORIMOTO N., FABRICS J., FERGUSON A.K., GINZBURG I.V., ROSS M., SEIFERT F.A., ZUSSMANN J., AOKI K., GOTARDI G.** 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73:1123-1133.
- MURPHY J.B., EGUILUZ L., ZULAUF G.** 2002. Cadomian Orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia-Baltica connections. *Tectonophysics*, 352, pp.1-9.
- NACHIT H.** 1994. Contribution à la typologie des granitoïdes. Pétrogenèse et pétrologie structurale du batholite Panafricain du cercle de Tafraoute (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc), Thèse d'État, Agadir, 465 p.
- 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 (11), 813 – 818.
- NAKADA S.** 1991. Magmatic processes in titanite-bearing dacites, Central Andes of Chile and Bolivia. *Amer. Mineral.*, 76, 548-560.
- NAKAMURA, N.** 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38:757-775.
- NAKASHIMA K., IMAOKA T.** 1998. Niobian and zirconian ilmenites in syenites from Cape Ashizuri, Southwest Japan *Mineralogy and Petrology* 63:1-17.
- NEIVA A.M.R.** 1985. Geoquímica da biotite de rochas plutónicas. *Memórias e notícias, Publi. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 99: 85-126.
- NEIVA A.M.R.** 1993. Geochemistry of granites and their minerals from Gerez Mountain, Northern Portugal. *Chem. Erde* 53, 227 – 258.

- NEIVA A.M.R.** 1998. Geochemistry of highly peraluminous granites and their minerals between Douro and Tamega valleys, northern Portugal. *Chem. Erde* 58, 161 – 184.
- NEIVA A.M.R., COTELO NEIVA J.M., PARRY S.J.** 1987. Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, central Portugal. *Geochim. Cosmochimica Acta* 51, 439 – 454.
- NEIVA A.M.R., DODSON M.H., REX D.C., GUISE P.G.** 1995. Radiometric constraints on hydrothermal circulation in cooling granite plutons. The Jales gold-quartz mineralization, northern Portugal. *Mineral. Deposita* 30, 460-468.
- NEIVA A.M.R., CHRISTOFIDES G., ELEFThERiADIS G., SOLDATOS T.** 1996. Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, northern Greece. *Chem. Erde* 56, 117 – 142.
- NEIVA A.M.R., GOMES M.E.P.** 2001. Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: Granitos Hercínicos Portugueses. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa XXXIX*, 53 – 95.
- NOCKOLDS S.R.** 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. J. Sci.* 245, 401 – 420.
- OLIVEIRA J.T., OLIVEIRA V., PIÇARRA J.M.** 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena: *Comunicações Serv. Geol. Portugal*, v. t. 77, p. 3-26.
- OLIVEIRA J.T., PERREIRA E., RAMALHO M., ANTUNES M.T., MONTEIRO J.H.** (coord). 1992. Carta Geológica de Portugal na escala 1/500 000 (5ª Ed). *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- ORDOÑES-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, Ph.D. thesis (unpubl.) Diss ETH N°12.940, 233 pp.
- PALÁCIOS T., VIDAL G.** 1992. Lower Cambrian Acritarchs from Northern Spain - the Precambrian-Cambrian Boundary and Biostratigraphic Implications. *Geological Magazine* 129 (4): 421-436.
- 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 Press, Nantwich, U.K., 230-249.
- PEARCE J.A.** 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120–125.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G.** 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956 – 983.

- PECCERILLO A., ROTTURA S., PINARELLI L., DEL MORO A.** 1994. Interaction between mafic and salic magmas in granitoid plutons as inferred from geochemical and Sr-Nd isotopic study of granitoids and hosted enclaves from Cima d'Asta, Southern Alps, Italy. In: Sassi F.P., Peccerillo A. (Eds.), *Some Contributions to Circum – Mediterranean Basements and Granitoids*. *Period Miner.* 63, 93 – 111.
- PENHA H., ARRIBAS A.** 1974. Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Boletín Geológico y minero de España*, 85, 271-273.
- PERDIGÃO J.C.** 1964-1965. Sobre a descoberta de *Didymograptus* na região de Portalegre. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Vol. 48, pp. 157-159, Lisboa.
- PERDIGÃO J.C., GONÇALVES F.** 1977. Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000, (Folha 33A-Assumar)-*Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- PEREIRA L.G., CAMPOS A.B.A., RIBEIRO M.L., SOLÁ A.R., MOREIRA M.** 1998. Modelo tectónico da implantação do Complexo Eruptivo de Nisa (Alto Alentejo – Portugal). *Comunicações do IGM, Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, tomo 84, Fasc.1, Lisboa. pp. B-11/14.
- PEREIRA M.F.** 1995. Estudo tectónico da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior: A Faixa Blastomilínica e limite setentrional da Zona de Ossa Morena com o autóctone Centro Ibérico (Nordeste Alentejano). Tese de Mestrado (não publicada), Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 108pp.
- PEREIRA M.F.** 1999. Caracterização da estrutura dos domínios setentoriais da Zona de Ossa-Morena e o seu limite com a zona Centro Ibérica no Nordeste Alentejano-Tese de doutoramento não publicada, Universidade de Évora, 115p
- PEREIRA M.F., SILVA J.B.** 1997. A estrutura nos domínios setentoriais da Zona de Ossa-Morena: a Faixa Blastomilónica e a zona de transição com o Autóctone Centro Ibérico (Nordeste Alentejano-Portugal), *In Estudo sobre a geologia de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. A. Araújo e M. F. Pereira (Eds), Universidade de Évora, pp. 183-204.
- PEREIRA M.F., SILVA J.B.** 2001. The Portalegre-Esperança shear zone: sinistral transcurrent transpression along the Ossa-Morena/Central-Iberian zones boundary (Northeast Alentejo, Portugal). *Com. IGM, Lisboa*, 88 pp. 19-32.

- PEREIRA M.F., SILVA J.B.** 2002. Neoproterozoic–Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Córdoba shear zone and related áreas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (northeast Alentejo, Portugal). *Comun IGM Lisboa* 89:47–62.
- PÉREZ ESTAÚN A., MARTÍNEZ CATALÁN J., BASTIDA F.** 1991. Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics* 191, 243-253.
- PIÇARRA J.M., ROMÃO J.M. GUTIÉRREZ-MARCO J.C., OLIVEIRA J.T.** 1999. Preliminary note on the Ordovician-Silurian stratigraphic sequence of the Serra de S. Mamederegion, southern border of the Central Iberian Zone, Portugal. XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Badajoz (Espanha), *Journal of Conference Abstracts*, 4 (3), pp.1018.
- PICCOLI M.P., CANDELA P.A.** 2002. Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 48. Phosphates – Geochemical, Geobiological and Materials Importance.
- PILAR L.** 1966. Condições de formação do jazigo uranífero de Nisa. *Comun. Serv. Geol. Port.* 50, 51-83.
- PILAR L.** 1966. Petrografia das rochas metamórficas e dos granitos de contacto de região de Nisa. *Comun. Serv. Geol. Port.* 50, 85-117.
- PITCHER W.S.** 1979. Comments on the geological environments of granites. In: Atherton M. P., Tarney J., eds., *Origin of granite batholiths*, Nantwich, Shiva, 1-8.
- PITCHER W.S.** 1983. Granite typology, geological environment and melting relationships. In: Atherton M.P., Gribble C.D. (Eds.), *Migmatites, melting and metamorphism*, Shiva, Nantwich 76, 52 – 79.
- PITCHER W.S.** 1985. A multiple and composite batholith. In: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobblings, E.J.; Beckinsale, R.D. ed. *Magmatism at a plate edge - The Peruvian batholith*. p. 93-191. New York, Halshed Press AViley & Sons. 328 pp.
- PITCHER W.S.** 1993. *The nature and origin of granite*. Chapman & Hall, London. 300 pp.
- PITCHER W.S.** 1997. *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall Ed (2nd Ed), London. 387 pp.
- PITCHER W., ATHERTON M., COBBING W., BECKINSALE R.** 1985. A model for the Coastal Batholiths. In : Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E. e Beckinsale, R. (editores), *Magmatism at a Plate Edge*. Halsted press, New York, pp. 239-240.

- PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., VERSCHURE R.H., HEBEDA E.H., VERDURMEN E.A.T.** 1970. Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv.* 63, pp. 255–274.
- QUESADA C.** 1992. Evolución tectónica del Macizo Ibérico (una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Palaeozoico). In: Gutiérrez Marco, J. G., Saavedra, J. & Rábano, I., Eds, Paleozoico inferior de Ibero-América, p. 174-190. Universidad de Extremadura.
- RAMOS J.M.F., SILVA F.G., MAGALHÃES J.S., CONDE L.N., MACEDO C.A.R., ANDRADE A.A.S., SOUSA M.B.** 1971. Considerações gerais sobre a Geologia e a Metalogenia da região de Valpaços-Vilarandelo-Sonim (Trás-os-Montes). *Memórias e Notícias Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, Coimbra*, 72, 1-11.
- RIBEIRO.A.** 2006. A evolução geodinâmica de Portugal In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 1-27.
- RIBEIRO A., IGLÉSIAS M., RIBEIRO M.L., PEREIRA E.** 1983. Modèle geodynamique des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal.* 69, 2, pp. 291 - 293. Lisboa.
- RIBEIRO A., QUESADA C., DALLMEYER R.D.** 1990. Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer R.D., Martinez Garcia (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 399 - 409.
- RIBEIRO A., SANDERSON D.** 1996. SW-Iberia:Transpressional Orogeny in the Variscides, in D. G. and. Z. Gee, H.J., ed., *EUROPROBE 1996 - Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents.*, EUROPROBE Secretariate, Uppsala University, 138 pp., p. 91-95.
- RIBEIRO A., SILVA J.B.** 1997. Portugal (general) Geology. *Encyclopedia of World Regional Geology.* pp. 611 - 618 E.M. Moores & R. W. Fairbridge, (eds).
- RIBEIRO M.L.** 1986. Geologia e Petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes). Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa.
- RIBEIRO M.L.** 1993. Granitos do Ocidente Ibérico: contribuição para a sua interpretação geodinâmica. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe, Coruña*, 18, 7-25.
- RIBEIRO M.L.** 2001. Modelos de implantação dos granitos variscos Portugueses. *Memórias da Academia das Ciências.* Tomo XXXIX, 33 – 52.

- RIBEIRO M.L., MATA J., MUNHÁ J.** 1992. Magmatismo do Paleozóico inferior em Portugal. 1ª Conf. Intern. da Ibero-América. pp 378-394. Eds.: Gutiérrez Marco, J.G. Saavedra, J. & Rábano, I. Universidade Extremadura, Espanha.
- RIBEIRO M.L., MOREIRA A., MOREIRA M.E., MOREIRA M., FERREIRA P., TORRES L.** 1995. Geoquímica das fácies internas do complexo eruptivo de Nisa (NE Alentejo). IV Cong. Nac. Geol. Mem. nº 4. Univ. Porto - Fac. Ciên. Mus. Lab. Min. Geol., Porto, pp. 801-804.
- RIBEIRO M.L., MUNHÁ J., MATA J., PALÁCIOS T.** 1997. Vulcanismo na Zona de Ossa Morena e seu enquadramento geodinâmico. Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico), Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, pp. 37 - 55. A. Alexandre Araújo & M. F. Pereira (Eds.). Évora.
- RIBEIRO M.L., PALÁCIOS T.** 1998. Aspectos geoquímicos dos granitos de Salvaterra do Extremo. Actas do V Congresso Nacional de Geologia. Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, 84.
- RIBEIRO M.L., PEREIRA M.F., SOLÁ A.R.** 2003. O ciclo cadomiano na ZOM: evidências geoquímicas. Livro de resumos do IV Congresso Ibérico de Geoquímica, XIII Semana de Geoquímica, pp 69-71.
- RIBEIRO O., TEIXEIRA C., CARVALHO H., PERES A., FERNANDES A.P.** 1964. Carta geológica de Portugal na escala 1/50000, folha 28B (Nisa) Serv. Geol. *Portugal*. Lisboa.
- RIBEIRO S., SANTOS J.F.** 2005. Estudo geoquímico do Maciço do Carrascal (Nordeste Alentejano-Portalegre) Actas da XIV Semana de Geoquímica & VIII congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Universidade de Aveiro, Volume 1, 123-126.
- RIEDER M., CAVAZZINI G., DYAKONOV Y.S., FRANKKAMETSKII V.A., GOTTARDI G., GUGGENHEIM S., KOVAL P.V., MULLER G., NEIVA A.M.R., RADOLSLOVICH E.W., ROBERT J.L., SASSI F.P., TAKEDA H., WEISS Z., WONES D.R.** 1998. Nomenclature of the micas. The Canadian Mineralogist, 36, 905-912.
- ROBERTS M.P., PIN C., CLEMENS J.D., PAQUETTE J.L.** 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: The Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41, 6, pp. 809-844.
- ROBERTS S., SANDERSON D., GUMIEL P., DEE, S.** 1991. Tectonic and fluid evolution of auriferous quartz veins from La Codesera area, SW Spain. *Economic Geology*, 86, 1012-1022.
- ROLLINSON H.** 1993. Using Geochemical Data : Evaluation, Presentation and Interpretation. Longman, UK. 352 pp.

- ROMÃO J.** 2000. Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000, (Folha 28-A-Mação); Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.
- ROMÃO J., COKE C., DIAS R., RIBEIRO A.** 2005. Transient inversion during the opening stage of the Wilson Cycle “Sardic phase” in the Iberian Variscides – stratigraphic and tectonic record. *Geodinamica Acta*, 18-2, pp. 15-29.
- ROMARIZ C.** 1957. Notas petrográficas sobre os granitos tectonizados de Portalegre. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. da Fac. Ciências de Lisboa*, 7, 161-181.
- SANDERSON D.J., ROBERT S., GUMIEL P., MCGOWAN J.** 1990. Development of new multidisciplinary tecnic for minerals exploration in several areas of the western Iberia Peninsula. Final Report CH. 2 - Structural setting of the La Codosera Area. IPGE (Madrid), University of Southampton (U.K). Spain.
- SCHERMERHORN L.J.G.** 1987. The Hercynian gabbro-tonolite-leucogranite suite of Iberia: Geochemistry and fractionation. *Geol. Rundschau*, 76 (1), 137-145.
- SCHMIDT M.W.** 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in.hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.
- SCHMIDT M. W., POLI S.** 2004. Magmatic Epidote. *Reviews in Mineralogy. and Geochemistry*, 56(1): 399 - 430.
- SCHNEIDER A.** 1951. Reconhecimento geológico dos jazigos de fosforite da região de Castelo de Vide (Alto-Alentejo). *Bol. Serv. Geol. de Portugal*, Vol IX, (III) 195-218.
- SCHUMACHER J.C.** 1997. Appendix 2 – The estimation of the proportion of ferric ion in the electron microprobe analysis of amphiboles. In: Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laaird J., Mandarino J.M.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* 61, 312-321.
- SHAND S.J.** 1947. *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits* (3rd Ed). John Willey & Sons, New York. 488 pp.
- SILVA J.B., PEREIRA M.F., RIBEIRO A.** 1993. The northern domains of the Ossa Morena Zone: structure and geodynamic evolution. In XII Reunião do Oeste Peninsular. *Terra Abstracts*, Abstact Supplement nº6 to *Terra Nova*, 5, 9.

- SILVA M.M.V.G.** 1995. Mineralogia, petrologia e geoquímica de encaves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas. Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Universidade de Coimbra. 288 pp.
- SILVA M.M.V.G., NEIVA A.M.R.** 2000. Geochemistry of Hercynian Peraluminous granites and their minerals from Carregal do Sal – Nelas – Lagares da Beira área, central Portugal. *Chem. Erde* 59, 329 – 349.
- SILVA M.M.V.G., PINTO M.M.S.C.** 2003. Geoquímica e petrologia dos granitóides e dioritos associados ao plutão de Redondo, Zona de Ossa Morena. Livro de Resumos do IV Congresso Ibérico de Geoquímica / XIII Semana de Geoquímica. Coimbra (Portugal). 99 – 101.
- SILVA M.M.V.G., PINTO M.M.S.C.** 2006. Geoquímica das rocha ígneas do plutão de Reguengos de Monsaraz, Alto Alentejo. Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia, vol. 1: 249-251.
- SIMANCAS J.F., CARBONELL R., LODEIRO F.G., PÉREZ ESTAÚN A., JUHLIN C., AYARZA P., KASHUBIN A., AZOR A., MARTINEZ POYATOS D., ALMODÓVAR G.R., PASCUAL E., SÁEZ R., EXPÓSITO I.** 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS), *Tectonics*, 22-6, pp. 1-11.
- SIMMONS E.C.** 1984. Distribution of Uranium in Granitic rocks-implications of saturation limits for trace minerals. *Transactions, society of mining engineers of AIME*. Vol. 274, 1827-1832.
- SOLÁ A.R.** 1999. Petrogeoquímica do Complexo Eruptivo de Nisa-Relatório de estágio Rel. int. IGM. 33pp e Anexos.
- SOLÁ A.R.** 2007. Geoquímica, Petrologia e Geocronologia do zircão dos vulcanoclastitos da Formação de Urra (transição ZCI/ZOM): significado geodinâmico. Prova Complementar (não publicada).Universidade de Coimbra. pp 161.
- SOLÁ A.R., MOREIRA M., MOREIRA M.E., RIBEIRO M.L.** 1997. Relações geoquímicas e magnéticas nas fácies do Complexo Eruptivo de Nisa (NE Alentejo) - I Congresso Ibérico de Geoquímica, Sória. CEDEX editor. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Espanha. pp. 28.
- SOLÁ A.R., RIBEIRO M.L., MOREIRA M.E., MOREIRA M.** 1998a. Complexo Eruptivo de Nisa - cartografia geoquímica e mecanismo de implantação. Comunicações do IGM. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, tomo 84, Fasc.1 Lisboa. pp. B-39/42.
- SOLÁ A.R., RIBEIRO M.L., MATEUS A., RAMOS J.F.** 1998b. Circunstâncias geoquímicas e estruturais na base de defeitos de rocha ornamental (Região de Nisa - NE alentejano). Comunicações do IGM, Actas do V Congresso Nacional de Geologia, tomo 84, Fasc.1, Lisboa. pp. B-99/102.

- SOLÁ A.R., RIBEIRO M.L., NEIVA A.M.R.** 2003. Aspectos da variabilidade mineralógica e textural num gabro do Maciço do Carrascal: algumas interferências petrogenéticas. Livro de Resumos do IV Congresso Ibérico de Geoquímica / XIII Semana de Geoquímica. Coimbra (Portugal). 87 - 89.
- SOLÁ A.R., MONTERO P., RIBEIRO M.L., NEIVA A.M.R., ZINGER T., BEA F.** 2005. Pb/Pb age of the Carrascal Massif, central Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, pp. A856-A856.
- SOLÁ A.R., PEREIRA M.F., RIBEIRO M.L., NEIVA A.M.R., WILLIAMS I.S., MONTERO P., BEA F., ZINGER T.** 2006. The “Urro Formation”: Age and Precambrian inherited record. Livro de resumos do VII congresso Nacional de Geologia, (coordenadores: J. Mirão & A. Balbino). Vol. I, pp.29-32, Évora.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D.** 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planet. Sc. Letters* 34, 207 – 226.
- STEIGER R.H., JÄGER E.** 1977. Convention of the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 36, 359 - 362.
- STRECKEISEN A.** 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12, 1–33.
- STREICKEISEN A.** 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, Vol. 7, 331–335.
- STREICKEISEN A., LE MAITRE R.W.** 1979. A chemical approximation to modal QAPF classification of the igneous rocks *N.Jb. Miner. Abh.* 136, 169-206.
- TAYLOR JR. H.P.** 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 19, 1.
- TAYLOR JR. H.P.** 1978. Oxygen- and hydrogen-isotope studies of plutonic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 177–210.
- TAYLOR S.R., MCLENNAN S.M.** 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution.* Blackwell Scientific Publ., Oxford. 311 pp.
- TEIPEL U., EICHHORN R., LOTH G., ROHRMÜLLER J., HÖLL R., KENNEDY A.** 2004. U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism- *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 93:782–801.
- TEIXEIRA C.** 1955. Notas sobre a geologia de Portugal. O complexo xisto-grauváquico ante-Ordoviciano. *Empr. Lit. Fulminense Lda, Lisboa*, 50 p.

- THIÉBLEMONT D., CABANIS B.** 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100) – Tb – Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogenétique des roches magmatiques acides. Bull. Soc. Géol. France 8 / VI (1), 23 – 35.
- TINDLE A.G. PEARCE J.A.** 1981. Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon Pluton, Scotland. Contrib. Mineral. Petrol. 78, 111 – 117.
- TURPIN L., CUNNEY M., FRIEDRICH M., BOUCHEZ J.L., AUBERTIN M.** 1990. Metagneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. Contrib. Mineral. Petrol. 104, 163 – 172.
- VALLE AGUADO B., AZEVEDO M.R., SCHALTEGGER U., MARTÍNEZ CATALÁN J.R., NOLAN J.** 2005. U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. Lithos 82, 169 - 184.
- VILLASECA C., BARBERO L.** 1994. Chemical variability of Al – Ti – Fe – Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. Eur. J. Mineral. 6, 691 – 710.
- VILLASECA C., BARBERO L., ROGERS G.** 1998. Crystal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. Lithos 43, 55 - 79.
- VILLASECA C., DOWNES H., PIN C., BARBERO L.** 1999. Nature and composition of the coger continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. J. Petrology 40 (10), 1465 – 1496.
- WATSON E., HARRISON T.** 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. EPSL, 64, 295-304.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W.** 1987. A – type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 95, 407 – 419.
- WHALEN J.B., CHAPPELL B.W.** 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. Am. Mineral., 73:281-296.
- WHALEN J.B., MCNICOLL V.J., VAN STAAL C.R., LISSEBERG C.J., LONGSTAFFE F.J., JENNER G.A., VAN BREEMAN O.** 2006. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off, Lithos 89, 377–404.
- WHITE A.J.R.** 1979. Sources of granite magmas. Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 11. 539.

- WHITE A.J.R. & CHAPPELL B.W.** 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. GSA. Memoir, 159, Geological Society of America, 21-34.
- WIEBE R.A.** 1994. Silic Magma Chambers as Traps for Basaltic Magmas: The Cadillac Mountain Intrusive Complex, Mount Desert Island, Maine. *The Journal of Geology*. Number 4, Volume 102, 423-437.
- WILKINSON D.R., BAILEY D.K., HALSALL T.J., QUAIFFE P.A.** 1984. Geochemical variations in granitoids magmatism, central Portugal. *Memórias e Notícias, Publ. Museu Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 98. 305-319.
- WILLIAMS I.S.** 1998. U-Th-Pb geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in economic Geology*, 7, Chapter 1, 1-35.
- WILLIAMS I.S., CLAESSEON S.** 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97, 205 – 217.
- WILLIAMS I.S., BUICK I.S., CARTWRIGHT I.** 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of metamorphic geology*, 14, 29-47.
- WILLIAMSON B.J., SHAW A., DOWNES H., THRILLWALL M.F.** 1996. Chemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central. *Chem. Geol.* 127, 25 – 42.
- WILSON M.** 1989. *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Harper Collins Acad., 466 pp.
- WINTER J.** 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697 pp.
- WONES D.R., EUGSTER. H.P.** 1965. Stability of biotite: theory and application. *American Mineralogist*. 50:1228-1272.
- XIONG X.L., ADAM J., GREEN T.H.** 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218, 339-359.
- ZBYSZEWSKI G., RIBEIRO O., GONÇALVES F.** 1983. Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000, (Folha 28C-Gavião)-Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZEN E., HAMMARSTROM J.** 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12, 515-518.