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

MINERALOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS GRANITÓIDES DA ÁREA DE CASTELO BRANCO-IDANHA-A-NOVA

ISABEL MARGARIDA HORTA RIBEIRO ANTUNES

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
2006

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

MINERALOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS GRANITÓIDES DA ÁREA DE CASTELO BRANCO-IDANHA-A-NOVA

ISABEL MARGARIDA HORTA RIBEIRO ANTUNES

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

2006

ESCOLA SUPERIOR AGRÁRIA

INSTITUTO POLITÉCNICO DE CASTELO BRANCO

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

ÍNDICE GERAL

		Pág.
	AGRADECIMENTOS	iv
	RESUMO	vii
	ABSTRACT	x
	ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
	ÍNDICE DE TABELAS	xx
1.	INTRODUÇÃO	1
2.	GEOLOGIA	8
2.1.	ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	8
2.2.	DEFORMAÇÃO NA ZONA CENTRO-IBÉRICA	11
2.3.	METAMORFISMO NA ZONA CENTRO-IBÉRICA	14
2.4.	ACTIVIDADE MAGMÁTICA NA ZONA CENTRO-IBÉRICA	15
2.5.	GEOLOGIA DA ÁREA DE CASTELO BRANCO – IDANHA-A-NOVA	21
2.5.1.	METASSEDIMENTOS	23
2.5.2.	ROCHAS GRANITÓIDES	24
2.5.2.1.	PLUTÃO DE OLEDO-IDANHA-A-NOVA	24
2.5.2.2.	PLUTÃO DE CASTELO BRANCO	46
2.5.3.	DEPÓSITOS ARCÓSICOS	52
3.	MÉTODOS ANALÍTICOS	53
3.1.	AMOSTRAGEM	53
3.2.	PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	53
3.3.	MÉTODOS DE ANÁLISE QUÍMICA	57
4.	PLUTÃO DE OLEDO-IDANHA-A-NOVA	65
4.1.	PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANITÓIDES E ENCRAVES MICROGRANULARES	66
4.1.1.	ROCHAS GRANITÓIDES	68
4.1.2.	ENCRAVES MICROGRANULARES QUE OCORREM NO GRANODIORITO DE DUAS MICAS	83
4.2.	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES	88
4.2.1.	DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO	104
4.2.2.	TERRAS RARAS	109
4.3.	GEOQUÍMICA DOS MINERAIS	115
4.3.1.	FELDSPATOS	115
4.3.1.1.	FELDSPATO POTÁSSICO	115
4.3.1.2.	PLAGIOCLASE	127

4.3.2. Anfíbola 132
4.3.3. Biotite 152
4.3.4. Moscovite 163
4.3.5. Esfena 168
4.3.6. Alanite 170
4.3.7. Apatite 172
4.3.8. Óxidos 176
4.4. Geoquímica Isotópica 182
4.4.1. Método U-Pb-Th em Monazite por EPMA 182
4.4.2. Método U-Pb em Zircão e Monazite por ID-TIMS 188
4.4.3. Método Rb-Sr e Sm-Nd de Rocha Total 205
4.4.4. Isotópos de Oxigénio de Rocha Total 219
4.5. Petrogénese 225
4.6. Conclusões 252
5. Plutão de Castelo Branco 259
5.1. Petrografia 260
5.2. Geoquímica das Rochas Granitóides 272
5.2.1. Diagramas de Variação 283
5.2.2. Terras Raras 287
5.3. Geoquímica dos Minerais 291
5.3.1. Feldspatos 291
5.3.1.1. Feldspato Potássico 291
5.3.1.2. Plagioclase 295
5.3.2. Biotite 299
5.3.3. Moscovite 308
5.3.4. Coexistência de Micas 315
5.3.5. Cordierite 320
5.3.6. Andaluzite 326
5.3.7. Apatite 331
5.3.8. Óxidos 334
5.4. Geoquímica Isotópica 338
5.4.1. Método U-Pb-Th em Monazite por EPMA 338
5.4.2. Método U-Pb em Zircão e Monazite por ID-TIMS 341
5.4.3. Método Rb-Sr e Sm-Nd de Rocha Total 353
5.4.4. Isotópos de Oxigénio de Rocha Total 362

5.5. PETROGÉNESE 365
5.5.1. EVIDÊNCIAS DE FONTES MÚLTIPLAS 365
5.5.2. CRISTALIZAÇÃO FRACCIONADA (COM ALGUMA CONTAMINAÇÃO) 367
5.5.3. SEQUÊNCIA DE IMPLANTAÇÃO DO PLUTÃO E IMPLICAÇÕES PARA O ZONAMENTO .. 373
5.6. CONCLUSÕES 375

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 378

ANEXOS 425

ANEXO I. Composições modais das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 426

ANEXO II. Análises químicas (%) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 429

ANEXO III. Norma CIPW das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 432

ANEXO IV. Análises químicas (%), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 433

ANEXO V. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 436

ANEXO VI. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 439

ANEXO VII. Composições modais das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 441

ANEXO VIII. Análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 443

ANEXO IX. Norma CIPW das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 445

ANEXO X. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 446

ANEXO XI. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 449

ANEXO XII. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 452

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho apenas foi possível com o apoio de várias pessoas e instituições às quais gostaria de expressar os meus sinceros agradecimentos.

A primeira palavra de agradecimento é dirigida à Professora Doutora Ana Margarida R. Neiva, orientadora científica do trabalho, pela proposta do tema de estudo. Agradeço a sua orientação e ajuda sempre disponível e incansável em todas as fases do trabalho, os muitos e importantes conhecimentos científicos transmitidos e preciosos conselhos recebidos. Agradeço, ainda, o seu forte empenhamento e incentivo na realização de estágios no estrangeiro que muito enriqueceram o trabalho, bem como, a experiência científica e profissional. À Professora Doutora Maria Manuela da Vinha G. Silva, co-orientadora científica deste trabalho, agradeço a atenção dispensada nos trabalhos de campo, recolha de amostragem, trabalhos laboratoriais e interpretação dos dados analíticos, bem como, o esclarecimento de dúvidas e transmissão de conhecimentos e a revisão critica do texto.

Aos actuais, Director da Escola Superior Agrária, Professor Doutor António Moitinho Rodrigues, Presidente do Conselho Científico, Professor Doutor José Carlos D. Gonçalves, e Presidente da Unidade Departamental de Silvicultura e Recursos Naturais, Professora Doutora M. Cristina Alegria, da Escola Superior Agrária do Instituto Politécnico de Castelo Branco, agradeço as facilidades recebidas sem as quais não seria possível a conclusão deste trabalho. Aos colegas da Unidade Departamental de Silvicultura e Recursos Naturais um agradecimento especial pela compreensão e facilidades particularmente nos períodos de permanência no estrangeiro.

Gostaria de manifestar os meus agradecimentos ao Professor R. Nesbitt, do Centro Oceanográfico de Southampton (Reino Unido), pelo estágio concedido, integrado no programa SOCFAC (Southampton Oceanography Centre Facilities, Access and Co-operation, HPRI-CT-1999-0008, com uma bolsa da União Europeia, Julho de 2001), que permitiu a utilização dos laboratórios de fluorescência de raios-X e de ICP-MS, bem como, o acompanhamento laboratorial pelos Doutores I.W. Croudace e A. Milton.

Agradeço ao Professor B.J. Wood, o estágio realizado no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Bristol (Reino Unido), integrado no projecto HPRI-CT-1999-00008 EU Large Scale Geochemical Facility at the University of Bristol (Access to Research Infrastructures of the EC Improving Human Potential Programme, com uma bolsa da União Europeia, Fevereiro de 2001), que permitiu a utilização da microssonda electrónica nesta Universidade, e o acompanhamento laboratorial recebido do Dr. Stuart Kearns e Dr Tony Kemp.

Quero expressar a minha gratidão ao Professor Fernando Corfu pelo modo como me recebeu em Oslo (Noruega) e no Departamento de Geologia da Universidade de Oslo, a sua incansável disponibilidade e ajuda no trabalho de laboratório e na transmissão de conhecimentos científicos indispensáveis à interpretação de alguns dados isotópicos, especialmente de U-Pb em zircão e monazite.

Ao Professor Doutor Fernando Bea e Professora Doutora Pilar Montero da Universidade de Granada (Espanha), agradeço o modo como me receberam e as facilidades proporcionadas tanto na utilização dos laboratórios do Centro de Instrumentação Cientifica da Universidade de Granada, bem como, como na obtenção de dados analíticos diversos.

Ao Professor Doutor Andrés Cuesta do Departamento de Geologia da Universidade de Oviedo (Espanha) um agradecimento muito especial pela disponibilidade, boa disposição e amizade mesmo nos momentos mais ocupados e preocupação constante com os trabalhos laboratoriais. Ao pessoal dos laboratórios do Centro de Geoquímica e Geocronologia da Universidade de Oviedo, um muito obrigado pelos bons momentos aí passados na obtenção de dados analíticos.

Gostaria de expressar um agradecimento muito especial ao Professor Doutor J.M. Cotelo Neiva pelos vários ensinamentos científicos e sugestões transmitidas ao longo deste e de outros trabalhos acompanhados sempre de palavras de incentivo e de optimismo.

Ao Professor F. Longstaffe da Universidade de Westen, Ontário (Canadá), agradeço a obtenção de dados isotópicos de oxigénio e ao Dr. Jean-Luc Devidal da Universidade Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, França) a ajuda na procura e análise de monazites por microssonda electrónica para datação por U-Th-Pb.

Ao actual Presidente do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, na pessoa do Professor Doutor Luís J.P.F. Neves, e ao Centro de Geociências, em especial ao Grupo 5, agradeço as facilidades obtidas para utilização das instalações laboratoriais do Departamento de Ciências da Terra.

Aos Srs. D. M. Georgina Bettencourt, V. de Sousa, A. Teixeira a ajuda nos laboratórios do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra; aos Srs. A. Silva e S. Gouveia e ao Eng. Ricardo Ferreira a execução das lâminas delgadas e polidas; à Srª D. Conceição Cruz e Drª C. Brojo da Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra, as informações e material cedidos, bem como, ao pessoal da Biblioteca da Escola Superior Agrária do Instituto Politécnico de Castelo Branco.

À Professora Doutora Elsa Gomes, do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, agradeço a ajuda na obtenção de microfotografias e a amizade

recebidas e à Professora Doutora Maria Elisa Gomes, da Universidade de Vila Real e Trás-os-Montes, os programas informáticos e informações científicas transmitidos.

Ao Joaquim um agradecimento muito especial no árduo e persistente trabalho de campo sem o qual não seria possível este trabalho e pela paciência nalguns momentos menos favoráveis. Ao Álvaro agradeço a boa disposição e disponibilidade manifestadas nos vários percursos laboratoriais pela Universidade de Oviedo (Espanha) e à Olga um obrigado especial por tão bem me ter recebido nas várias estadias em Oviedo e pela amizade que permanece. Para o Dr. Rui Teixeira uma palavra de agradecimento pela ajuda e disponibilidade recebidas e à Drª Ana Rita Solá o material de apoio e informações cedidas.

Finalmente, agradeço à minha família o amor, carinho, encorajamento e força e aos meus pais por tudo! À pequena Carolina os momentos que lhe foram retirados...

Este trabalho beneficiou de uma Bolsa de Doutoramento (SFRH / BD 2885 / 2000, com início em Julho de 2002) da Fundação para a Ciência e a Tecnologia do Ministério da Ciência, Tecnologia e Ensino Superior.

RESUMO

Na área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova, afloram dois plutões que intruíram o Complexo Xisto-Grauváquico Câmbrico. O plutão pré-varisco de Oledo-Idanha-a-Nova é constituido por três granodioritos e um granito do Arenigiano, Ordovícico inferior, de idade 479 – 480 Ma, obtida pela datação precisa de zircão e monazite pelo método U-Pb. Apresentam estruturas de fluxo magmático e deformação associada aos movimentos tectónicos Caledónicos e provavelmente à tectónica varisca. O grau de deformação é mais elevado no granodiorito biotítico, com zonas de cisalhamento evidentes, e tende a ser progressivamente menor para o interior do plutão, portanto ao afastar do encaixante. O plutão de Castelo Branco é concêntrico, inversamente zonado e formado por dois granodioritos e três granitos variscos, intruídos no Moscoviano, Carbónico médio e com idade de 310 $\pm$ 1 Ma, obtida em zircão e monazite. São tardi-tectónicos relativamente à terceira fase de deformação varisca D3.

No plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, o granodiorito biotítico tem encraves tonalíticos biotíticos e granodioríticos biotíticos de grão mais fino, mais escuros e mais ricos em minerais máficos do que o granodiorito hospedeiro. Todos possuem anfíbola, biotite, esfena, alanite, magnetite e ilmenite e são peraluminosos. Os seus diagramas de variação e de biotite, esfena, alanite e ilmenite mostram evoluções de fraccionação. Os perfis de terras raras (REE) dos granitóides são subparalelos com decréscimo de todas as REE desde o encrave tonalítico para o granodiorito hospedeiro. Também há decréscimo do teor de anortite da plagioclase nesta sequência. A modelização de elementos maiores e menores mostraram que os encraves granodioríticos e o granodiorito biotítico hospedeiro derivaram do magma tonalítico por cristalização fraccionada de plagioclase, grunerite, biotite e ilmenite. Contudo, o decréscimo de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ de 0.7067 nos encraves tonalíticos para 0.7054 nos encraves granodioríticos e 0.7050 no granodiorito biotítico hospedeiro, a variação irregular de εNd_{480} de 3.13 dos encraves tonalíticos para 3.46 nos encraves granodioríticos e de 1.56 e 1.66 no granodiorito biotítico hospedeiro e, ainda, o aumento de $\delta^{18}O$ desde os encraves tonalíticos (6.00 – 7.32) para o granodiorito biotítico hospedeiro (7.90 – 8.92) indicam que terá ocorrido também outro mecanismo, provavelmente a mistura de magmas com contribuição mantélica ou que poderão estar associados à deformação que apresentam. São granitóides do tipo I.

As características mineralógicas do granodiorito biotítico-moscovítico, porfiróide, com moscovite primária, biotite ferrífera, magnetite e ilmenite e plagioclase com zonamento normal, com valores de εNd_{480} = - 0.45 e com variação de $\delta^{18}O$ (9.91 a 10.21 ‰) mostram

que são de um granito crustal. Contudo, mostra uma contribuição mista de manto ou crusta inferior, pois $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480} = 0.7057 \pm 0.0020$, característica de granitóide do tipo I ou híbrido. Apresenta um contacto nítido com o granodiorito biotítico. Os diagramas de variação dos granodioritos, suas biotites, ilmenites e esfenas e os perfis de terras raras só dos granitóides mostram que o granodiorito biotítico-moscovítico não está relacionado com a sequência definida pelos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro. Portanto, corresponderá a uma pulsação magmática distinta.

O granodiorito de duas micas (com quantidades semelhantes de biotite e moscovite) não estará relacionado com o granodiorito biotítico-moscovítico, como mostram o contacto nítido entre ambos, os diagramas de variação destes granodioritos, biotites, moscovites e ilmenites e os perfis de terras raras dos dois granodioritos.

O granodiorito de duas micas possui encraves microgranulares, de composição tonalítica e granodiorítica, geralmente ovóides, de grão mais fino e mais ricos em biotite do que o granodiorito hospedeiro. A variação geoquímica linear entre os encraves granodioríticos e o granodiorito de duas micas e também para as suas biotites e ilmenites sugerem que estas rochas estão relacionadas por um processo de mistura de magmas, o que é confirmado pela existência de um zonamento oscilatório na plagioclase e a presença de apatite acicular. Foi testado que os encraves granodioríticos resultaram da mistura do magma granodiorítico de duas micas com um magma mais básico, representado pelo encrave menos silicioso dos encraves granodioríticos. Os encraves tonalíticos e as suas biotite e ilmenite não se projectam na continuação das distribuições lineares dos diagramas de variação para os encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro e para estes seus minerais. Os perfis de terras raras dos dois tipos de encraves cortam-se. A plagioclase dos encraves tonalíticos tem menor teor de anortite do que a plagioclase dos encraves granodioríticos. Portanto, os encraves tonalíticos e granodioríticos não estão relacionados. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479} = 0.7094$ e valores de $\delta^{18}O = 10.14$ ‰ mostram que o granodiorito de duas micas é crustal, mas os valores de $\varepsilon Nd_{479} = 0.46$ revelam contribuição mantélica provavelmente derivada do magma tonalítico ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479} = 0.7042$; $\varepsilon Nd_{479} = 2.90$; $\delta^{18}O = 8.50$ ‰) e do magma granodiorítico ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479} = 0.7039$; $\varepsilon Nd_{479} = 2.54$ e $\delta^{18}O = 9.81$ ‰) que contribuíram para a origem dos encraves tonalíticos e granodioríticos biotíticos, respectivamente.

O granito moscovítico-biotítico é o granitóide mais evoluído do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, com o menor enriquecimento em terras raras e com uma assinatura isotópica mais evoluída. As características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479} = 0.7143$; $\varepsilon Nd_{479} = -1.73$; $\delta^{18}O = 13.15$ ‰) indicam tratar-se de um granito do tipo S. Os diagramas de variação das rochas granitóides, das suas biotite, moscovite e

ilmenite e o seu perfil de terras raras mostram que este granito não se relaciona com as restantes rochas do plutão e corresponde a uma pulsação magmática distinta.

No plutão zonado de Castelo Branco, o granito moscovítico-biotítico G1 que ocorre no centro do plutão é rodeado sucessivamente pelo granodiorito biotítico-moscovítico G2, granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico G3 passando gradualmente a um granito porfiróide de duas micas G4 (com quantidades idênticas de biotite e moscovite) e, por último, ao granito moscovítico-biotítico G5, que forma algumas partes externas do plutão. As características geoquímicas das rochas e dos seus minerais, os perfis de terras raras dos granitóides e os diferentes valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$, εNd_{310} e $\delta^{18}O$ para G1 ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ = 0.7090 ± 0.011; εNd_{310} = -3.8; $\delta^{18}O$ = 13.53 ‰), G2 ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ = 0.7108 ± 0.024; εNd_{310} = -1.7; $\delta^{18}O$ = 12.17 ‰) e G5 ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ = 0.7120 ± 0.0003; εNd_{310} = -3.0; $\delta^{18}O$ = 12.91 ‰) indicam que estas rochas correspondem a três diferentes pulsações magmáticas independentes, resultantes da fusão parcial dos materiais metassedimentares heterogéneos da rocha encaixante Câmbrica.

Os diagramas de variação dos granodioritos biotítico-moscovíticos G2 e G3 e do granito moscovítico-biotítico G4, das suas biotites e moscovites e de $\delta^{18}O$ e os perfis de terras raras subparalelos dos granitóides, com decréscimo das terras raras e aumento da anomalia negativa de Eu de G2 para G4 e a semelhança nos valores isotópicos de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ mostram que estas rochas estão relacionadas por um processo de cristalização fraccionada. A modelização de elementos maiores e menores indica que o granodiorito G3 e o granito G4 resultaram do magma granodiorítico G2 por um processo de cristalização fraccionada de plagioclase, quartzo, biotite e ilmenite. Contudo, os valores irregulares de εNd_{310} sugerem que terá também havido alguma contaminação.

ABSTRACT

In the Castelo Branco-Idanha-a-Nova area, two plutons have intruded the Cambrian schist-graywacke complex. The pre-variscan Oledo-Idanha-a-Nova pluton consists of three granodiorites and one granite from the Arenigian, lower Ordovician, of 479 – 480 Ma, determined by U-Pb on zircon and monazite. They show magmatic flux structures and deformation related to the Caledonian deformation and probably to the Variscan tectonics. The biotite granodiorite is the most deformed with shear zones and deformation decreases progressively towards the pluton´s interior, the most distant from the intruded rock. The Castelo Branco pluton is concentric and reversely zoned. It contains two Variscan granodiorites and three granites, which intruded during the Moscovian, middle Carboniferous. An age of 310 ± 10 Ma was obtained using U-Pb on zircon and monazite. They are late-D3 (the Variscan deformation).

In the Oledo-Idanha-a-Nova pluton, the biotite granodiorite contains finer-grained biotite tonalite enclaves and biotite granodiorite enclaves, which are darker and richer in mafic minerals than the host granodiorite. All contain amphibole, biotite, sphene, allanite, magnetite and ilmenite and are peraluminous. The variation diagrams of these granitic rocks and their biotite, sphene, allanite and ilmenite show trends of fractionation. The granites have sub-parallel rare earth element (REE) patterns showing decrease in all REE. Anorthite content of plagioclase decreases from the tonalite enclaves towards the host granodiorite. Modelling of major and trace elements shows that granodiorite enclaves and host biotite granodiorite result from a tonalite magma by fractional crystallization of plagioclase, grunerite, biotite and ilmenite. However, the decrease in $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ from the tonalite enclaves (0.7067) to the granodiorite enclaves (0.7054) and to host biotite granodiorite (0.7050), the irregular variation of εNd_{480} from tonalite enclaves (3.13), to granodiorite enclaves (3.46) to host biotite granodiorite (1.56 and 1.66) and the increase of $\delta^{18}O$ from tonalite enclaves (6.00 – 7.32) to the host biotite granodiorite (7.90 – 8.92) suggest that another mechanism has also occurred, probably the mixing of magmas containing a mantle contribution or they are related to the deformation. They are I type granitic rocks.

The mineralogical characteristics of the porphyritic biotite>muscovite granodiorite containing primary muscovite, Fe-biotite, magnetite and ilmenite and normal zoned plagioclase, with εNd_{480} = - 0.45 and $\delta^{18}O$ (9.91 a 10.21 ‰) show that it is a crustal granitic rock. However, they suggest mixing with a mantle or lower crust contribution, because $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480} = 0.7057 \pm 0.0020$ is for an I type or hybrid granitic rock. It has a sharp contact with the biotite granodiorite. The variation diagrams of biotite granodiorite and biotite>muscovite granodiorite, their biotites, ilmenites and sphenes and the REE patterns of

the granodiorites show that the biotite>muscovite granodiorite is not related to the sequence defined by the microgranular enclaves and the host biotite granodiorite and that therefore it corresponds to a distinct pulse of magma.

The biotite-muscovite granodiorite (with similar contents of biotite and muscovite) is not related to the biotite granodiorite as shown by the sharp contact between them, their variation diagrams and of their biotites, muscovites and ilmenites and REE patterns of the granodiorites.

The biotite-muscovite granodiorite contains tonalite and granodiorite enclaves, generally of ovoid shape, are finer-grained and has more biotite than the host granodiorite. The trends in the variation diagrams for granodiorite enclaves and host biotite-muscovite granodiorite and their biotites and ilmenites suggest that these rocks are related by a mixing magma process, which can be supported by the oscillatory zoning of plagioclase and the presence of acicular apatite. Modelling of major and trace elements shows that the granodiorite enclaves resulted from simple mixing between a biotite-muscovite granodiorite magma with a more basic magma, which can be represented by the least silicic granodiorite enclave. The tonalite enclaves and their biotites and ilmenites cannot be plotted on the linear trends in the variation diagrams. The REE patterns of the tonalitic and granodioritic enclaves cut each other. The tonalite enclaves have a lower anorthite content of plagioclase than the granodiorite enclaves. Therefore, the tonalite enclaves and the granodiorite enclaves are not related. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7094 and $\delta^{18}O$ = 10.14 ‰ show that the biotite-muscovite granodiorite is a crustal rock, but the εNd_{479} = 0.46 suggests a mantle contribution probably resulting from a tonalitic magma ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7042; εNd_{479} = 2.90; $\delta^{18}O$ = 8.50 ‰) and a granodioritic magma ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7039; εNd_{479} = 2.54 e $\delta^{18}O$ = 9.81 ‰) which were involved in the origin of the biotite tonalite and granodiorite enclaves, respectively.

The muscovite>biotite granite is the most evolved granitic rock from the Oledo-Idanha-a-Nova pluton, with the least enrichment in REE and the most evolved isotopic signature. The mineralogy, geochemistry and isotopic data ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7143; εNd_{479} = -1.73; $\delta^{18}O$ = 13.15 ‰) suggest that it is a S type granite. The variation diagrams of the granitic rocks, their biotite, muscovite and ilmenite and the REE patterns of rocks show that this granite is not related to the other granitic rocks of the Oledo-Idanha-a-Nova pluton and corresponds to a distinct pulse of magma.

In the zoned Castelo Branco pluton, the muscovite>biotite granite G1 forms the pluton's core and is successively surrounded by the slightly porphyritic biotite>muscovite granodiorite G2, the porphyritic biotite>muscovite granodiorite G3, grading into a porphyritic bitotite-muscovite granite G4 (with similar amounts of biotite and muscovite) and finally the muscovite>biotite granite G5 that occupies some peripherical parts of the pluton. The

geochemical characteristics of granitic rocks and their minerals, the REE patterns of the granitic rocks and the different values of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$, εNd_{310} and $\delta^{18}O$ for G1 ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ = 0.7090 ± 0.011; εNd_{310} = -3.8; $\delta^{18}O$ = 13.53 ‰), G2 ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ = 0.7108 ± 0.024; εNd_{310} = -1.7; $\delta^{18}O$ = 12.17 ‰) and G5 ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ = 0.7120 ± 0.0003; εNd_{310} = -3.0; $\delta^{18}O$ = 12.91 ‰) suggest that they correspond to three different and independent magmatic pulses, resulting from the partial melting of Cambrian heterogeneous country metassedimentary materials.

The variation diagrams of biotite-muscovite granodiorite G2 and G3 and muscovite-biotite G4, their biotites and muscovites and $\delta^{18}O$ and the subparalel REE patterns, with a decrease in all REE and an increase of the negative Eu anomaly from G2 to G4, and the similar isotopic $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ show that these granitic rocks are related by fractional crystallization. Least squares analysis of major elements and modelling of trace elements indicate that the biotite>muscovite granodiorite G3 and biotite-muscovite granite G4 were derived from the biotite>muscovite granodiorite G2 magma by fractional crystallization of plagioclase, quartz, biotite and ilmenite. However, the variable εNd_{310} values suggest that some contamination took place.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Pág.
1	Delimitação das zonas do Maciço Ibérico segundo: a) Lotze (1945); b) Julivert et al. (1974) (Robardet e Gutiérrez Marco, 1990)	9
2	Delimitação dos domínios da Zona Centro-Ibérica (Martínez Catalán et al., 2004b)	10
3	Representação dos granitóides sin-orogénicos biotíticos tardi a pós-D3, segundo Ferreira et al. (1987)	18
4	Localização geográfica (a) e carta geológica dos plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco (b), adaptada de Oliveira et al. (1992) e Almeida e Ferreira (2003)	22
5	Características macroscópicas das rochas granitóides e encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	28
6	Características macroscópicas do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	40
7	Características macroscópicas das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	50
8	Indicação dos locais de amostragem de rocha do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	55
9	Indicação dos locais de amostragem de rocha do plutão de Castelo Branco	56
10	Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama de Le Bas e Streckeisen (1991)	68
11	Microfotografias das rochas granitóides e encraves microgranulares do granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	76
12	Microfotografias dos encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito de duas micas do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	86
13	Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama A/CNK versus A/KN de Maniar e Piccoli (1989)	92
14	Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama químico-mineralógico A-B de Debon e Le Fort (1983)	93
15	Representação das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova nos diagramas químico-mineralógicos B-F e Q-F de La	

Roche (1964) 94

16 Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama Rb-Sr-Ba de El Bouseily e El Sokkary (1975), com a extensão do campo dos granitos fortemente diferenciados de Biste (1979) 97

17 Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO) de Frost et al. (2001) 98

18 Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO), mostrando os campos de variação das rochas de Lachland Fold Belt de Frost et al. (2001) 99

19 Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980), com os campos tectónicos de Batchelor e Bowden (1985) 100

20 Diagramas: a) Yb+Ta versus Rb; b) Yb versus Ta; c) Y versus Nb; d) Y+Nb versus Rb, segundo Pearce et al. (1984) para as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 101

21 Diagramas geoquímicos normalizados para ORG, segundo Pearce et al. (1984), do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 103

22.a. Diagramas de variação das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 105

22.b Diagramas de variação para o granodiorito biotítico e seus encraves microgranulares e granodiorito biotítico-moscovítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 106

22.c. Diagramas de variação para o granodiorito de duas micas e seus encraves microgranulares e granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 107

23 Diagramas de terras raras para as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 112

24 Representação da composição das plagioclases das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama An – Or – Ab 129

25 Projecção das composições da anfíbola dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama de Leake et al. (1997) 137

26 Microfotografias de aspectos texturais das anfíbolas dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 139

27 Projecção das anfíbolas cálcicas do granodiorito biotítico e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama Si versus $(Na+K)_A$ 147

28 Diagramas de substituição nas anfíbolas cálcicas do granodiorito biotítico e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 148

29 Diagrama Al_{total} versus Si para as anfíbolas cálcicas do granodiorito biotítico e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 149

30 Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama triangular Mg – R^{3+} (Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti) – (Fe^{2+}+Mn) de Foster (1960) 152

31 Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama Al^{VI} versus $Fe_t/(Fe_t+Mg)$, segundo Deer et al. (1966), modificado por Thorpe et al. (1990) 155

32 Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama MgO – FeOt – Al_2O_3 de Nockolds (1947) . 156

33 Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama Al^{IV}+Al^{VI} versus Mg, segundo Nachit et al., (1985), adaptado segundo o critério de Rieder et al. (1998) 157

34 Diagramas de variação para a biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides 159

34.a. Diagramas de variação para a biotite do granodiorito biotítico e encraves microgranulares e granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides 160

34.b. Diagramas de variação para a biotite do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares e granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides 161

35 Diagramas de variação para a moscovite primária das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides 166

36 Diagrama de variação F versus OH para as fluorapatites do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 174

37 Correlação entre Fe e Ti e entre Mn e Fe da ilmenite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 176

38 Diagramas de variação das ilmenites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides 179

39 Cristais de monazite analisados por microssonda electrónica das rochas

granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 185

40 Características morfológicas de algumas fracções de zircão e monazite seleccionadas das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 194

41 Diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 197

42 a) Errócrona obtida para os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro; b) projecção das amostras dos encraves tonalíticos e dos encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas, do granodiorito de duas micas hospedeiro e do granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova na errócrona traçada em a) 212

43 Diagramas de variação de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ versus SiO_2 das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 214

44 Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama εNd_t versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 218

45 Diagramas de variação seleccionados de $\delta^{18}O$ das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 224

46 Projecção da plagioclase, grunerite e biotites modais do cumulado e concentração de elementos menores dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus a fracção do magma residual durante a cristalização fraccionada (FR) 232

47 Diagramas de variação de Sr, Rb/Sr e Rb/Ba determinados (traço contínuo) e calculados (tracejado) dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro com base na modelização para cristalização fraccionada versus FeOt das respectivas rochas 234

48 Projecção dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova nos diagramas 10000*Ga/Al versus Y e Nb com os campos de Whalen et al. (1987) 237

49 Rectas de correlação obtidas para os elementos maiores, pela mistura de um magma anatéctico com composição semelhante à amostra mais ácida do granodiorito de duas micas hospedeiro (REPA 1) com um magma granodiorítico de composição semelhante ao encrave granodiorítico menos evoluído (ES), segundo o método de Fourcade e Allègre (1981) 245

50 Composição das rochas híbridas do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova originadas por um processo de mistura do magma anatéctico (REPA 1) com o magma granodiorítico (ES), em função da proporção do magma granodiorítico 246

51 Comparação dos valores analisados e calculados de elementos menores de amostras seleccionadas dos encraves granodioríticos do plutão de Oledo-

	Idanha-a-Nova	247
52	Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama de Le Bas e Streckeisen (1991)	261
53	Microfotografias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	264
54	Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama químico-mineralógico A-B de Debon e Le Fort (1983)	274
55	Representação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco nos diagramas químico-mineralógicos B-F e Q-F de La Roche (1964)	276
56	Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama Rb-Sr-Ba de El Bouseily e El Sokkary (1975), com a extensão do campo dos granitos fortemente diferenciados de Biste (1979)	277
57	Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco nos diagramas: a) SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO); b) SiO_2 versus Na_2O+K_2O-CaO	278
58	Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO) mostrando os campos de variação das rochas de Lachland Fold Belt de Frost et al. (2001)	279
59	Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980), com os campos tectónicos de Batchelor e Bowden (1985)	280
60	Diagramas: a) (Yb+Ta) versus Rb; b) Yb versus Ta; c) Y versus Nb segundo Pearce et al. (1984) para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	281
61	Diagramas geoquímicos normalizados para ORG das médias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	282
62.a.	Diagramas de variação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	284
62.b.	Diagramas de variação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	286
63	Diagramas de terras raras normalizadas para condrito das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	289
64	Representação da composição das plagioclases das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama An – Or – Ab	296
65	Representação da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, no diagrama triangular Mg – $R^{3+}(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ – $(Fe^{2+}+Mn)$ de Foster (1960)	302
66	Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, no diagrama Al^{VI} versus $Fe_t/(Fe_t+Mg)$, segundo Deer et al. (1966), modificado por Thorpe et al. (1990)	302
67	Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama MgO – FeOt – Al_2O_3 de Nockolds (1947)	303

68 Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama triangular MgO - FeOt - Al_2O_3 de Gokhale (1968) 303

69 Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama $Al^{IV}+Al^{VI}$ versus Mg, segundo Nachit et al., (1985), adaptado segundo o critério de Rieder et al. (1998) 304

70 Diagramas de variação para a biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides 305

71 Diagramas de variação para a moscovite primária das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides 311

72 Projecção das micas brancas das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama Ti – Mg – Na, segundo Miller et al. (1981) 314

73 Correlação de elementos menores entre biotite e moscovite coexistentes das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 317

74 Diagrama Mg/(Mg+Fe+Mn) versus Na+K de Pereira e Bea (1994) 324

75 Correlação entre Ti e Fe+Mn da ilmenite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 334

76 Diagramas de variação seleccionados para a ilmenite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides 336

77 Cristais de monazite analisados por microssonda electrónica das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 338

78 Características morfológicas de algumas fracções de zircão e monazite seleccionadas das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 343

79 Diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 347

80 a) Errócrona obtida para os granodioritos G2, G3 e G4; b) projecção das amostras do granito G1 na errócrona traçada em a) 354

81 Diagramas de variação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco: a) εNd_{310} versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$; b) $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus SiO_2 359

82 Distribuição dos valores $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ e de εNd_{310} obtidos para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 360

83 Diagramas de variação seleccionados de $\delta^{18}O$ das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 364

84 Projecção do quartzo e plagioclase modais do cumulado e concentração de elementos menores das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus a fracção do magma residual durante a cristalização fraccionada (FR) 370

85 Diagramas de variação de Rb, Sr, Ba, Rb/Ba e Rb/Sr determinados (traço

contínuo) e calculados (tracejado) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco com base na modelização para cristalização fraccionada versus FeO_t dos granitóides 372

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela		Pág.
1	Média e desvio padrão das composições modais das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	67
2	Valores médios e desvio padrão das análises químicas (%) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	89
3	Média e desvio padrão das normas C.I.P.W. das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	91
4	Variação do índice molecular A/(CNK) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	91
5	Terras raras (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	110
6	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	116
7	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais da plagioclase das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	120
8	Resumo da composição dos feldspatos das rochas granitóides e dos encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	124
9	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de amostras de plagioclase seleccionadas com zonamento oscilatório das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	125
10	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das anfíbolas dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	133
11	Valores atómicos médios de Mn e Fe^{2+} das anfíbolas magnésio-ferríferas e de FeOt dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro	151
12	Análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	153
13	Fórmulas estruturais médias das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova correspondentes às análises da Tabela 12	154

14 Análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 164

15 Fórmulas estruturais das composições químicas médias das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, correspondentes às análises da Tabela 14 165

16 Composições químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 167

17 Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da esfena dos encraves microgranulares, granodiorito biotítico hospedeiro e granodiorito biotítico-moscovítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 169

18 Análises químicas médias (% peso) e desvio padrão da alanite dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 170

19 Análises químicas médias (% peso) seleccionadas de zonamento químico em cristais de alanite dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 171

20 Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da fluorapatite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 173

21 Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais das ilmenites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 177

22 Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais médias do rútilo e da magnetite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 181

23 Resultados de U-Th-Pb obtidos, por microssonda electrónica, em monazites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 186

24 Dados isotópicos U-Pb de zircão e monazite do granodiorito biotítico, granodiorito de duas micas e do granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 196

25 Resumo das idades U-Pb obtidas para os granodioritos biotítico e de duas micas e granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova 202

26 Comparação dos resultados das datações por U-Pb-Th obtidas em monazites e por U-Pb obtidas em zircões e monazites nas rochas granitóides do plutão de

	Oledo-Idanha-a-Nova	204
27	Resultados isotópicos Rb-Sr das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	211
28	Resultados isotópicos Sm-Nd das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	215
29	Resultados de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$, εSr_t e εNd_t das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	217
30	$\delta^{18}O$ em ‰ e percentagem em peso de SiO_2 e FeO_t das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	222
31	Resultados da modelização da cristalização fraccionada para os encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova	231
32	Média e desvio padrão das composições modais das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	260
33	Valores médios e desvio padrão das análises químicas (%) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	273
34	Média e desvio padrão das normas C.I.P.W. das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	272
35	Variação do índice molecular A/(CNK) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	274
36	Terras raras (ppm) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	288
37	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais representativas do feldspato potássico das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	292
38	Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais representativas da plagioclase das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	293
39	Resumo da composição dos feldspatos das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	295
40	Valores médios das análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	300
41	Fórmulas estruturais das composições químicas médias das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco correspondentes às análises da Tabela 40	301
42	Média e desvio padrão das análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco	309
43	Fórmulas estruturais das composições químicas médias das moscovites	

primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, correspondentes às análises da Tabela 42 310

44 Composições químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 313

45 Análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) da biotite e moscovite coexistentes dos granitóides do plutão de Castelo Branco 316

46 Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da cordierite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 321

47 Comparação dos valores médios de Mg/(Mg+Fe+Mn) da cordierite magmática das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco e da cordierite de rochas metamórficas da região centro de Portugal 324

48 Comparação dos valores médios de Mg/(Mg+Fe+Mn) da cordierite e biotite magmáticas coexistentes das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco .. 325

49 Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da andaluzite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 327

50 Coeficientes de partilha entre biotite e moscovite, apatite e biotite e apatite e moscovite do granodiorito G3 e do granito G4 do plutão de Castelo Branco 330

51 Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da fluorapatite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 332

52 Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da ilmenite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 335

53 Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais médias do rútilo das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 337

54 Resultados de U-Th-Pb obtidos, por microssonda electrónica, em monazites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 339

55 Dados isotópicos U-Pb de zircão e monazite das rochas granitóides G1, G2 e G5 do plutão de Castelo Branco 345

56 Resumo das idades U-Pb obtidas para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 350

57 Comparação dos resultados das datações por U-Pb-Th obtidas em monazites e por U-Pb obtidas em zircões e monazites nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 352

58 Resultados isotópicos Rb-Sr das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 353

59 Comparação das idades obtidas, através das três metodologias utilizadas, para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 356

60 Resultados isotópicos Sm-Nd das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 357

61 Resultados de εSr_t, fSm/Nd e fRb/Sr das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 358

62 $\delta^{18}O$ em ‰ e percentagem em peso de SiO_2 e FeOt das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 362

63 Resultados da modelização da cristalização fraccionada para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco 369

1. INTRODUÇÃO

Um dos principais objectivos da petrologia moderna é o estudo da evolução do crescimento crustal ao longo do tempo geológico e a caracterização dos principais processos de renovação e de acreção que possam controlar esta evolução. Os granitos são o principal componente da crusta continental e a sua origem continua a ser motivo de investigação. Estudos recentes mostram que os granitóides, bem representados nos domínios orogénicos, constituem importantes indicadores dos mecanismos referidos anteriormente, face à variabilidade composicional e geocronológica e ao enquadramento geodinâmico associado à sua implantação. Os granitóides e as rochas associadas constituem uma importante fonte de zonas mais profundas da crusta, fornecendo informações da origem e das condições de formação, bem como, dos processos envolvidos (e.g., Best e Christiansen, 2001). No entanto, os granitos não têm uma origem exclusiva na crusta (Lameyer e Bonin, 1991) e o manto terrestre continua a produzir rochas de composição granítica (Lameyer, 1987). Várias classificações têm sido propostas para as rochas graníticas de acordo com a sua origem (e.g., Chappell e White, 1978, 2001; Ishihara, 1977, 2004; Loiselle e Wones, 1979; Collins et al., 1982; Didier et al., 1982; Pitcher, 1987; Chappell e White, 1992; Barbarin, 1990). Contudo, as classificações podem ser consideradas como artificiais, existindo granitóides que não se enquadram em nenhum dos grupos definidos, podendo partilhar características de dois grupos distintos (Barbarin, 1990).

Desde os trabalhos de Tuttle e Bowen (1958), tem sido aceite que os granitos constituem os produtos resultantes de processos magmáticos que ocorrem nas zonas internas da crusta (Chappell, 2004). Vários processos têm sido propostos para a formação de rochas granitóides e a variabilidade composicional associada à própria rocha. Os principais processos que podem justificar a variabilidade de rochas granitóides são: 1) heterogeneidades da fonte de origem; 2) diferentes graus de fusão parcial; 3) mistura de magmas e/ou "mingling"; 4) fraccionação de materiais restíticos; 5) cristalização fraccionada;

6) assimilação ou contaminação; 7) alteração hidrotermal (Chappell, 2004). Todos estes processos afectam a composição das rochas granitóides e podem ocorrer isolados, em simultâneo ou sequencialmente. A cristalização fraccionada é o processo clássico em que a precipitação ou remoção de cristais de um reservatório magmático leva à formação de uma série de composição mais evoluída. Este processo ocorre nos magmas graníticos de elevada temperatura e, por vezes, nos estádios finais de evolução de granitos de baixa temperatura. É um processo caracterizado por tendências evolutivas composicionais curvilíneas. O processo de mistura de magmas é um processo caracterizado por tendências evolutivas composicionais lineares, identificativo de séries graníticas de baixa temperatura (Chappell, 2004). As rochas graníticas apresentam, geralmente, evidências da ocorrência deste processo petrogenético, como por exemplo, a variação composicional linear para a maioria dos seus elementos constituintes, o desenvolvimento de rochas híbridas localmente e a presença de encraves máficos (Chappell, 2004), e variações isotópicas (Keay et al., 1997).

A idade das rochas granitóides pode ser obtida através de técnicas modernas de elevada precisão e a sua determinação permite identificar importantes episódios geológicos, constituindo um componente fundamental no estudo da evolução dos processos orogénicos e da crusta (Carrigan et al., 2005).

Nos granitos orogénicos de Pitcher (1987) é frequente a ocorrência de encraves microgranulares. O estudo destes encraves e o seu contributo para a petrogénese das rochas granitóides tornou-se um dos principais objectivos da recente petrologia granítica (Didier, 1973; Didier e Barbarin, 1991).

A origem dos encraves, por sua vez, também constitui motivo de controvérsia, podendo ser consideradas três origens principais (e.g., Didier e Barbarin, 1991; Peccerillo et al., 1994; Elburg, 1996; Barbarin, 1999; Silva et al., 2000; Gomes, 2005): 1) cumulados, representando acumulação de minerais máficos (Clemens e Wall, 1988) e que, por cristalização fraccionada, origina os granitos, sendo também, designados por autólitos

(Fershtater e Borodina, 1991) ; 2) restitos, correspondendo a material residual (Chappell et al., 1987); 3) glóbulos de magma máfico, geralmente magma híbrido, solidificado rapidamente no interior dos granitos (Didier e Barbarin, 1991; Wiebe, 1991; Gerdes et al., 2000; Perugini et al., 2002; Barbarin, 2005; García-Moreno et al., 2006). Os encraves que representam magmas parentais dos granitos, podem, ainda, ser derivados da fracturação de diques sin-plutónicos (Pitcher, 1991; Barbarin, 2005). De acordo com os modelos propostos pelos diversos autores, estes pressupõem a coexistência de magmas de composição básica e granítica que interactuam para originar os encraves microgranulares, excepto no modelo do restito (Silva, 1995).

De um modo geral, a origem de magmas graníticos está associada ao crescimento da crusta continental e a processos de hibridização envolvendo componentes crustais e mantélicos que podem ser identificados através de relações de campo, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas do encrave e granito hospedeiro (Elburg, 1996; Silva et al., 2000; Dias et al., 2002; Gomes, 2005). Nos casos em que existe completo equilíbrio isotópico entre o encrave microgranular máfico e o granito hospedeiro, a mistura de magmas e os processos de mistura constituem o principal mecanismo de hibridização, como encontrado nos encraves microgranulares da Serra Nevada (Barbarin, 2005). García-Moreno et al. (2006) propõem os processos de dissolução de encraves microgranulares como um modelo alternativo ao processo de mistura-mingling para explicar os fenómenos de hibridização em granitos, quando não existem evidências de injecção contemporânea de magmas básicos, como foi observado plutão de Cabeza de Arraya (Espanha).

Os encraves microgranulares e os granitóides hospedeiros são rochas híbridas, resultantes de interacções térmica, mecânica e química entre magmas félsico e máfico, num processo complexo que pode produzir composições intermédias. Contudo, dado que mantêm parte da sua identidade poderão permitir testar a origem híbrida do granitóide hospedeiro. As composições química e isotópica permitem, deste modo, determinar a

origem do magma básico interveniente no processo de hibridização (Barbarin e Didier, 1992).

Vários estudos têm sido realizados em rochas híbridas e encraves microgranulares de rochas graníticas portuguesas e brasileiras (e.g., Albuquerque, 1978; Neiva, 1981; Pinto, 1983; Godinho et al., 1988; Gomes, 1990; Neiva e Gomes, 1991; Neves e Godinho, 1992; Dias e Leterrier, 1994; Silva, 1995; Gomes, 1996; Campos et al., 2000; Silva et al., 2000; Campos et al., 2002; Gomes e Neiva, 2005; Gomes, 2005).

O zonamento petrográfico dos plutões graníticos é uma função do grau com que sucessivos episódios intrusivos são instalados (Hecht et al., 1997; Hecht e Vigneresse, 1999). Os plutões zonados da ZCI mostram uma vasta diversidade composicional, variando desde tipos peraluminosos a calco-alcalino e sub-alcalinos (Neiva, 1993; Dias et al., 1998; Silva e Neiva, 2000; Neiva e Gomes, 2001). Nos casos em que a implantação das massas magmáticas é relativamente rápida, não existe tempo suficiente para que ocorra a solidificação dos primeiros estádios pelo que as últimas intrusões magmáticas vão ocupar a zona central do plutão. Se estes plutões correspondem a magmas fraccionados em profundidade, resultará um zonamento normal, em que o último material intruído ocupa o centro e tem características mais félsicas (Vigneresse, 2004). Num plutão com zonamento normal, a sequência representada apresenta um aumento na quantidade modal de quartzo e de feldspato potássico e um decréscimo nos minerais máficos e no teor de anortite da plagioclase, desde a periferia para o interior do plutão (e.g., Pitcher, 1997; El-Nisr e El-Sayed, 2002). Quando a intrusão se processa lentamente, o magma tem tempo de solidificar, pelos menos em grande parte, e começa a ficar rígido. O último magma a ser intruído tem de exercer pressão para se instalar e é forçado a ocupar a zona periférica do plutão; resultando um zonamento inverso com o magma mais antigo ocupando o núcleo do plutão e o magma mais recente dispondo-se nas extremidades (Vigneresse, 2004). Os plutões com zonamento inverso são raros e possuem um bordo mais félsico e um núcleo mais máfico (e.g., Allen, 1992; Barbey et al., 2001).

O zonamento é mais evidente em granitos do tipo I, enquanto que nos granitos do tipo S pode estar associado a diferenças composicionais da rocha metassedimentar que sofre fusão parcial (Pitcher, 1997). Os processos de cristalização fraccionada com assimilação de material crustal, processo AFC, têm sido invocados na explicação do zonamento inverso que ocorre no plutão de Marrocos (Barbey et al., 2001), enquanto que os processos de cristalização fraccionada são os mais frequentes em plutões com zonamento normal (Vigneresse, 2004).

Este trabalho tem por principal objectivo o estudo geológico, petrográfico, mineralógico, geoquímico e isotópico de dois plutões constituídos por granitóides: a) o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e b) o plutão de Castelo Branco, de modo a apresentar modelos petrogenéticos que justifiquem a ocorrência e distribuição espacial destas rochas. No plutão de Oledo-Idanha-a-Nova ocorrem encraves microgranulares associados, os quais foram igualmente estudados e interpretados, estabelecendo as relações com a rocha hospedeira e a sua importância na génese do granitóide hospedeiro. A área de estudo localiza-se na zona centro de Portugal, estando incluída na Zona Centro-Ibérica, a oeste do cisalhamento de Canaveral-Zebreira (Ferreira et al., 1987) e a sul das zonas de deformação de Traguntia-Juzbado-Penalva do Castelo (Diez Balda et al., 1990) e de Douro-Beira (Valle Aguado et al., 2005)

Para atingir os objectivos propostos inicialmente foram realizados diversos trabalhos de campo e determinações analíticas laboratoriais. Os trabalhos de campo de caracterização geológico-estrutural e selecção de locais de recolha de amostragem representativa, foram seguidos de estudos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos de rocha total, minerais e isotópicos (U-Pb-Th, U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, $\delta^{18}O$), com objectivo geocronológico e petrogenético. Por fim, procedeu-se à integração conjunta dos diversos dados obtidos.

Trabalhos prévios

Alguns trabalhos publicados incluem ou referem a área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova, tanto a nível geral como através de algumas das características locais; pelo que merecem a sua referência pelas informações transmitidas. São referidos, apenas, os trabalhos de geologia mais relevantes para os plutões graníticos em estudo, e que mais directamente se relacionam com a área de estudo.

Os trabalhos de Delgado (1908) e Thadeu (1951) foram os primeiros a fazer referência às rochas granitóides da área em estudo. Schermerhorn (1956) apresenta uma classificação das rochas graníticas que ocorrem na região Centro-Norte de Portugal, em "older granites" e "younger granites", tendo por base critérios de campo e petrográficos. Oen (1960, 1970) apresenta um estudo relativo ao magmatismo, metamorfismo e deformação da região Centro-Norte de Portugal. Cotelo Neiva e Limpo de Faria (1967) efectuaram um estudo dos granitos do afloramento de Castelo Branco e Idanha-a-Nova, apresentando uma caracterização petrográfica e geoquímica dos principais tipos de granitos encontrados nesta área. Ribeiro et al. (1967) elaboraram a cartografia da folha 29-D (Castelo Branco) da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50 000 e Oliveira et al. (1992) elaboraram a Carta Geológica de Portugal na escala 1/500 000. Figueiredo (1998) faz referência às características geológicas e petrográficas da área de Castelo Branco.

As rochas granitóides da área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova são referidas no estudo comparativo das características das rochas graníticas que ocorrem no Maciço Ibérico, apresentado por Corretgé (1983). Os primeiros dados geoquímicos, de alguns elementos maiores, são apresentados por Bea et al. (1987), para o granito de Castelo Branco e sua relação com fácies semelhantes que ocorrem no maciço Ibérico, e sua continuidade em Espanha. Ferreira et al. (1987), por sua vez, referem a existência destes plutões granitóides e seu enquadramento geodinâmico na zona Centro Ibérica, enquanto que López-Plaza e Martínez Catalán (1987) preocuparam-se com o seu enquadramento no trabalho de síntese estrutural dos granitóides variscos do Maciço Ibérico. Na carta geológica

de Portugal, à escala 1/500 000 (Oliveira et al., 1992), são cartografados os plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco e seu enquadramento geológico. Beetsma (1995), num estudo sobre metassedimentos e granitóides do Norte de Portugal, apresenta dados geoquímicos e isotópicos (Sr-Nd-Pb) relativos a algumas amostras obtidas no plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco. Uma referência é feita no trabalho apresentado por Castro et al. (2002) relativo ao magmatismo Paleozóico representado no Maciço Ibérico. Nos estudos de caracterização geoquímica do maciço granítico de Oledo-Idanha-a-Nova realizados por Almeida e Ferreira (2003), é apresentada uma cartografia detalhada das várias fácies petrográficas encontradas neste plutão.

2. GEOLOGIA

A caracterização da geologia da área, inicia-se por uma breve descrição do seu enquadramento na Zona Centro-Ibérica e posterior individualização geológica dos plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco.

2.1. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O Maciço Ibérico ocorre na parte central e ocidental da Península Ibérica e constitui o afloramento mais ocidental da cadeia varisca europeia (Dallmeyer e Martínez Garcia, 1990), que se estende desde a Península Ibérica até à República Checa. Foi formado durante a colisão do norte da Europa com o continente Gondwana, desde o Devónico Inferior ao Pérmico, e tem sido explicado através de um modelo de subducção-colisão-obducção (Bard et al., 1980; Iglesias et al., 1983; Ribeiro et al., 1983; Behr et al., 1984; Matte, 1986; Ribeiro e Pereira, 1986; Ribeiro et al., 1990; Lagarde et al., 1992; Burg et al., 1994; Rey et al., 1997). Está limitado, a norte, pelo mar Cantábrico, a oeste e sudoeste pelo Oceano Atlântico e a este por depósitos de cobertura pós-variscos e a sudeste pela falha de Guadalquivir (Behr et al., 1984). É constituído por rochas de idades compreendidas entre o Proterozóico superior e o Carbónico, afectadas por deformação e metamorfismo de intensidade variável durante a orogenia varisca e por abundantes volumes de intrusões graníticas (Azevedo et al., 2005). As várias zonas do Maciço Ibérico, paralelas às estruturas variscas, diferem do ponto de vista paleogeográfico, estrutural, magmático e metamórfico, pelo que foram individualizadas a: Zona Cantábrica, Zona Astúrico Ocidental Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso Oriental Alcúdica, Zona de Ossa Morena e Zona Luso Meridional (Lotze, 1945). Estas zonas foram posteriormente subdivididas em: Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico-Ocidental-Leonesa (ZAOL), Sub-zona Galiza Média e Trás-os-Montes

(SZGTM), Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona de Ossa Morena (ZOM) e Zona Sul Portugusesa (ZSP) (Julivert et al., 1974; Oliveira et al., 1992) (Fig. 1a).

A ZCI situa-se na parte central do Maciço Ibérico sendo limitada pelas zonas Astúrico-Ocidental-Leonesa e Galiza - Trás-os-Montes, a norte, e pela Zona de Ossa Morena, a oeste e sudoeste (Fig. 1b). O contacto com a ZOM é marcado por dois grandes acidentes: o cavalgamento de Portalegre-Ferreira do Zêzere e o cisalhamento de Porto-Tomar.

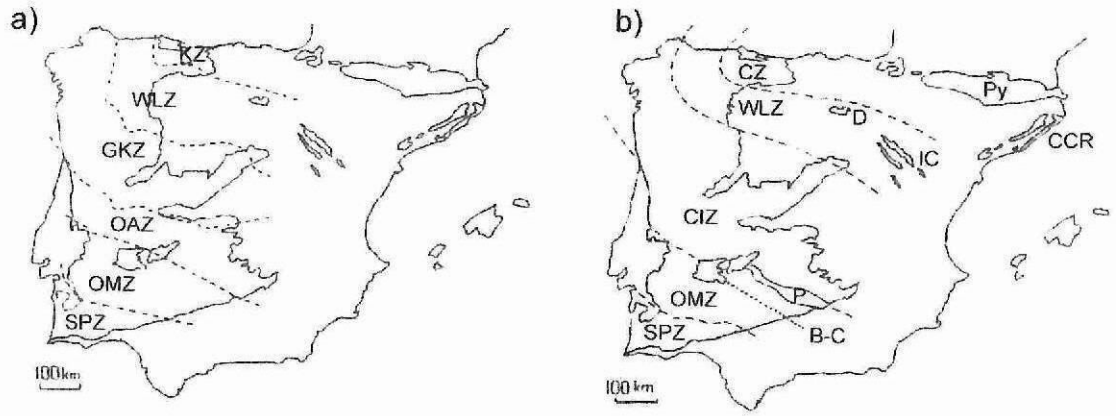

Figura 1. Delimitação das zonas do Maciço Ibérico segundo: a) Lotze (1945); b) Julivert et al. (1974) (Robardet e Gutiérrez Marco, 1990). a) KZ – Zona Cantábrica; WLZ – Zona Astúrico-Ocidental-Leonesa; GKZ – Zona Galaico-Castelhana; OAZ – Zona Luso-Oriental-Alcúdica; OMZ – Zona de Ossa-Morena; SPZ – Zona Sul Portuguesa. b) CZ – Zona Cantábrica; WLZ – Zona Astúrico-Ocidental-Leonesa; CIZ – Zona Centro-Ibérica; OMZ – Zona de Ossa-Morena; SPZ – Zona Sul Portuguesa; Py – Pirinéus; D – Serra da Demanda; IC – Cadeias Ibéricas; CCR – Cordilheira Catalã; P – Batólito de Pedroches; B-C – Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdova.

O soco da ZCI é constituído por materiais de idade Pré-Câmbrica do Paleozóico Inferior (Martínez Catalán et al., 2004a), tendo sido individualizados dois domínios principais: o domínio da formação de Ollo de Sapo (Espanha), a norte, e o domínio do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), ocupando a parte meridional (Fig. 2). O plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

e o plutão de Castelo Branco localizam-se no CXG, no qual ocorre uma extensa sequência detrítica de idade ante-Ordovícica.

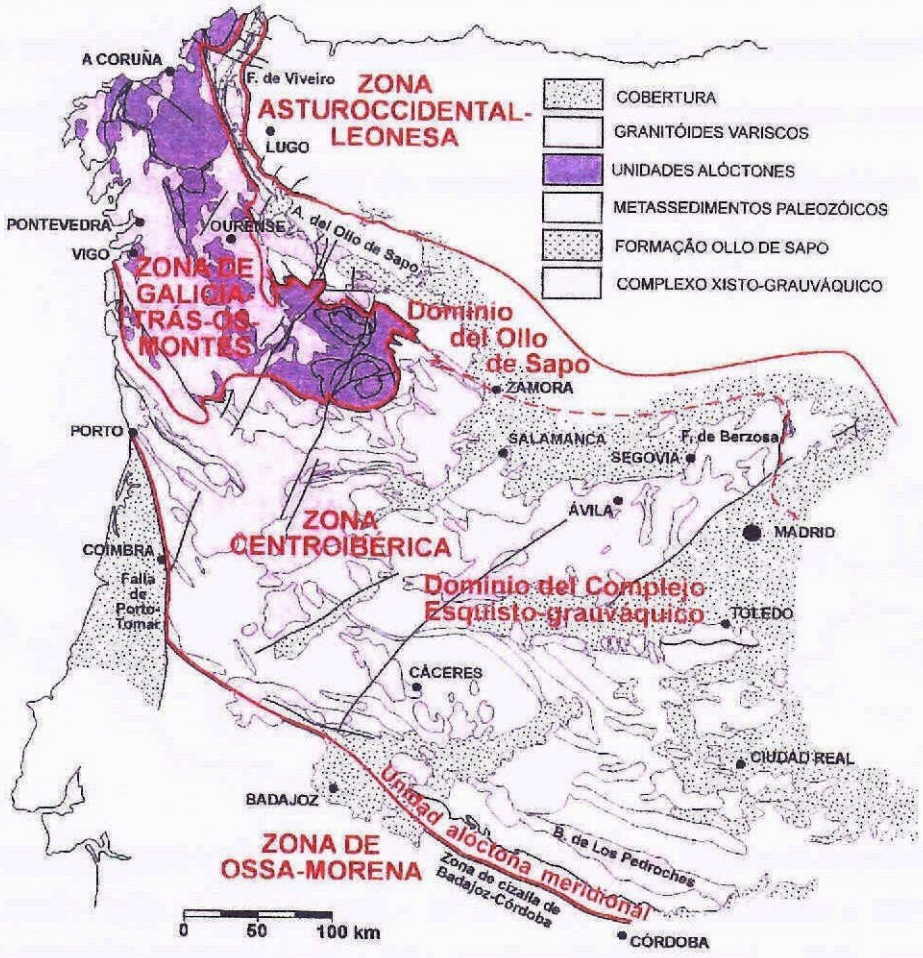

Figura 2. Delimitação dos domínios da Zona Centro-Ibérica (Martínez Catalán et al., 2004b)

A geologia da ZCI é dominada essencialmente por granitóides variscos (Fig. 2), desde granodioritos até leucogranitos de duas micas, que ocupam frequentemente núcleos de antiformas da terceira fase de deformação, ocorrendo também metassedimentos do Pré-Câmbrico/Câmbrico, que constituem o CXG, Ordovícico e Silúrico, formados, essencialmente, por metagrauvaques, micaxistos, filitos e gnaisses, distribuídos por zonas alóctones, parautóctones e autóctones (Ribeiro et al., 1990).

O CXG é constituído por uma espessa sequência de filitos e metagrauvaques, com níveis esporádicos de metaconglomerados e rochas metacarbonatadas, sem idade bem definida. Actualmente, considera-se que as unidades inferiores sejam do Pré-Câmbrico Superior e as unidades superiores do Câmbrico Inferior (Sousa, 1984; Díez Balda et al., 1990; San José et al., 1990; Rodríguez Alonso et al., 2004). No CXG são individualizadas duas unidades litoestratigráficas representadas pelo Grupo das Beiras e o Grupo do Douro (Sousa, 1985). O grupo das Beiras, onde se localizam o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e o plutão de Castelo Branco é representado por uma sequência enriquecida em metagrauvaques, na base, seguida de pelitos e metagrauvaques e intercalações de pelitos negros e piritosos e, no topo, uma sucessão predominantemente pelítica, com lentículas de metaconglomerados (Sousa, 1985).

O Ordovícico está bem representado através de formações sedimentares do Ordovício inferior, médio e superior. Os quartzitos ocorrem sob a forma de espessas bancadas que originam imponentes relevos que caracterizam muitas paisagens da ZCI. Na ZCI, o Ordovícico está, também, representado pela ocorrência de episódios magmáticos, pré-variscos, associados à orogenia Caledónica (e.g., Pereira et al., 1986; Diez Balda et al., 1990; Roger et al., 2004; Solá et al., 2005).

Os materiais de idade silúrica estão representados por formações uniformes, caracterizadas pela presença de filitos negros com intercalações de arenitos (Gutiérrez Marco et al., 1990).

2.2. DEFORMAÇÃO NA ZONA CENTRO IBÉRICA

A deformação pré-varisca é marcada pela ocorrência de três discordâncias angulares. As duas primeiras, estão identificadas apenas em Espanha, e provavelmente resultaram do ciclo orogénico cadomiano, que ocorreu no final do Proterozóico (González Lodeiro et al., 2004). A terceira discordância, designada por "discordância sarda", situa-se

na base da sucessão ordovícica e terá produzido um dobramento suave, sem foliação nem metamorfismo associados (Lotze, 1956; Schermerhorn, 1956; Oen, 1970; Díez Balda et al., 1990). As dobras sárdicas na região das Beiras apresentam uma direcção NE-SW a N-S (Diez Balda et al., 1990).

Novos dados de datação U-Pb – SHRIMP em zircões dos sedimentos da Formação do Escoural (Série Negra, Zona de Ossa Morena), com idade de 560 Ma, e com estruturas internas magmáticas e metamórficas mostram a importância da orogenia Cadomiana nesta região (Chichorro et al., 2006).

A tectónica da cadeia varisca tem sido objecto de estudo de diversos autores. Actualmente, o modelo por colisão continental explica a tectónica de alguns sectores da cadeia varisca (Iglésias et al., 1983; Ribeiro et al., 1983; Ribeiro et al., 1990). Após completa a fase de colisão, no Vestefaliano, seguiram-se as fases subsequentes da orogenia Varisca que originaram as zonas de cisalhamento intracontinentais (Matte e Ribeiro, 1975; Ribeiro et al., 1983) e a fase de deformação frágil, no Pérmico. A orogenia varisca na Europa correlaciona-se com as fases finais da orogenia Apalachiana, ao longo da zona este da América do Norte, e marca o ajuste final da Laurásia e Gondwana na formação do supercontinente Pangea (Carrigan et al., 2005).

A deformação varisca é considerada como polifásica, tendo sido identificadas quatro fases de deformação (Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979; Ribeiro et al. 1983; Díez Balda et al., 1990; Ribeiro et al., 1990; Pereira et al., 1993). A primeira fase de deformação varisca (D1), na ZCI, parece ter assumido uma grande intensidade, sendo responsável pela maioria da estrutura actual desta zona (Ribeiro et al., 1979; Diez Balda et al., 1990). No CXG, a D1 afectou toda a sequência sedimentar pré-carbonífera e produziu dobras deitadas e cavalgamentos, nos bordos norte e sul, e dobras com plano axial vertical ou muito inclinado no sector central (Martínez Poyatos et al., 2004). As dobras da primeira fase e a xistosidade de plano axial associada (S1), com direcção dominante NW-SE, podem sofrer variações nas imediações de extensos acidentes tectónicos. A segunda e terceira fases de deformação

varisca (D2 e D3) têm carácter mais heterogéneo do que a D1. D2 afecta principalmente sequências metamórficas de grau médio e elevado e está geralmente associada a zonas de cisalhamento subhorizontais de carácter localizado (Diez Balda et al., 1990; Valle e Aguado et al., 2005). Nalguns casos, as estruturas D2 podem dar origem ao desenvolvimento de uma foliação subhorizontal (S2). A fase D1 (380 - 360 Ma) e a fase D2 (360 - 330 Ma) revelam continuidade temporal e correspondem à etapa sin-colisional da orogenia varisca que ocorreu desde o Devónico Médio até ao Carbónico Médio (Pereira et al., 1993).

As estruturas da fase D3 (320 - 300 Ma; Dias et al., 1998) resultam da acção de uma tectónica vertical, sendo caracterizadas por dobras plano axial subvertical, com orientação N100º a N120º, com eixos subhorizontais e desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais com desligamentos esquerdos e direitos, que redobram as estruturas anteriores, das quais podem ser referidas os cisalhamentos de Porto-Tomar e Traguntia-Juzbado-Penalva do Castelo (Burg et al., 1981; Reavy, 1989; Diez Balda et al., 1990; Valle Aguado et al., 2005).

A fase D4, por sua vez, é uma fase de deformação frágil que ocorreu no Pérmico, tendo originado o sistema de fracturação tardia, representativa dos últimos estádios da orogenia varisca na ZCI, com falhas de direcção NE-SW, NNE-SSE e NW-SE (Pereira et al., 1993). As fases D3 e D4 correspondem ao período pós-colisional, desde o Carbónico Médio até ao Pérmico, com a instalação da grande maioria dos granitóides durante a terceira fase de deformação.

Os importantes cisalhamentos intracontinentais que ocorrem na ZCI foram originados durante a orogenia varisca, embora deva ser considerado, também, a possível reactivação de fracturas ante-variscas.

Os modelos de estruturação e implantação das rochas graníticas têm constituído um importante tema de estudo (e.g., Pitcher, 1977, 1993; Vigneresse, 1988, 1995, 2004; Miyashiro et al., 1982; Pecaut et al., 1984; Ribeiro, 2001). Os modelos clássicos de implantação das rochas graníticas têm vindo a ser desenvolvidos e associam a instalação

dos plutões graníticos a zonas de dilatação de grandes estruturas, tanto transcorrentes como extensionais, bem como, em menor escala, a zonas compressivas (Ribeiro, 2001). O processo de diapirismo e "balloning" correspondendo a um mecanismo de instalação forçada em que o corpo intrusivo obriga o encaixante a afastar-se para se introduzir, apresenta um fabric deformacional interno progressivamente mais deformado ao caminhar para a periferia, onde se encontra fortemente inclinado e concordante com o encaixante (Ribeiro, 2001).

A deformação dos granitóides anteriores à terceira fase varisca é variável sendo considerada uma intrusão condicionada por fracturação em espaços produzidos em zonas de cisalhamento (Pereira, 1987). Para os plutonitos isolados, não coincidentes com zonas principais de cisalhamento, nalguns casos podem apresentar estruturação interna aproximadamente coincidente com a do encaixante, por vezes com algum paralelismo relativamente aos contactos, embora na maioria dos casos é inexistente ou marcada apenas por zonamento litológico (Ribeiro, 2001). Para os maciços anteriores à terceira fase de deformação, como é o caso dos maciços de Portalegre, Alcáçovas e Safira, é indicada uma instalação através de espaços criados em zonas de cisalhamento (Ribeiro, 2001) ou de cisalhamentos esquerdos, N80E e fracturação associada, como nos plutonitos da Zebreira (Pereira et al., 1986).

2.3. METAMORFISMO NA ZONA CENTRO IBÉRICA

O metamorfismo regional que afecta as rochas metassedimentares da ZCI é polifásico, de idade varisca, dominantemente de pressão baixa a intermédia, tendo originado associações mineralógicas caracterizadas por andaluzite, biotite, silimanite e cordierite (Oen, 1970). A existência de paragéneses com granada, estaurolite e distena, em algumas das faixas metamórficas sugere que possa, também, ter ocorrido um episódio metamórfico prévio de pressão intermédia (e.g., Atherton et al., 1974; Escuder Viruete et al., 1994;

Abalos et al., 2002; Valle Aguado et al., 1993, 2005). O metamorfismo está, também, relacionado com o magmatismo da terceira fase de deformação, definindo isógradas paralelas aos contactos dos granitóides, originando auréolas de metamorfismo de contacto, ou com isógradas que se intersectam, resultantes de fenómenos de plutonometamorfismo seguidos de metamorfismo de contacto (Oen, 1970; Godinho, 1974; Pereira et al., 1980; Reavy, 1989; Acciaioli et al., 2005).

2.4. ACTIVIDADE MAGMÁTICA NA ZONA CENTRO IBÉRICA

A distribuição espacial das rochas graníticas em Portugal tem um forte significado petrogenético, estando estritamente condicionada por determinados alinhamentos e integrados no modelo geodinâmico definido por Ribeiro et al. (1983).

As principais zonas graníticas tendem a concentrar-se ao longo de alinhamentos bem definidos, geralmente correspondentes a zonas de cisalhamentos dúcteis, associados à terceira fase de deformação varisca (Iglésias e Ribeiro, 1981; Ferreira, 1982). A ZCI contem um importante volume de rochas magmáticas, na sua maioria de idade varisca mas, também, pré e pós-variscas. Nas rochas magmáticas pré-variscas, as mais importantes têm idades Câmbricas a Câmbrico-Ordovícicas (Martínez Catalán et al., 2004b).

O magmatismo pré-varisco está representado através de rochas ígneas, as mais antigas com idades compreendidas entre 470 a 620 Ma (Lancelot et al., 1985). Diez Balda et al. (1990), com base em dados radiométricos, referem a existência de dois episódios magmáticos distintos. O mais antigo, calco-alcalino, refere-se à implantação de granitos tardi-cinemáticos da orogenia Caledónica, e estão representados pela Formação de Olho de Sapo (Diez Balda et al., 1990), o outro episódio (470 Ma), alcalino, está associado a uma fase distensiva pré-Ordovícica (Lancelot et al., 1985). Os plutonitos da Zebreira, localizados a este da área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova, foram classificados como pré-varsicos,

após a datação da sua moscovite e biotite, por K-Ar, com idades de 472 ± 7 Ma e 372 ±7 Ma, respectivamente (Pereira et al., 1986). No maciço do Carrascal (Centro de Portugal), com uma associação de rochas máficas e félsicas ígneas intrusivas, foi obtida uma idade de implantação de 471 – 486 Ma, por Pb-Pb em cristais de zircão (Solá et al., 2005). No maciço central Francês, por sua vez, foram encontrados ortognaisses, com protólitos graníticos datados por U-Pb, revelando a presença de um episódio magmático Ordovícico (450 – 460 Ma), relacionado melhor com uma fase de extensão do que de convergência (Roger et al., 2004). Na ZOM foram encontradas, também, evidências de actividade magmática, pré-varisca, com idade 540 Ma e de 497 ± 10 Ma obtidas para os percursores magmáticos dos ortognaisses de Alcáçovas e de Portalegre, respectivamente (Cordani et al., 2006). Na sua maioria tratam-se de rochas ácidas peraluminosas, de idade Câmbrico-Ordovícica, implantadas no início do rifting Câmbrico-Ordovícico (Navidad et al., 1992; Valverde Vaquero e Duninng, 2000; Carrigan et al., 2005). Esta actividade terá resultado da fusão de uma crusta jovem em que estariam representados granitos mais antigos cadomienses (Navidad e Bea, 2004). A ZCI regista uma importante actividade durante o Câmbrico-Ordovícico inferior (Bea, 2004).

Várias têm sido as classificações apresentadas para as massas graníticas da ZCI e baseadas em diferentes parâmetros identificativos (e.g., Schermerhorn, 1956; Oen 1958, 1970; Capdevila e Floor, 1970; Albuquerque, 1971; Capdevila et al., 1973; Bea, 1975, 1976; Corretgé et al., 1977; Albuquerque, 1978; Ferreira et al., 1987; Corretgé, 1983; Dias et al., 1998, 2002; Castro et al., 2002). Contudo, todos os autores têm reconhecido o papel importante atribuído à orogenia varisca e a ligação da maioria dos granitóides da ZCI ao ciclo varisco, sendo comum considerar-se a sua referência relativamente às três principais fases de deformação varisca (e.g., Ferreira et al., 1987; Neiva e Gomes, 2001; Dias et al., 2002; Azevedo et al., 2005; Valle Aguado et al., 2005). A maioria das rochas granitóides da ZCI foram implantadas durante e após a terceira fase de deformação dúctil D3, de idade Namuriana-Vestefaliana. Corretgé (1971) designou os granitos do tipo Arraya (Capdevila et

al., 1973; Corretgé et al., 1977; Corretgé et al., 2004; García-Moreno, 2004; García-Moreno et al., 2006) caracterizados por granitos e monzogranitos ricos em cordierite e que constituem vastos plutões epizonais situados em diferentes áreas do Maciço Ibérico, particularmente no domínio do CXG (Corretgé et al., 1985).

A primeira grande subdivisão considerada para os granitóides variscos, do sector português da ZCI, tendo em conta as relações estruturais apresentadas com as rochas encaixantes, foi definida por Oen (1970), tendo por base a proposta inicial definida por Schermerhorn (1956). Nesta classificação são individualizados dois grandes grupos de granitos:

- Granitos antigos ("Older granites") – os que são concordantes com as estruturas tectónicas e metamórficas regionais;

- Granitos jovens ("Younger granites") – os que definem relações discordantes com os granitos antigos e as estruturas regionais. Estes granitos, alóctones e epizonais, estão geralmente envolvidos por auréolas de metamorfismo de contacto com extensão variável.

Os granitóides da ZCI foram subdivididos em: pré-orogénicos, com idade mais antiga (482 a 582 Ma), representados por magmas crustais de composição granítica mas, também, influenciados pela ascensão de magmas básicos de origem mais profunda, sin-orogénicos, representados por rochas granitóides e algumas rochas básicas, controlados pela tectónica, e tardi a pós-orogénicos (Ferreira et al., 1987). Os granitóides sin-orogénicos, por sua vez, foram subdivididos em sin-D3, tardi-D3 e tardi a pós-D3 dependente do grau de deformação que apresentam, e consequente idade de instalação, estando as menos deformadas distanciadas da linha que define o plano de cisalhamento em superfície. Os granitóides biotíticos tardi a pós-D3, constituindo uma série intrusiva nos granitos biotíticos tardi-D3, tendem a ocupar a área mais interna, entre as zonas de cisalhamento mais importantes,

como as do sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e de Vigo-Régua, mas a sua instalação é igualmente controlada por sistemas de fracturas frágeis conjugadas NW-SE e NE-SW e NNW-SSE (Fig. 3) (Ferreira et al., 1987). Os granitóides tardi a pós-orogénicos são representados por granitos, essencialmente biotíticos, com características mineralógicas e químicas de granitos do tipo I, embora ligeiramente peraluminosos. Nestes granitóides biotíticos é frequente a ocorrência de plagioclase cálcica e, por vezes, horneblenda com alanite e magnetite como acessórios frequentes.

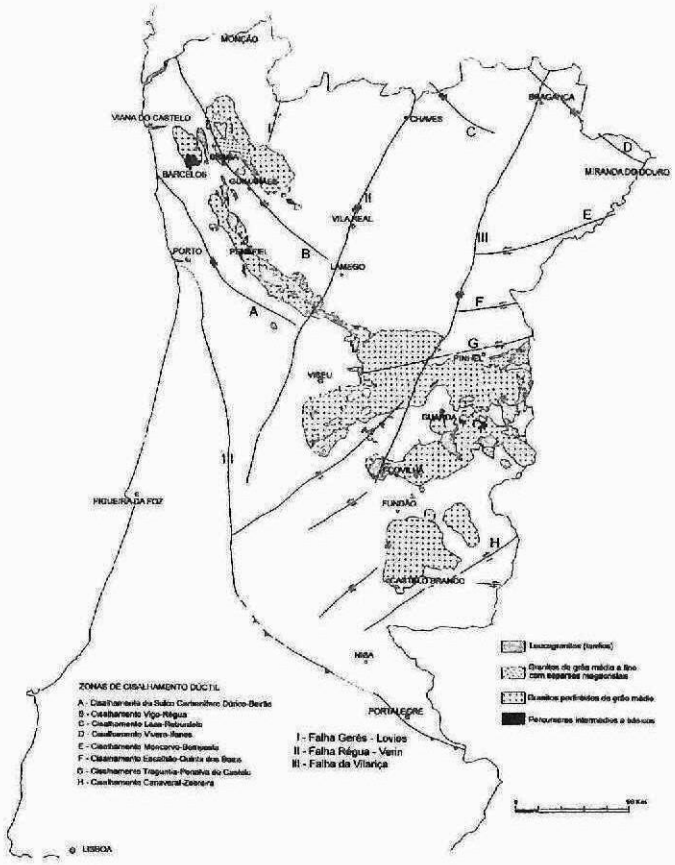

Figura 3. Representação dos granitóides sin-orogénicos biotíticos tardi a pós-D3, segundo Ferreira et al. (1987).

As várias massas graníticas que ocorrem na ZCI estão associadas à terceira fase de deformação varisca (D3), indicando a existência de um período de distensão anterior a esta fase. Contudo, as características mineralógicas e texturais dos primeiros granitóides

instalados poderão ter sido modificadas pelas massas graníticas associadas às últimas pulsações provenientes de diferentes fontes. Deste modo, os granitóides actuais relacionam-se maioritariamente com o último período magmático embora possam ser encontrados outros de períodos anteriores (Ferreira et al., 1987). Uma das principais características da ZCI é a abundância em batólitos graníticos sin- ou tardi- cinemáticos (Martínez Catálan et al., 2004a), a maioria dos quais formados entre 325 e 300 Ma (Bea et al., 2003), aproximadamente após a principal colisão varisca (Ferreira et al., 1987). A existência de rochas máficas é escassa e não são cogenéticas com os granitóides (Bea et al., 1999). Na zona centro e sul da ZCI, os granitóides parecem ter derivado de materiais do CXG, caracterizada pela elevada quantidade de cristais de zircão que de acordo com as idades obtidas (Bea et al., 2003), seria constituída por sedimentos imaturos derivados de rochas magmáticas do Cadomiano. Alguns materiais remanescentes encontram-se actualmente associados aos granitos mais autóctones, formando complexos anatécticos em que os fenómenos de fusão parcial tiveram início entre 330 e 320 Ma e finalizaram há 300 Ma (Montero et al., 2004).

Os granitóides da ZCI, de idade Namuriana-Vestefaliana, foram classificados, de acordo com a sua idade de implantação, em sin-D3, tardi-D3, tardi a pós-D3 ou pós-D3 (Dias et al., 1998), sin a tardi-tectónico (336 - 304 Ma) e pós-tectónicos (300 - 280 Ma) (Neiva e Gomes, 2001), e utilizando a idade de 300 - 320 Ma para D3 (Dias et al., 2002). Valle Aguado et al. (2005), tendo em consideração as relações temporais estabelecidas com a D3, identificaram duas categorias principais de rochas granitóides: sin-D3 e tardi- a pós-D3 na área de Viseu.

Actualmente, os granitos de duas micas sin-D3 correspondem a granitos de tipo-S, resultantes da anatexia da parte média da crusta continental durante o clímax do metamorfismo regional (Capdevila et al., 1973; Corretgé, 1983; Neiva e Gomes, 2001). No entanto, é possível encontrar granitos de duas micas com carácter transicional, entre o granito de tipo S e o de tipo I, e que terão resultado da fusão parcial de rochas pelíticas e

quartzo-feldspáticas em diferentes proporções (Neiva e Gomes, 2001). Por outro lado, atribui-se o tipo I, a alguns granodioritos e granitos biotíticos (Ribeiro, 1980; Ribeiro et al. 1983; Neiva, 1993; Neiva e Gomes, 2001) ou transicional tipo I-S e uma origem mais profunda, envolvendo fusão parcial da crusta inferior ou hibridização entre magmas crustais e mantélicos (Capdevila et al., 1973; Azevedo et al., 2005). Há, ainda, granitos híbridos que estarão associados à mistura de um magma granítico com um magma máfico do manto enriquecido (Silva e Neiva, 2000; Bea, 2004; Gomes, 2005) ou por diferenciação magmática a partir de um magma do manto superior enriquecido, acompanhado de assimilação de materiais metassedimentares (Neiva e Gomes, 2001; Gomes e Neiva, 2005).

As rochas granitóides que apresentam encraves microgranulares de composição intermédia e básica, como granodioritos e monzogranitos, têm uma origem associada à mistura de um magma mantélico com um magma cortical; sendo sugerida uma origem mista para estas rochas granitóides e, geralmente, também apresentam encraves micáceos associados (Didier et al., 1982). No maciço hercínico peninsular pode ser citado o exemplo de Cangas de Morrazo-Moaña como um dos exemplos para o qual é proposta uma origem basicortical através de um processo combinado de diferenciação e mistura de magmas ácido e básico (Corretgé, 1983).

Várias hipóteses explicativas têm sido referidas para indicar a origem da fonte de calor responsável pela formação da vasta massa de granitos, dentro da crusta continental, encontrada na ZCI. Bea et al. (2003), propõem um modelo 1D de geotermas transitórias para justificar se a produção de calor radiogénico e a fertilidade da crusta post-colisão seriam suficientes para originar as rochas granitóides existentes. Os resultados obtidos indicam que após 25 a 30 Ma, a crusta continental teria duas zonas de fusão parcial, em que uma se situa na crusta média, com elevada taxa de fusão parcial e que poderia ser a fonte do magmatismo granítico, e a outra na crusta inferior, com taxa de fusão parcial mais baixa, dificilmente geraria algo mais magmático do que um complexo migmatitico. Este modelo explica muitas das características associadas ao magmatismo como sejam a extensa

maturidade térmica da crusta media, a falta de actividade magmática durante os primeiros 30 Ma após o engrossamento cortical, seguida da formação brusca de grandes volumes de magma granítico, de origem crustal, e marcou o inicio do colapso extensional da orogenia. Deste modo, as variações na natureza e profundidade de zonas férteis e a elevada produção de calor associada poderiam justificar a variedade de granitóides encontrados na Ibérica Central (Bea, 2004).

2.5. GEOLOGIA DA ÁREA DE CASTELO BRANCO-IDANHA-A-NOVA

A caracterização das rochas aflorantes na área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova é efectuada com base no reconhecimento e trabalho de campo efectuados, utilizando a cartografia geológica existente à escala 1/500 000 (Oliveira et al., 1992) e, particularmente para o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova recorreu-se, também, ao esboço geológico publicado por Almeida e Ferreira (2003). O plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e o plutão de Castelo Branco localizam-se na zona centro interior de Portugal, estando incluídos na Zona Centro-Ibérica (Fig. 4).

A área de estudo é uma extensa superfície aplanada desnivelada por um importante degrau de falha, na zona de Idanha-a-Nova, que a atravessa na direcção aproximada ENE-WSW (Fig. 4). As rochas mais antigas aflorantes são metassedimentos do CXG e as mais recentes correspondem aos depósitos de cobertura, arcósico-argilosos. Estas rochas ocupam apenas uma pequena extensão sendo a maior parte da área estudada ocupada por rochas granitóides (Fig. 4). Os dois plutões representam plutonitos isolados, com auréolas de metamorfismo de contacto bem marcadas, localizados na região situada entre os cisalhamentos do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e do Porto-Tomar-Badajoz-Córdoba referidos por Ribeiro (2001). No interior de dois granodioritos do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova ocorrem diferentes tipos de encraves de dimensões não cartografáveis à escala da Fig. 4.

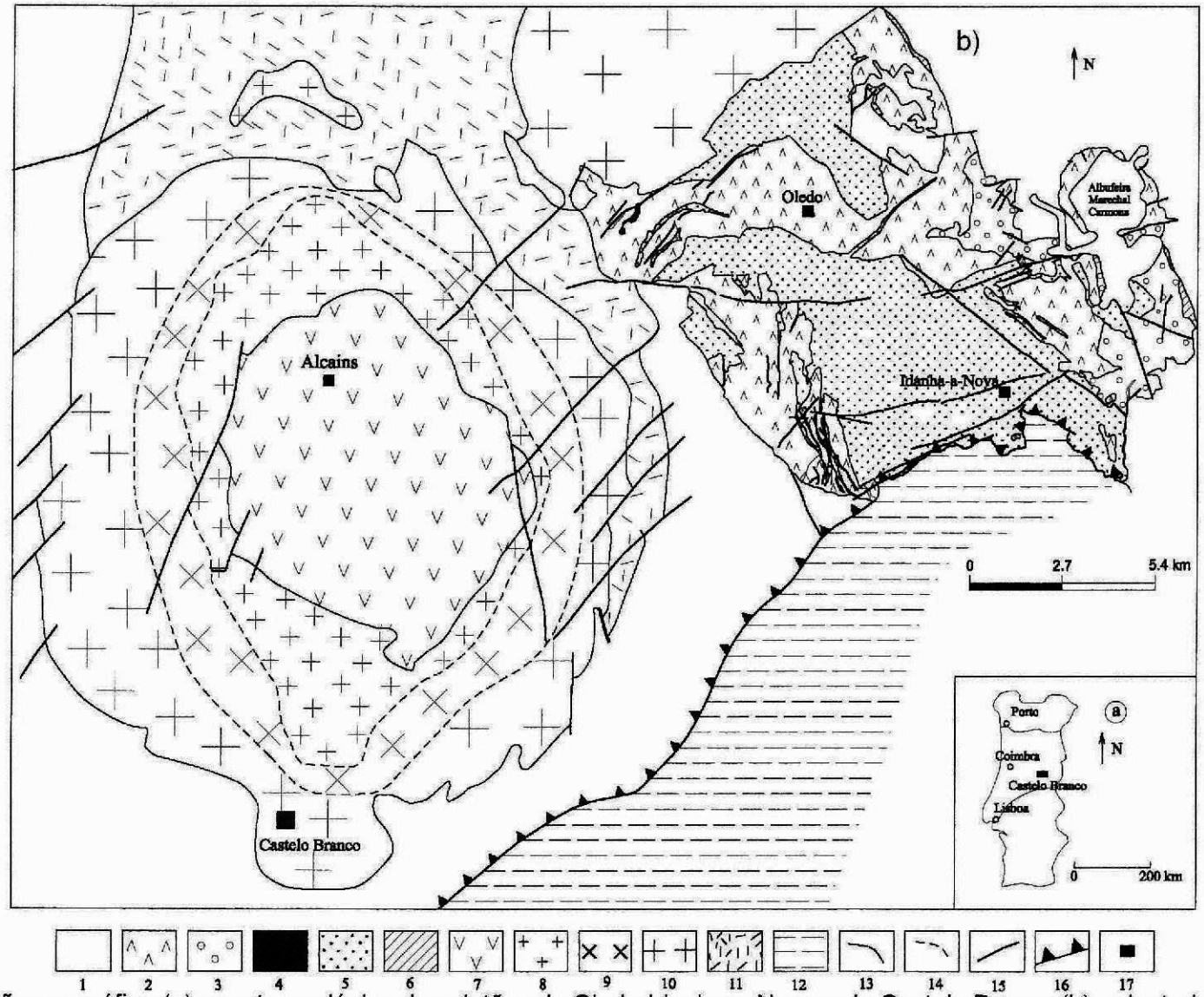

Figura 4. Localização geográfica (a) e carta geológica dos plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco (b), adaptada de Oliveira et al. (1992) e Almeida e Ferreira (2003). 1. Complexo Xisto-Grauváquico; 2. granodiorito biotítico; 3. granodiorito biotítico-moscovítico; 4. granodiorito de duas micas; 5. granito moscovítico-biotítico; 6. filões aplíticos e aplito-pegmatíticos; 7. granito moscovítico-biotítico (G1); 8. granodiorito biotítico-moscovítico (G2); 9. granodiorito biotítico-moscovítico, porfiróide (G3); 10. granito de duas micas (G4); 11. granito moscovítico-biotítico (G5); 12. arcoses da Beira Baixa; 13. limite geológico; 14. limite geológico provável; 15. falhas; 16. carreamento; 17. povoações.

Na região foram, ainda, encontradas manchas de aplito-pegmatitos, filões de aplitos e pegmatitos, pórfiros graníticos, doleritos e diversos filões de quartzo que cortam as rochas granitóides e os metassedimentos do CXG. Estas manchas e estruturas filoneanas nem sempre apresentam dimensão cartografável na carta apresentada, pelo que apenas são apresentadas as mais relevantes. Este trabalho incide essencialmente no estudo das rochas granitóides e encraves microgranulares que ocorrem na área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova, estando as rochas aplito-pegmatíticas alteradas, o que constitui uma limitação ao estudo geoquímico.

2.5.1. METASSEDIMENTOS

Os metassedimentos do CXG pertencem ao super grupo Douro-Beira, especificamente ao grupo das Beiras, e estão incluídos na Formação do Rosmaninhal, de Malpica e Indiferenciados da Carta Geológica de Portugal, na escala 1/500 000 (Oliveira et al., 1992). Têm uma constituição fortemente pelítica e de idade câmbrica inferior a média (Oliveira et al., 1992). São formados essencialmente por filitos argilosos finos, por vezes micáceos, alternando com bancadas de metagrauvaques. A foliação principal é bastante homogénea, apresentando uma direcção dominante N50W, com inclinação subvertical (Figueiredo, 1998). Em toda a extensão ocupada pelo CXG, o grau de alteração das rochas é bastante pronunciado. Junto do contacto com os plutões de rochas granitóides, e ao longo de uma faixa que não ultrapassa os 2000 m de espessura, o CXG mostra sinais de metamorfismo de contacto (Figueiredo, 1998). Na zona interna ocorrem corneanas pelíticas e micaxistos na zona mais externa. São frequentes os filonetes de quartzo e de aplito-pegmatitos de espessura variável, geralmente centimétrica.

2.5.2. ROCHAS GRANITÓIDES

Na área estudada foram individualizados dois plutões graníticos com características estruturais, texturais, mineralógicas e geoquímicas distintas pelo que se procede a uma caracterização geológica independente. Na carta geológica de Portugal, à escala 1/500 000, o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova é classificado como uma série intermédia, sin-tectónica relativamente a D3, enquanto que o plutão de Castelo Branco como uma série tardia, tardi a pós - tectónica relativamente a D3 (Oliveira et al., 1992).

2.5.2.1. PLUTÃO DE OLEDO-IDANHA-A-NOVA

É um maciço constituído por várias rochas granitóides, variando entre termos granodioríticos e graníticos e disposto ao longo de uma área de cerca de 100 Km^2. Têm a idade de 479 – 480 Ma, sendo portanto do Ordovícico inferior, Série Arenigiana (Serge e Odin, 1990). Terá sido afectado pelos movimentos tectónicos associados à deformação Caledónica, talvez da fase sárdica, no Landeiliano do Ordovícico médio (Hag e Van Eysinga, 1987), e possivelmente pela deformação varisca posterior. A idade obtida neste trabalho para o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova indica que será pré-orogénico na classificação de Ferreira et al. (1987). Contacta com metassedimentos do CXG, com o plutão de Castelo Branco, na extremidade oeste, e está parcialmente coberto por depósitos cenozóicos, no limite sul (Fig. 4). O plutão é cortado por filões de diferentes composições incluindo pórfiros graníticos, aplitos, aplito-pegmatitos e doleritos (Almeida e Ferreira, 2003). Em alguns granodioritos foram encontrados encraves microgranulares.

As rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova apresentam deformação com intensidade variável e com diferentes graus de representatividade. Em todos os

granitóides ocorrem estruturas de fluxo magmático, contudo podem, também, ser encontrados locais com deformação no estado sólido e possíveis estruturas C.

O granodiorito biotítico é o dominante entre os granodioritos da área, dispondo-se ao longo da extensão oeste - este do plutão. Tem grão médio e textura hipidiomórfica granular. Geralmente com uma cor escura, associada ao predomínio de minerais máficos como a biotite (Fig. 5a.) e, nalgumas amostras, anfíbola. Apresenta aspecto bastante heterogéneo com variações locais de granulometria e de tonalidade, com zonas mais escuras alternando com outras mais claras. Neste granodiorito, a deformação está marcada por estruturas de cisalhamento (C), planares, de cor escura (Figs. 5b., c.). A direcção principal de cisalhamento é de N60E a E-W representada por planos de cisalhamento (Fig. 5c.). Nalgumas zonas é possível encontrar mais de uma direcção de cisalhamento entrecruzada. A direcção de cisalhamento dominante tem orientação N60E, subvertical, está preenchida por quartzo e micas, e corta outras estruturas com orientação N60W, 40N (Fig. 5d.). A deformação é heterogénea apresentando vários planos de cisalhamento, com direcções variadas, como sejam: N60E, N80W e N60W. A direcção de cisalhamento dominante terá deslocado todas as anteriores pois, após solidificação, a rocha terá sido sujeita a deformação. Apresenta superfícies de cisalhamento onduladas, intercaladas com superfícies lisas, mostrando zonas sigmóidais que sugerem movimentação esquerda (Fig. 5e.). É notória a forte influência dos dobramentos sardos com orientação NE-SW na ZCI em Portugal (Pereira et al., 1993; Diez Balda, 1990). Este movimento, por sua vez, desenvolve um significativo sistema conjugado NW-SE o qual retoma estruturas anteriores, como desligamentos frágeis dextros (Pereira et al., 1993).

O granodiorito biotítico possui encraves microgranulares de composição tonalítica biotítica e granodiorítica biotítica, com um ligeiro predomínio destes últimos, que tendem a concentrar-se próximo da margem oeste do granodiorito, talvez devido aos movimentos de fluência magmática existentes no magma granítico (Barbarin e Didier, 1991). Localmente

ocorrem também concentrações de biotite que, por vezes, estão relacionadas com os encraves.

Os encraves metassedimentares estão frequentemente associados aos microgranulares, contudo no plutão de Oledo-Idanha-a-Nova não são frequentes e os encontrados são de reduzidas dimensões não tendo sido possível o seu estudo geoquímico (Fig. 5f.).

Os encraves microgranulares possuem sempre grão mais fino do que o granodiorito biotítico hospedeiro (Fig. 5g.), a sua mineralogia é semelhante à do granodiorito hospedeiro, contudo são mais ricos em biotite, características que lhes confere uma cor mais escura (Figs. 5g., h.). As suas dimensões variam desde alguns centímetros (Fig. 5h.) a vários decímetros, no entanto, raramente atingem dimensões superiores ao metro. Os encraves granodioríticos tendem a apresentar dimensões superiores às dos encraves tonalíticos tendo sido encontrado um encrave granodiorítico com 150 x 80 cm, com eixo maior orientado E-W (Fig. 5i.) e um encrave tonalítico com 100 x 40 cm, com eixo maior N10W (Fig. 5j.). Predominam com formas arredondadas ou ovóides com secções elipsoidais (Figs. 5g., h.), alguns de forma alongada (Fig. 5i.). Contudo podem apresentar formas irregulares (Fig. 5k.) devido a deformação plástica. Raramente apresentam faces angulares, as quais resultam de tensões tardias que afectam o magma granítico hospedeiro, viscoso e o encrave microgranular praticamente solidificado (Barbarin e Didier, 1991).

Nalguns encraves do granodiorito biotítico é possível observar a penetração do granodiorito hospedeiro no seu interior (Figs. 5k., l.), constituindo um critério de sin-plutonismo (Castro et al., 1990). No interior de alguns encraves microgranulares ocorrem cristais de feldspato e de quartzo de grão bastante desenvolvido (Fig. 5m.). Alguns destes cristais são verdadeiros fenocristais que não estão orientados (Fig. 5m.). Outros possuem dimensão idêntica ou inferior à dos fenocristais do granodiorito hospedeiro e, por vezes, estão orientados paralelamente ao contacto granodiorito-encrave (Fig. 5n.). Os contactos dos encraves microgranulares com o granodiorito hospedeiro são, geralmente, bruscos e

bem definidos, alguns são regulares (Figs. 5g., h.), mas outros são crenulados (Fig. 5m.) ou com contactos lobados (Fig. 5n.). Os encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico possuem geralmente contactos difusos com o granodiorito hospedeiro (Fig. 5o.). No contacto do encrave microgranular com o granodiorito hospedeiro, podem ocorrer algumas variações locais no tamanho do grão. No lado do encrave, o grão é geralmente mais fino e mais escuro na margem de contacto devido ao enriquecimento em minerais máficos. A transição das margens de grão fino para o interior do encrave microgranular é progressiva e relativamente rápida. No lado do granodiorito biotítico hospedeiro podem ocorrer bordos / halos félsicos sem grande quantidade de minerais máficos. A granularidade destes minerais que ocorrem nos halos félsicos é semelhante à do granodiorito biotítico e a sua dimensão geralmente é de alguns centímetros (Fig. 5p.). A espessura / dimensão das margens de grão mais fino dos encraves e dos halos félsicos varia com o par encrave - hospedeiro e não se relaciona directamente com o tamanho do encrave (Barbarin e Didier, 1991). As margens máficas de grão fino que ocorrem nos encraves microgranulares representam margens arrefecidas resultantes do contacto do magma máfico a elevada temperatura com o magma félsico mais arrefecido. A dimensão destas margens depende do contraste térmico entre o encrave microgranular e o granodiorito hospedeiro (Barbarin e Didier, 1991) e resultam das trocas químicas entre o par encrave - hospedeiro.

Um encrave tonalítico de textura microporfiróide e contacto crenulado com o encaixante apresenta-se como um encrave duplo, pois possui um outro pequeno encrave de grão mais fino no seu interior (Fig. 5q.).

Alguns aspectos de fracturação dos encraves microgranulares podem ser observados, originando nestes algumas faces rectas (Fig. 5k.). Alguns encraves são cortados pelas superfícies de cisalhamento que ocorrem no granodiorito biotítico hospedeiro (Fig. 5r.).

Os filões pegmatíticos intruíram este granodiorito hospedeiro e apresentam orientação variada, podendo ser referida a direcção média de N60E e espessura de 40cm. É

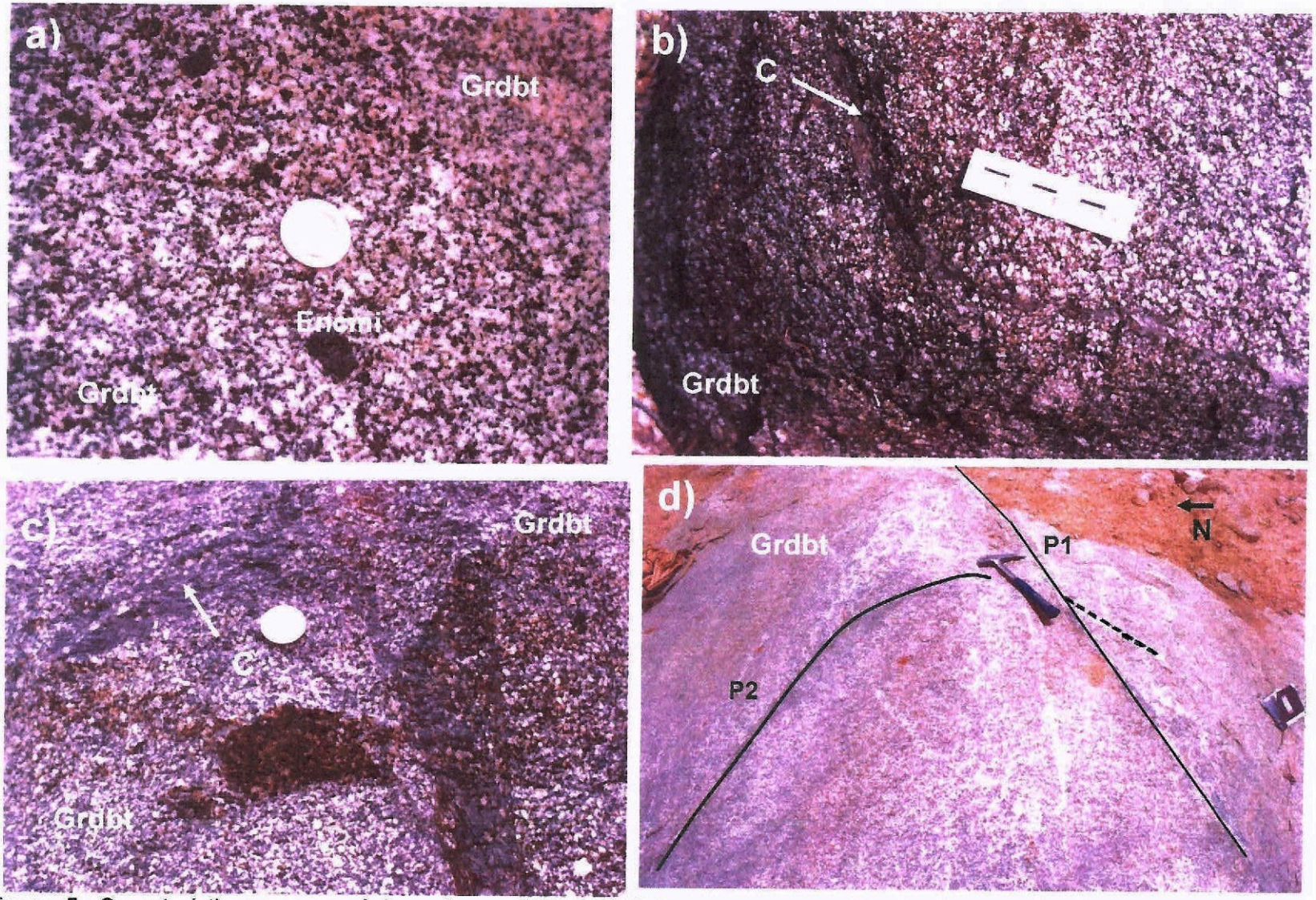

Figura 5. Características macroscópicas das rochas granitóides e encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

Figura 5.

a) Características macroscópicas do granodiorito biotítico (Grdbt) com concentrações micáceas (Encmi) associadas.

b) Estruturas de cisalhamento planares (C) no granodiorito biotítico (Grdbt).

c) Zona deformada com cisalhamento (C) no granodiorito biotítico (Grdbt).

d) Intersecção de planos de cisalhamento com diferente orientação no granodiorito biotítico (Grdbt). P1 – direcção de cisalhamento dominante N60E, subvertical; P2 – direcção de cisalhamento N60W, 40N.

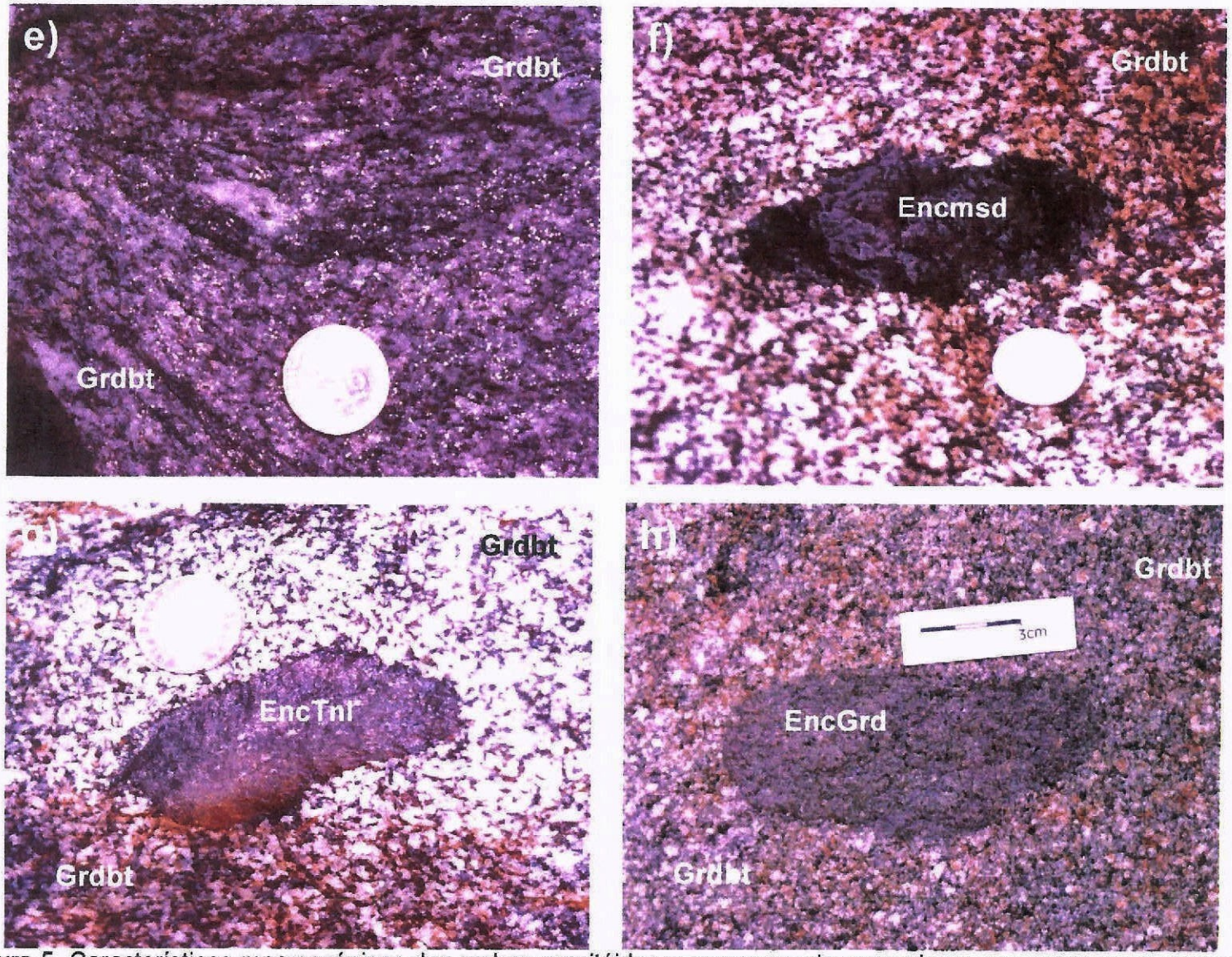

Figura 5. Características macroscópicas das rochas granitóides e encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.).

Figura 5 (cont.)

e) Superficies de cisalhamento onduladas, com zonas sigmóidais, no granodiorito biotítico (Grdbt).

f) Encrave metassedimentar (Encmsd) no granodiorito biotítico (Grdbt).

g) Encrave microgranular tonalítico (EncTnl), com contacto brusco com o granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

h) Encrave microgranular granodiorítico (EncGrd) de forma ovóide com contacto brusco com o granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

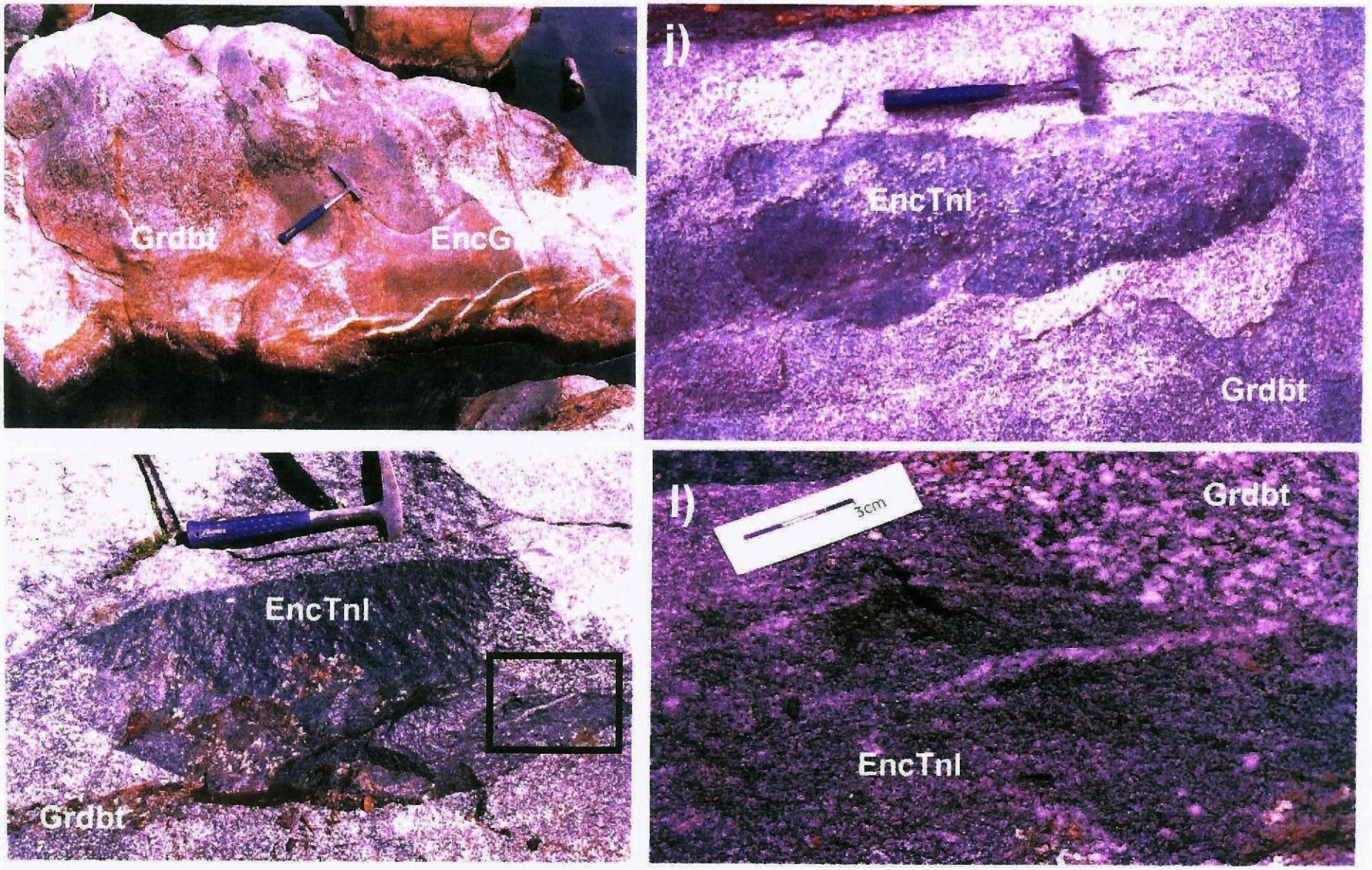

Figura 5. Características macroscópicas das rochas granitóides e encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.).

Figura 5 (cont.)

i) Encrave microgranular granodiorítico (EncGrd) (150 x 80 cm), de forma alongada, com contacto difuso com o granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

j) Encrave tonalítico (EncTnl) (100 x 40 cm) com contactos lobados com o granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

k) Encrave tonalítico (EncTnl) de forma irregular, fracturado com granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt) penetrando no seu interior. O rectângulo corresponde à figura 5l.

l) Pormenor observado no encrave tonalítico (EncTnl) com contacto difuso com reentrâncias do granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

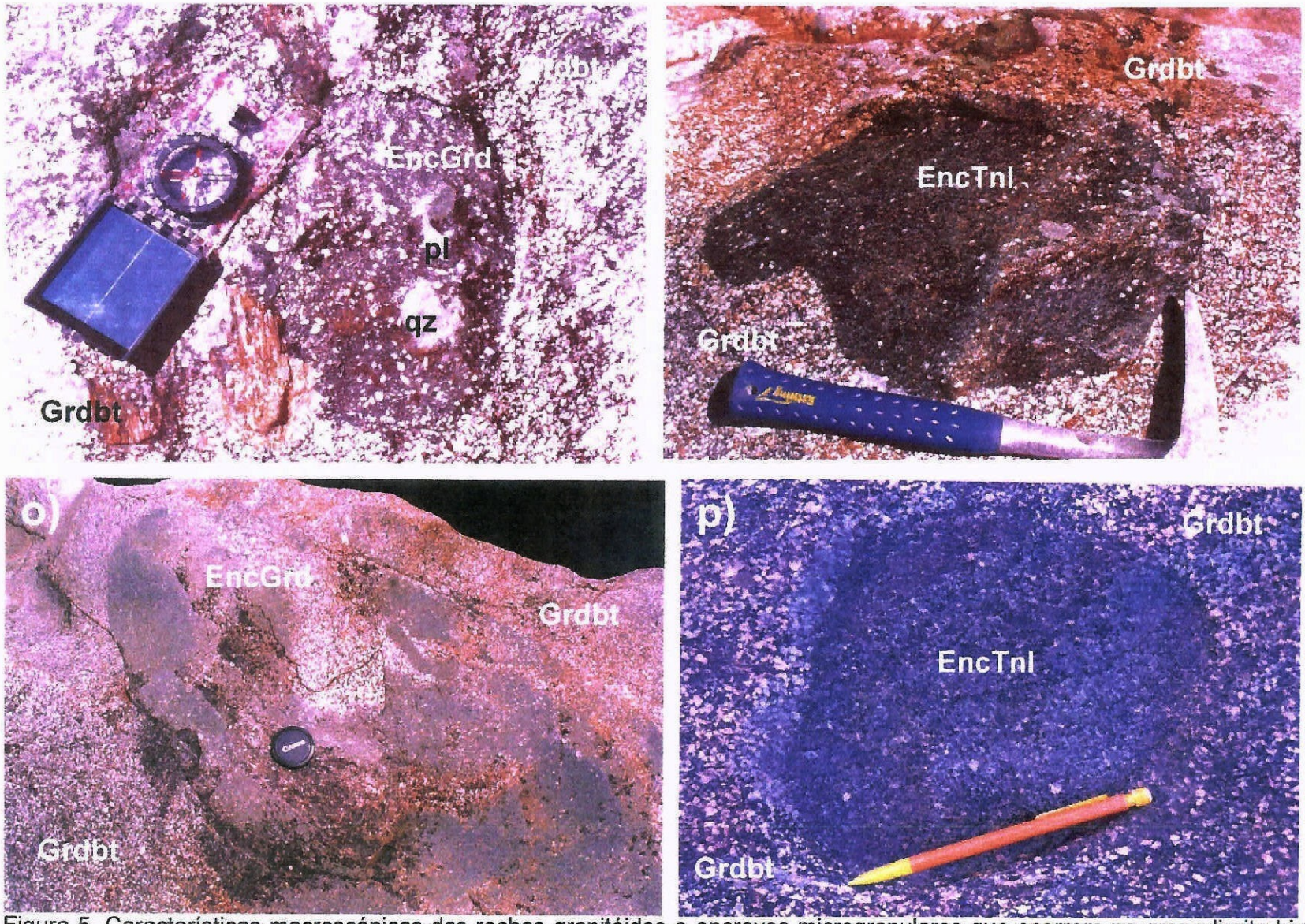

Figura 5. Características macroscópicas das rochas granitóides e encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.).

Figura 5 (cont.)

m) Cristais de quartzo (qz) e plagioclase (pl) desenvolvidos no encrave granodiorítico (EncGrd) do granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

n) Fenocristais orientados no encrave tonalítico (EncTnl) do granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

o) Contacto difuso entre o encrave granodiorítico (EncGrd) e o granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

p) Variações de granularidade na zona de contacto entre o encrave tonalítico (EncTnl) e o granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

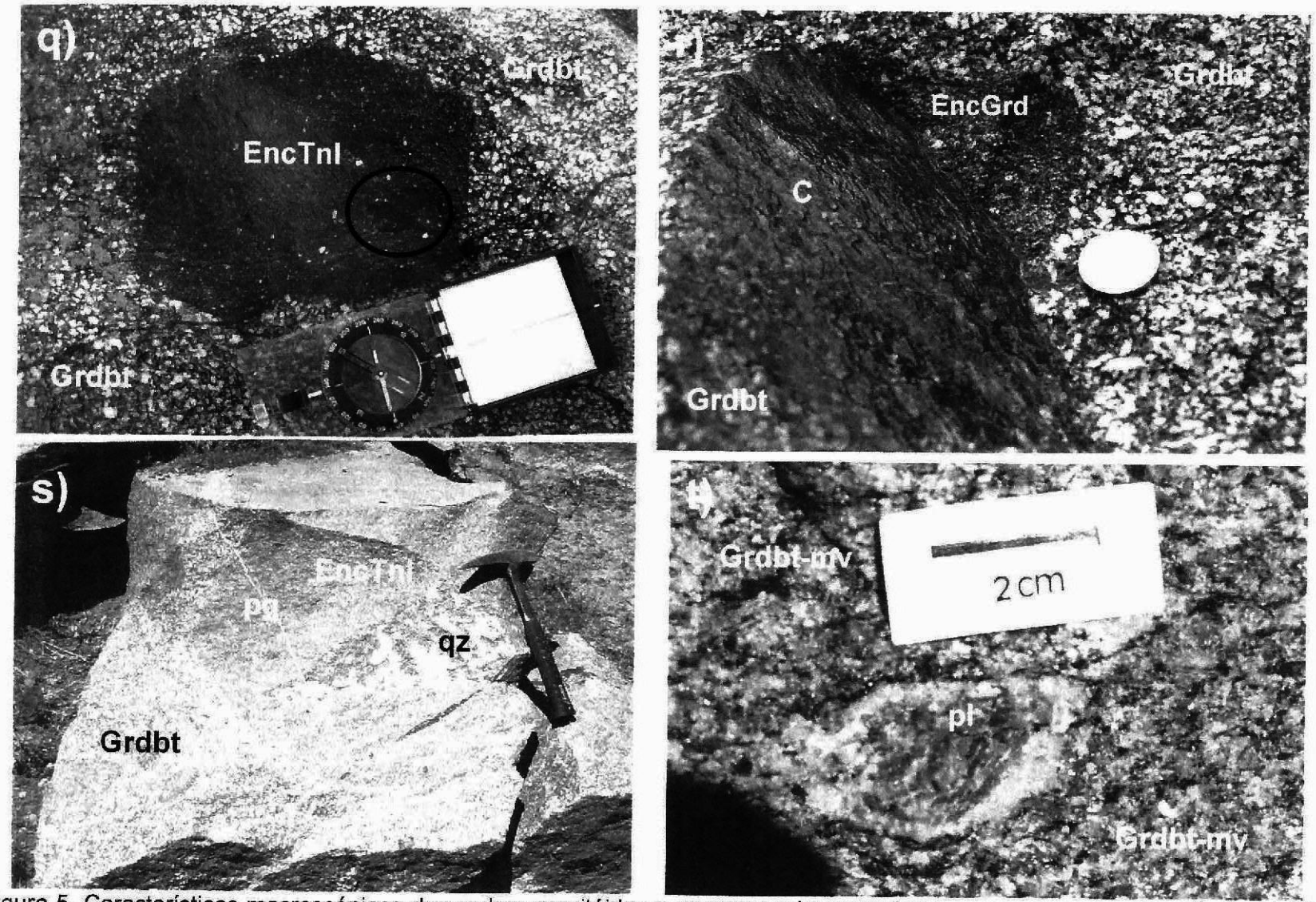

Figura 5. Características macroscópicas das rochas granitóides e encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.).

Figura 5 (cont.)

q) Encrave tonalítico (EncTnl) duplo (assinalado com o círculo) no granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

r) Encrave granodiorítico (EncGrd) no granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt) afectado por uma superfície de cisalhamento (C).

s) Filonetes pegmatíticos (pg) e de quartzo (qz) atravessando um encrave tonalítico (EncTnl) no granodiorito biotítico hospedeiro (Grdbt).

t) Fenocristal de plagioclase (pl) do granodiorito biotítico-moscovítico (Grdbt-mv), deformado com movimento de rotação esquerdo.

atravessado, ainda, por vários filões de quartzo com orientação N40W, 28 NE, definindo redes entrecruzadas com outros filões de quartzo de direcção dominante N40E a N30W, subverticais. Variadas e idênticas orientações foram encontradas por Pereira et al. (1986) em redes filoneanas de fracturação secundária, condicionadas pelo alinhamento estrutural dominante, e associadas à implantação dos plutonitos da Zebreira. Têm uma espessura variada mas, geralmente, entre 5 e 15 cm. Podem ocorrer aglomerados de quartzo associados (Fig. 5s.). Foram encontrados, ainda, filões de dolerito, com cerca de 4 m de espessura e disjunção esferoidal, e de pórfiro granítico, contactando através de fracturas.

O granodiorito biotítico-moscovítico ocorre na parte este do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, rodeia parcialmente o granodiorito biotítico com o qual contacta bruscamente e com o granito moscovítico-biotítico (Fig. 4), e está deformado. É porfiróide com fenocristais de plagioclase e feldspato potássico. Os fenocristais de plagioclase mostram zonamento evidente (Fig. 5t.). Alguns cristais têm inclusões de biotite e estão fracturados. Localmente apresentam-se orientados e com os bordos rodados, na direcção N50E, e rotação esquerda (Fig. 5t.). Esta orientação é semelhante à da superfície de cisalhamento principal definida para o granodiorito biotítico. As superfícies de cisalhamento apresentam orientações variadas tendo sido encontrada a direcção N40W, N10E a N-S noutros locais. As micas, particularmente a biotite, estão orientadas segundo a direcção de cisalhamento dominante, e com placas de moscovite de recristalização posterior e também orientadas.

Localmente é atravessado por filonetes de quartzo, praticamente E-W e com cerca de 5 cm de espessura.

O granodiorito de grão médio de duas micas tem uma cor mais clara do que os granodioritos referidos anteriormente, face à maior percentagem de minerais félsicos que possui (Fig. 6a.). Ocorre sob a forma de uma lentícula, com cerca de 1000 m de comprimento por 200 m de largura, intruíndo, de modo brusco, o granodiorito biotítico na zona oeste do plutão (Fig. 4). Possui numerosos encraves de composição tonalítica biotítica e granodiorítica biotítica. A deformação é menos perceptível do que nos granodiorito biotítico

e granodiorito biotítico-moscovítico e a estrutura planar de cisalhamento dominante na área é dada apenas localmente pelo alinhamento das micas.

Tem granularidade heterogénea, em que zonas de grão mais fino contactam com outras de grão médio. Localmente apresenta aglomerados micáceos, de forma arredondada irregular, e dimensões que não ultrapassam os 3.0 x 1.5 cm.

Os encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito de duas micas hospedeiro estão concentrados numa área onde ocupam 20 % do espaço aflorante, localizada na margem do granodiorito de duas micas (Fig. 6b.), com encraves de formas arredondadas ou irregulares.

Os encraves granodioríticos são em maior número do que os encraves tonalíticos. Há também encraves micáceos (Fig. 6c.).

Os encraves microgranulares possuem morfologias e tamanhos variados desde alguns centímetros até cerca de 70 x 20 cm, num encrave granodiorítico. Os encraves tonalíticos, de menor dimensão, têm um tamanho máximo de 15 x 11 cm. As formas arredondadas, com limites regulares, mais ou menos circulares, tendem a predominar, contudo, também, foram encontrados encraves de formas irregulares, rectangulares ou fusiformes (Fig. 6d.)., devido à deformação plástica. Localmente apresentam faces angulares (Fig. 6e.), associadas às tensões tardias que afectaram o magma granodiorítico hospedeiro e o encrave microgranular praticamente solidificado.

Na maioria dos encraves, o grão é muito fino, mas também existem encraves de grão fino a médio (Fig. 6d.). Os de grão fino são escuros, e os de grão fino a médio são mais claros, mas sempre mais escuros do que o granodiorito de duas micas hospedeiro (Figs. 6b., d., e.). Os contactos com o granodiorito de duas micas hospedeiro são bruscos, alguns regulares, mas outros são crenulados, com margens arrepiadas (Fig. 6 f.) ou com contactos lobados (Figs. 6d., g.), características de contacto entre dois magmas de natureza diferente (Vernon, 1990). Localmente, os encraves mostram contactos difusos e com reentrâncias do granodiorito de duas micas hospedeiro no encrave granodiorítico (Figs. 6h., i.). Por vezes,

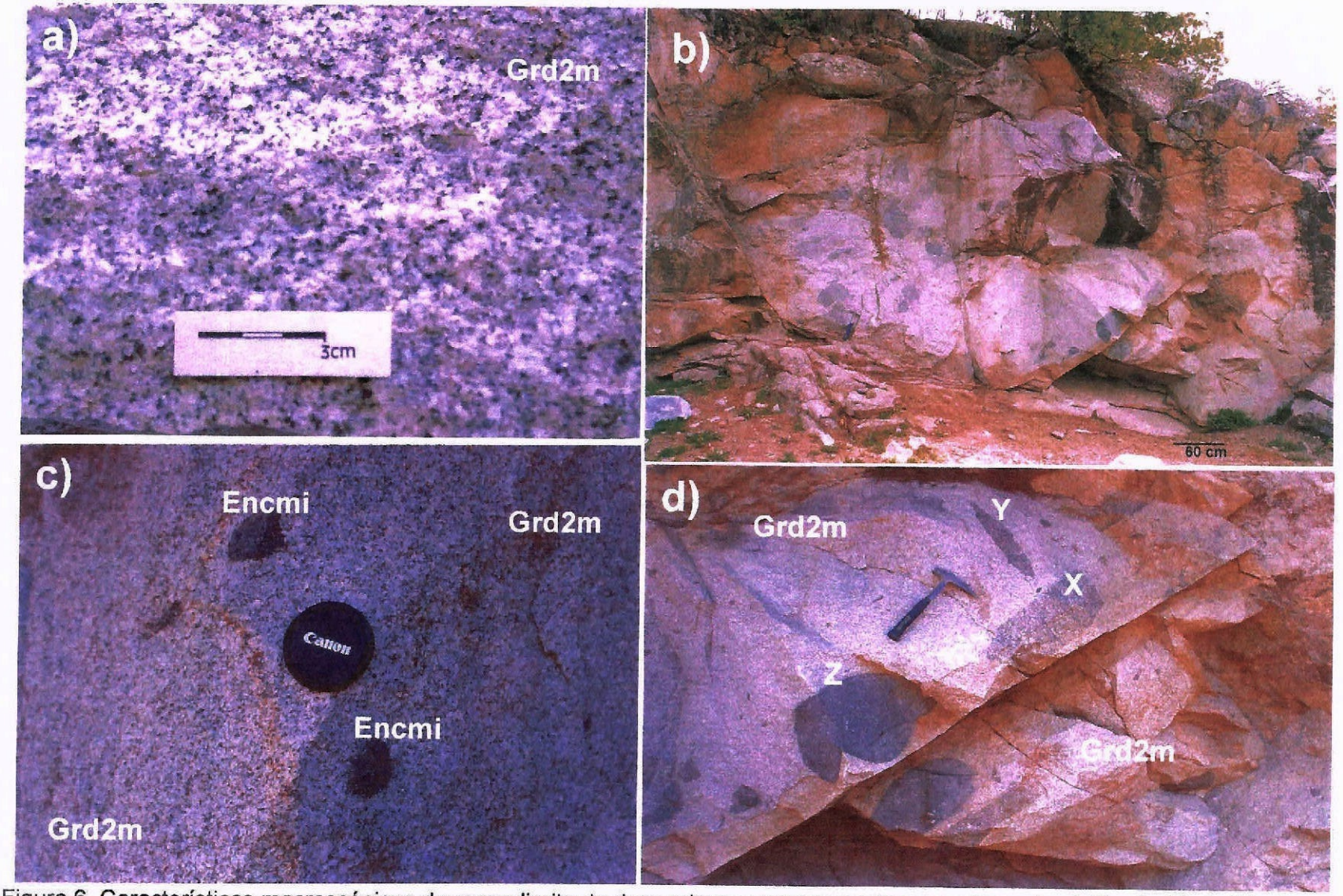

Figura 6. Características macroscópicas do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

Figura 6.

a) Características macroscópicas do granodiorito de duas micas (Grd2m).

b) Área de grande concentração de encraves no granodiorito de duas micas.

c) Encraves micáceos (Encmi) que ocorrem no granodiorito de duas micas (Grd2m).

d) Encraves microgranulares de forma alongada (X), fusiformes (Y) e outros de formas irregulares com contornos lobados (Z) e crenulados (Y) que ocorrem no granodiorito de duas micas hospedeiro (Grd2m).

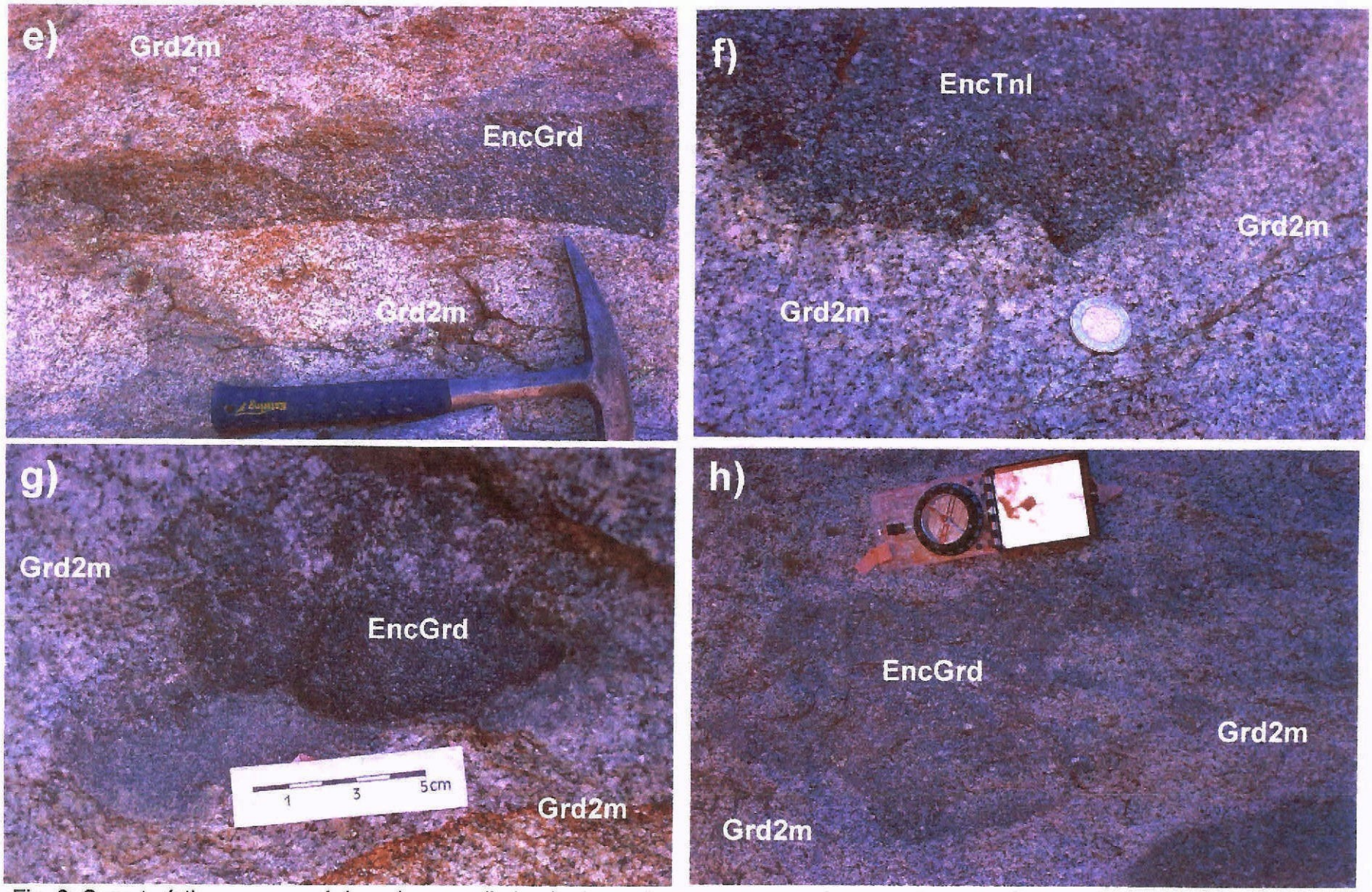

Fig. 6. Características macroscópicas do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.).

Figura 6 (Cont.).

e) Encrave granodiorítico (EncGrd) de forma alongada e faces angulares no granodiorito de duas micas hospedeiro (Grd2m).

f) Contacto crenulado entre encrave tonalítico (EncTnl) e o granodiorito de duas micas hospedeiro (Grd2m).

g) Contacto lobado de encraves simétricos granodioríticos (EncGrd) no granodiorito de duas micas hospedeiro (Grd2m).

h) Contacto difuso entre o encrave granodiorítico (EncGrd) e o granodiorito de duas micas hospedeiro (Grd2m).

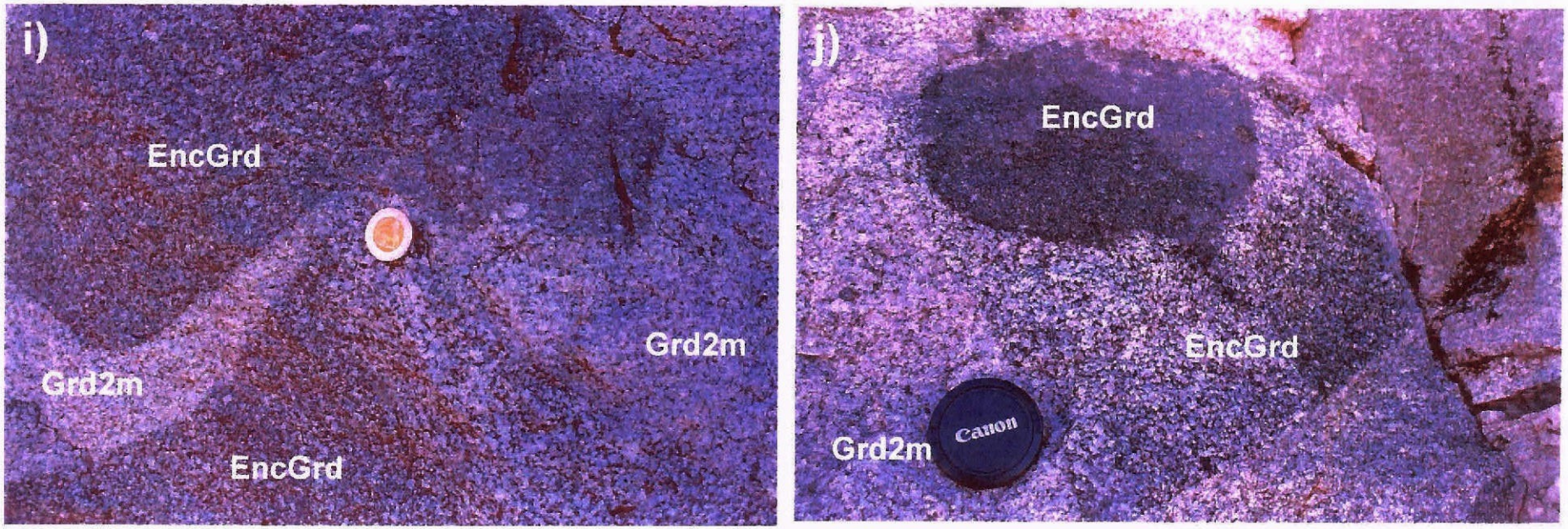

Figura 6. Características macroscópicas do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.).

i). Reentrância do granodiorito de duas micas hospedeiro (Grd2m) no encrave granodiorítico (EncGrd).

j) Encrave granodiorítico (EncGrd) duplo no granodiorito de duas micas hospedeiro (Grd2m).

observa-se uma margem mais escura do que o resto do encrave, devida ao menor tamanho de grão, correspondente a uma margem arrefecida (Fig. 6g.).

Alguns encraves granodioríticos são encraves duplos com variação de granularidade e diferente tonalidade associada. A zona mais grosseira contacta bruscamente com o granodiorito hospedeiro e tem contactos rectos, no interior da qual existe um encrave de grão mais fino, e mais escuro, com alguns cristais de quartzo dispersos, e dimensão média de 0.7 x 0.4 cm (Fig. 6j.). A existência de encraves maiores que incluem outros de menores dimensões, sugere mistura repetida de magmas.

O granito moscovítico-biotítico representa a rocha granítica mais abundante do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova que ocorre distribuído por todo o plutão, contactando com o granodiorito biotítico, através de um contacto brusco e bem definido e, localmente, definindo hipófises no granodiorito biotítico (Fig. 4). O contacto raro com o granodiorito biotítico-moscovítico é brusco ou por falha (Fig. 4). No bordo inferior está delimitado pelos depósitos arcósicos com os quais contacta por cavalgamento (Fig. 4). Apresenta variações na sua granularidade, pois embora predominem as zonas de grão grosseiro, localmente passa a um grão médio a fino. Almeida e Ferreira (2003), classificaram este granito como sendo de duas micas e individualizaram a existência de duas fácies distintas, uma de grão médio a fino (Granito Srª da Graça) e uma outra de grão grosseiro (Granito de Idanha). Contudo, as características geoquímicas apresentadas sugerem que se trata de um granito moscovítico-biotítico de granularidade variável.

Embora menos evidente do que os granodioritos, o granito moscovítico-biotítico apresenta deformação, evidenciada pelo alinhamento das micas e, pontualmente, de alguns cristais de quartzo e feldspatos, pois o grau de deformação tende a ser progressivamente menor no interior dos plutões graníticos, ao afastar do encaixante (Ribeiro, 2001). A direcção principal é N50 - 70W a E - W. É atravessado por várias falhas (Fig. 4) estando bastante fracturado e diaclasado. É cortado por filões irregulares de aplito e pegmatito e

também por filões de quartzo. Estes últimos com orientação de N10W a E-W e espessura aproximadamente de 2 a 15 cm.

O granito moscovítico-biotítico é cortado por pequenas falhas com enchimento (0.7 a 2.5 cm) de material argiloso.

2.5.2.2. PLUTÃO DE CASTELO BRANCO

O plutão de Castelo Branco é constituido por cinco granitóides dispostos concentricamente, com uma idade de 310 $\pm$ 1 Ma, revelando sincronismo de instalação, que intruiu os metassedimentos do CXG e contacta na extremidade este com o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, e aflora ao longo de uma área de cerca de 390 km^2 (Fig. 4). As rochas granitóides deste plutão não apresentam deformação evidente. Em alguns granitóides foram encontradas estruturas de fluxo magmático, particularmente para os fenocristais. São granitóides variscos do Vestefaliano – Moscoviano do Sistema Carbónico, Série Silesiana (Serge e Odin, 1990). São tardi- tectónicos relativamente à terceira fase de deformação varisca D3.

O granito moscovítico-biotítico G1, de grão médio a fino, é o mais antigo do plutão de Castelo Branco e ocorre no núcleo do plutão (Fig. 4). Localmente passa gradualmente a zonas de granularidade mais fina, contudo não constituem manchas cartografáveis, mostrando-se uma rocha de granulometria heterogénea. Os seus minerais não apresentam qualquer orientação preferencial, dispondo-se aleatoriamente.

As concentrações micáceas no granito G1 são escassas e de dimensão reduzida, geralmente ocorrem sob a forma de pequenas pontuações no seio da rocha, tendo sido encontrada a dimensão máxima de 1.2 x 0.5 cm. Apresenta-se enriquecido em moscovite e turmalina sendo a moscovite o mineral de maior dimensão. Esta mica é bem visível em amostra de mão, formando aglomerados de cristais. A turmalina é um mineral de

cristalização tardia, e tende a ocorrer em pequenos nódulos no interior da rocha ou dispondo-se sob a forma de rosetas, em cristais aciculares ou prismáticos, nas diaclases do granito.

Este granito é atravessado por numerosos filões de aplito e pegmatito que localmente definem redes entrecruzadas, com espessura variada, cerca de 10 cm, e orientação dominante E-W. Os pegmatitos possuem cristais de turmalina bastante desenvolvidos e os aplitos apresentam granularidade variada. É, também, cortado por numerosos filões de quartzo dispostos preferencialmente E-W e com espessura média de 5 cm.

O granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico G2, rodeia o granito moscovítico-biotítico G1 e o contacto é brusco (Fig. 4). As suas principais características estão representadas pela ocorrência de aglomerados de grão de quartzo dispostos aleatoriamente pela rocha e diversas concentrações micáceas (Fig. 7a.). Estes aglomerados de biotite têm uma forma arredondada, que se destaca no seio da rocha, com dimensões compreendidas entre 6 x 4 mm e 26 x 20 mm, tendo sido encontrado um com dimensão 43 x 19 mm. Os fenocristais de feldspato têm uma representatividade variável ao longo desta unidade. Nas zonas mais internas deste granodiorito, os fenocristais são escassos e esporádicos e tendem a aumentar em direcção ao limite de transição para o granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico G3. Na zona de transição gradual de G2 para G3 verifica-se uma forte concentração de fenocristais que parecem estar alinhados paralelamente ao contacto geológico, de direcção aproximada N30W (Fig. 7b.). Os fenocristais são maclados e nesta faixa de transição, revelam sinais de fracturação e chegam a atingir dimensões de 82 x 20 mm. O granodiorito não apresenta sinais de deformação no estado sólido, sendo o alinhamento dos fenocristais uma estrutura de fluxo magmático. Esta passagem gradual entre os granodioritos G2 e G3 é, ainda, marcada pela existência de bolsadas do granodiorito biotítico-moscovítico G2, de grão mais fino, no granodiorito biotítico-moscovítico, G3, mais grosseiro que penetram no seu interior.

O granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico G3, de grão médio a grosseiro, rodeia totalmente o granodiorito biotítico-moscovítico G2 (Fig. 4), sendo o contacto gradual. A característica mais evidente deste granodiorito é a existência de grandes e abundantes fenocristais de feldspato com dimensões compreendidas entre 15 x 5 mm a 61 x 35 mm, com frequentes inclusões de biotite e, nalguns locais, com fracturação incipiente (Fig. 7c.). Excepto na zona de transição com o granodiorito biotítico-moscovítico G2, estão dispostos aleatoriamente e sem qualquer orientação preferencial.

A cordierite ocorre neste granodiorito sob a forma de cristais equidimensionais, com dimensão média inferior a 1 cm, e, localmente, pode ocorrer em aglomerados. Não foi encontrada uma variação regular na sua ocorrência neste granodiorito podendo, no entanto, pode ser referido que tende a aumentar em direcção à zona externa do plutão de Castelo Branco, pois não ocorre no granodiorito biotítico-moscovítico G2, passando a ocorrer no granodiorito biotítico-moscovítico G3 e no granito G4. As concentrações micáceas não são muito abundantes e com dimensões inferiores a 13 x 10 mm. Apresenta manchas difusas e irregulares, de grão mais fino, correspondentes ao granodiorito biotítico-moscovítico G2, de dimensão variada, tendo sido encontrada uma de 56 x 60 mm. Pontualmente foram encontrados filões de aplito a cortar o granodiorito, com turmalina delimitada por auréolas de alteração, orientados N-S a N12E, subverticais e com uma espessura média de 30 cm, embora tenha sido encontrado um com 150 cm de espessura.

O granito de duas micas G4 possui quantidades idênticas de biotite e moscovite, porfiróide, e tem grão médio a grosseiro. Rodeia totalmente o granodiorito biotítico-moscovítico G3 (Fig. 4), sendo o contacto gradual. Nas partes sul e este do plutão, está directamente em contacto com o CXG (Fig. 4), mostrando contacto nítido e provoca auréola de corneanas. Tem uma forma externa simétrica, com contornos irregulares, face às várias falhas de orientação geral NE-SW que o afectam e marcam o contacto com o CXG. Apresenta características semelhantes às indicadas para o granodiorito biotítico-moscovítico G3, variando na quantidade de plagioclase que possui e na dimensão dos seus grãos. A

passagem do granodiorito biotítico-moscovítico G3 para o granito de duas micas G4 é gradual, verificando-se uma diminuição no número de fenocristais, passando a ocorrer menos frequentemente. Os fenocristais têm dimensões variadas e estão geralmente fracturados (Fig. 7d.). Localmente revelam um alinhamento incipiente, associado ao fluxo magmático e não a deformação. A biotite constitui o mineral máfico dominante, de forma tabular, prismática, bastante desenvolvida, com dimensões variando entre 3 x 5 mm e 20 x 10 mm que permitem a sua individualização em amostra de mão.

À semelhança do encontrado no granodiorito biotítico-moscovítico G3, no granito de duas micas G4 foram encontrados, também, encraves do granodiorito biotítico-moscovítico G2. Um encrave metassedimentar com dimensão 125 x 80 mm foi encontrado próximo do contacto com o CXG, representando um xenólito. Os encraves micáceos são comuns e ocorrem distribuídos pela rocha.

O granito de duas micas G4 é atravessado por alguns filonetes de quartzo de direcção geral N50W e com 2 a 5 mm de espessura.

A bordadura do plutão de Castelo Branco é limitada, a N e NE, pelo granito de grão grosseiro, moscovítico-biotítico G5, que não ocorre na zona S e W do plutão, as quais são ocupadas pelo granito G4 (Fig. 4). O contacto com o granito de duas micas G4 é identificado pontualmente, pois estes dois granitos estão bastante alterados na zona de contacto. Lateralmente, na parte este, contacta com o granodiorito biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e com um granito com características semelhantes às do granito de duas micas G4. Na zona oeste, contacta directamente com o CXG (Fig. 4), sendo o contacto nítido. No contacto com o granito G4, na zona norte, ocorre um xenólito metassedimentar do CXG (Fig. 4). Na extremidade norte da área de estudo, apresenta um xenólito de dimensão cartografável de uma rocha granitóide semelhante ao granodiorito biotítico-moscovítico, G2 (Fig. 4).

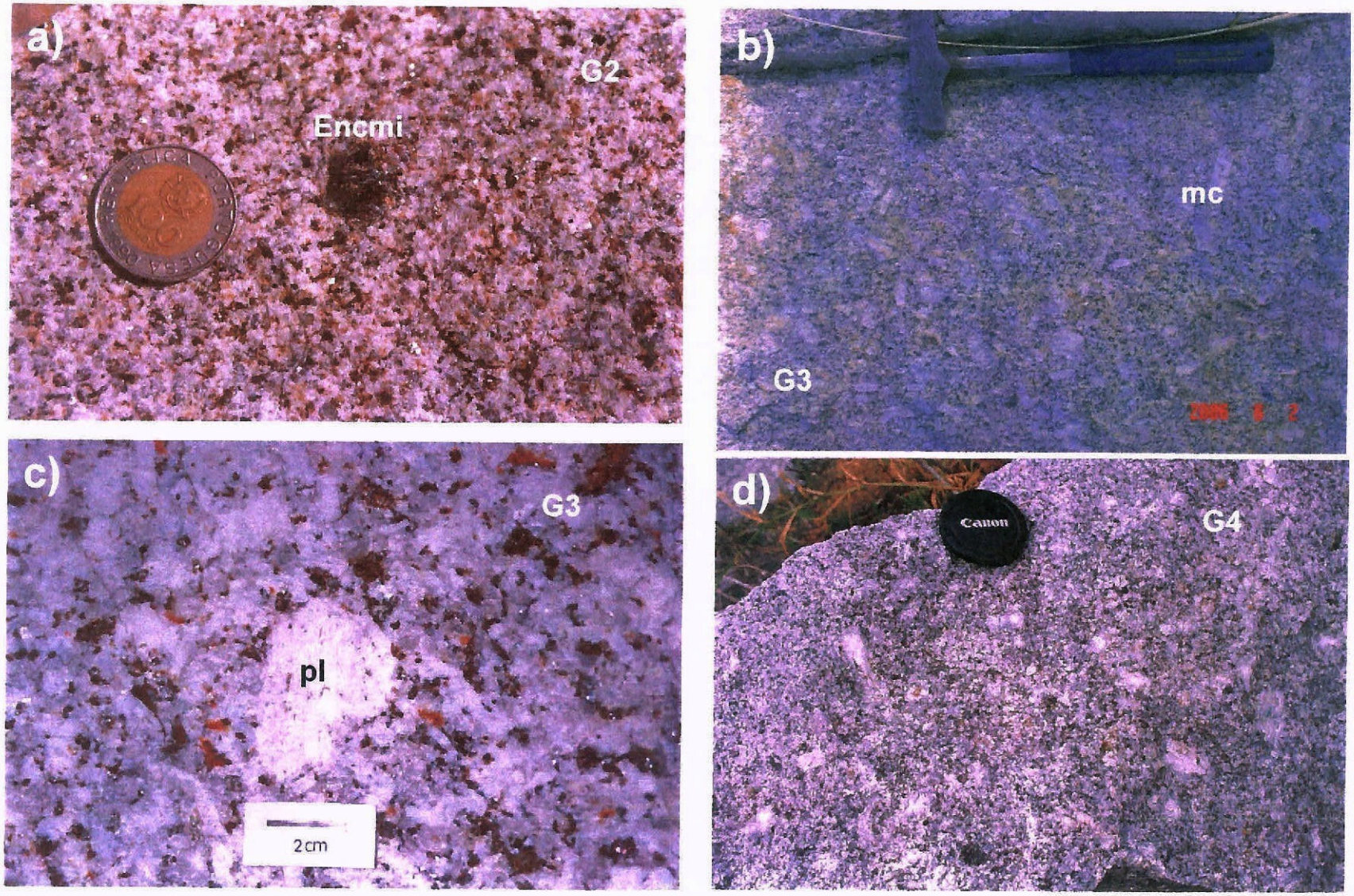

Figura 7. Características macroscópicas das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

Figura 7.

a) Características macroscópicas do granodiorito biotítico-moscovítico G2, com concentração micácea (Encmi).

b) Aumento da concentração de fenocristais de microclina (mc) próximo da transição gradual entre os granodioritos biotítico-moscovíticos G2 e G3. Granodiorito biotítico-moscovítico G3.

c) Fenocristal de plagioclase (pl) fracturado e com inclusões várias de biotite. Granodiorito biotítico-moscovítico G3.

d) Características macroscópicas do granito de duas micas, de grão médio a grosseiro, G4.

As características macroscópicas do granito G5 são semelhantes às referidas para o granito moscovítico-biotítico G1, que ocorre no núcleo do plutão de Castelo Branco. No entanto, possui maiores quantidades de biotite e os grãos são de maiores dimensões. Encontra-se geralmente alterado. É atravessado por abundantes filões pegmatíticos, com cristais de turmalina bastante desenvolvidos. É também atravessado por frequentes filonetes de quartzo que se entrecruzam e definem estruturas reticulares, ramificadas, com espessura que varia desde milimétrica a 100 mm e orientação geral N-S.

Os granodioritos G2 e G3 e os granitos G4 e G5 parecem constituir uma estrutura zonada inversa, em que o granitóide mais interno é o granodiorito G2 que é biotítico-moscovítico, com esparsos fenocristais, com grão médio a fino, e com poucos indicadores da influência de fluidos e o mais externo é o granito moscovítico-biotítico G5, de grão grosseiro. A zona intermédia é marcada pela presença do granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico G3 e pelo granito porfiróide de duas micas G4. De G2 para G3 e G4 terá aumentado a influência de fluidos como pode ser verificado pelo aumento do número de filões de aplitos, pegmatitos e de quartzo que atravessam as rochas granitóides. Em G5, a influência de fluidos é evidente face ao elevado grau de alteração que apresenta.

2.5.3. DEPÓSITOS ARCÓSICOS

Na zona este da área de estudo, o extremo inferior do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova contacta com materiais sedimentares terceários (Fig. 4), designados por Conglomerados Arcósicos do Cabeço do Infante (Beira-Baixa), de idade Eo-Oligocénica (Oliveira et al., 1992). Esta formação terceária foi classificada como Grupo da Beira Baixa, de idade Paleogénica ao Miocénico Superior, sendo heterogénea e constituída predominantemente por arcoses depositadas através de um sistema de drenagem fluvial do rio Tejo (Cunha, 1996). Estes depósitos ocorrem assentes no CXG, sob a forma de extensos afloramentos contínuos de contornos recortados pela erosão.

3. MÉTODOS ANALÍTICOS

Um dos principais objectivos deste trabalho consiste no estudo geoquímico e petrogenético das rochas granitóides e seus encraves microgranulares da área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova, pelo que a amostragem realizada e estudada foi diversa, bem como, as técnicas analíticas utilizadas. As técnicas de preparação das amostras são diferentes consoante o tipo de amostras em estudo e da técnica analítica utilizada, seguindo-se uma descrição dos diversos procedimentos realizados.

3.1. AMOSTRAGEM

Para o estudo da geoquímica das rochas granitóides e encraves microgranulares associados, a amostragem esteve dependente da existência de afloramentos onde as rochas se encontrassem não alteradas e onde fossem encontrados encraves microgranulares. Estes locais correspondem, na maioria dos casos, a taludes ou barreiras de estradas e pedreiras; pelo que o plano de amostragem obtido é bastante irregular e limitado a locais de amostra não alterada (Figs. 8 e 9). A existência de uma capa espessa de revestimento das rochas granitóides e a sua frequente alteração levou a que muitos locais não fossem considerados como pontos de amostragem para geoquímica da rocha e dos minerais.

3.2. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Para cada local de amostragem seleccionado, foram recolhidas quantidades de amostra superiores a 2 Kg. Estas foram limpas exteriormente e cortadas em esquírolas, com serra diamantada. O peso da amostra cortada varia entre 1 a 6 Kg, dependendo da granulometria das rochas granitóides e, no caso dos encraves, foram cortados na sua

totalidade. Sempre que possível, tentaram identificar-se possíveis diferenças composicionais entre o centro e o bordo dos encraves que contacta com os granitos. Contudo, a dimensão dos encraves não permitiu fazer esta separação pelo que foram tratados como uma amostra única.

De todas as amostras seleccionadas foram executadas lâminas delgadas polidas e, de algumas, lâminas delgadas, tendo sido guardado um testemunho respectivo. Pelo estudo petrográfico foram confirmadas as amostras sem grau de alteração e rejeitadas as que tinham alguma alteração significativa.

As amostras utilizadas para análise química, num total de 92 amostras, 58 amostras de rochas granitóides e 34 amostras de encraves microgranulares, foram esmagadas, com redução progressiva do tamanho do grão, num martelo hidraúlico, dentro de um almofariz de aço inoxidável, com uma granulometria inferior a 1 mm. Estas foram homogeneizadas e divididas por quarteamento, em duas partes iguais; tendo sido uma destinada à análise química e separação de minerais e a outra guardada como testemunho da amostra. A metade destinada à análise química e separação de minerais foi totalmente moída a 180 µm, tendo sido quarteada, de novo, em duas partes iguais. Destas, uma delas foi moída, em moinho de ágata, a uma granulometria inferior a 150 µm, e retiraram-se cerca de 100 g, após homogeneização e quarteamento, que constituem a amostra laboratorial representativa. Parte desta amostra foi reduzida a dimensões inferiores a 75 µm e preparadas para análise por fluorescência de raios-X (XRF), emissão de plasma (ICP-MS) e espectrometria de massa. A análise química por absorção atómica e por eléctrodo selectivo foi efectuada em amostra moída a 150 µm. A outra metade, a 180 µm, foi lavada e seca para separar os seus minerais constituintes, com um separador magnético Frantz. Os concentrados de biotites (31 amostras) e moscovites (17 amostras) foram purificados em líquidos densos, usando iodeto de metileno, e com separador magnético; até ser obtido um grau de pureza de cerca de 99.8%, estimado por observação microscópica. Os principais contaminantes são o zircão, monazite e apatite.

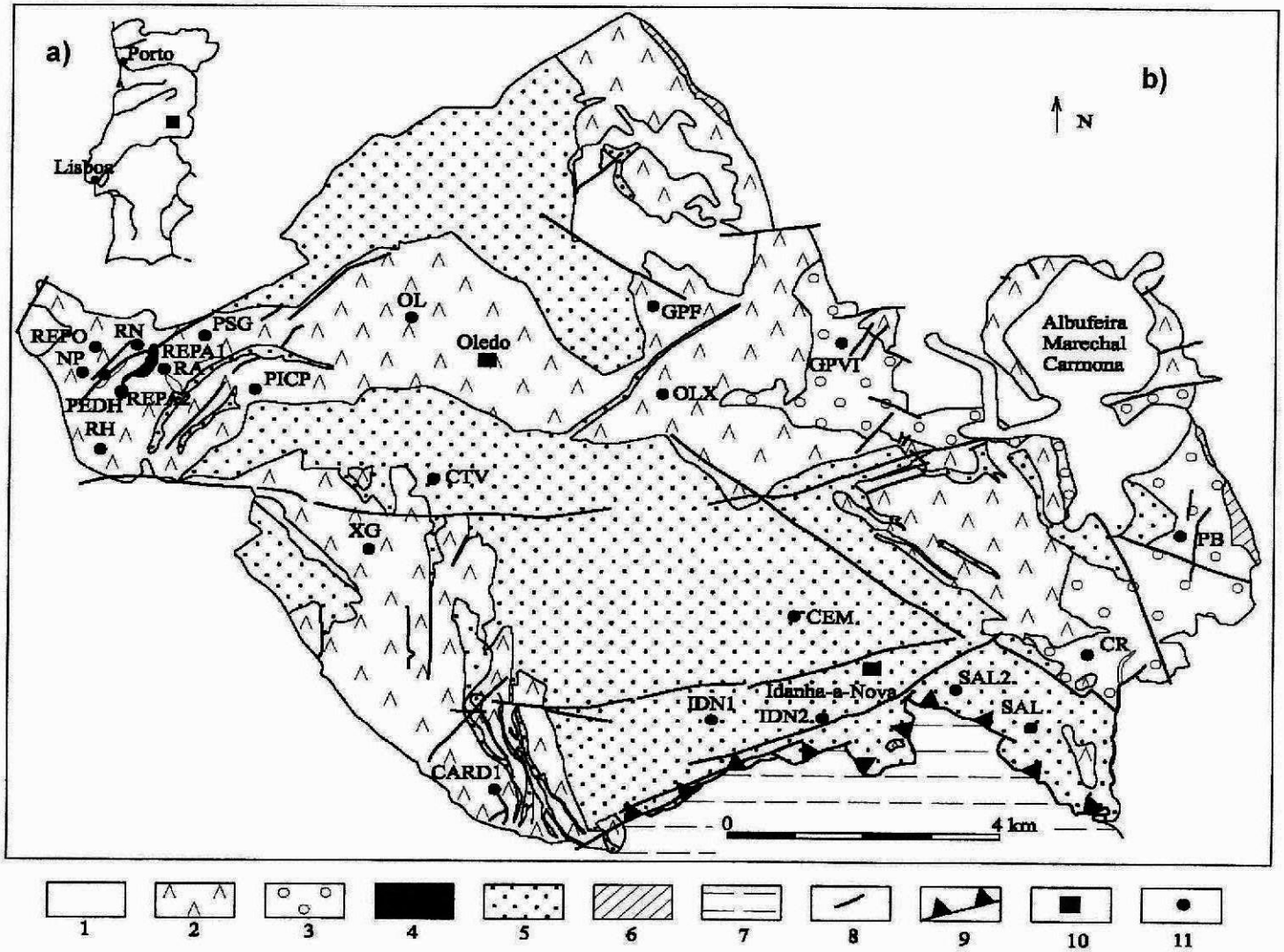

Figura 8. Indicação dos locais de amostragem de rocha do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. a) Mapa de Portugal Continental com localização da área ampliada em b). b) Pontos de amostragem seleccionados no plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

1. Complexo Xisto-Grauváquico; 2. granodiorito biotítico; 3. granodiorito biotítico-moscovítico; 4. granodiorito de duas micas; 5. granito moscovítico-biotítico; 6. filões aplíticos e aplito-pegmatíticos; 7. arcoses da Beira Baixa; 8. falhas; 9. carreamento; 10. povoação; 11. ponto de amostragem. Carta geológica adaptada de Oliveira et al. (1992) e Almeida e Ferreira (2003).

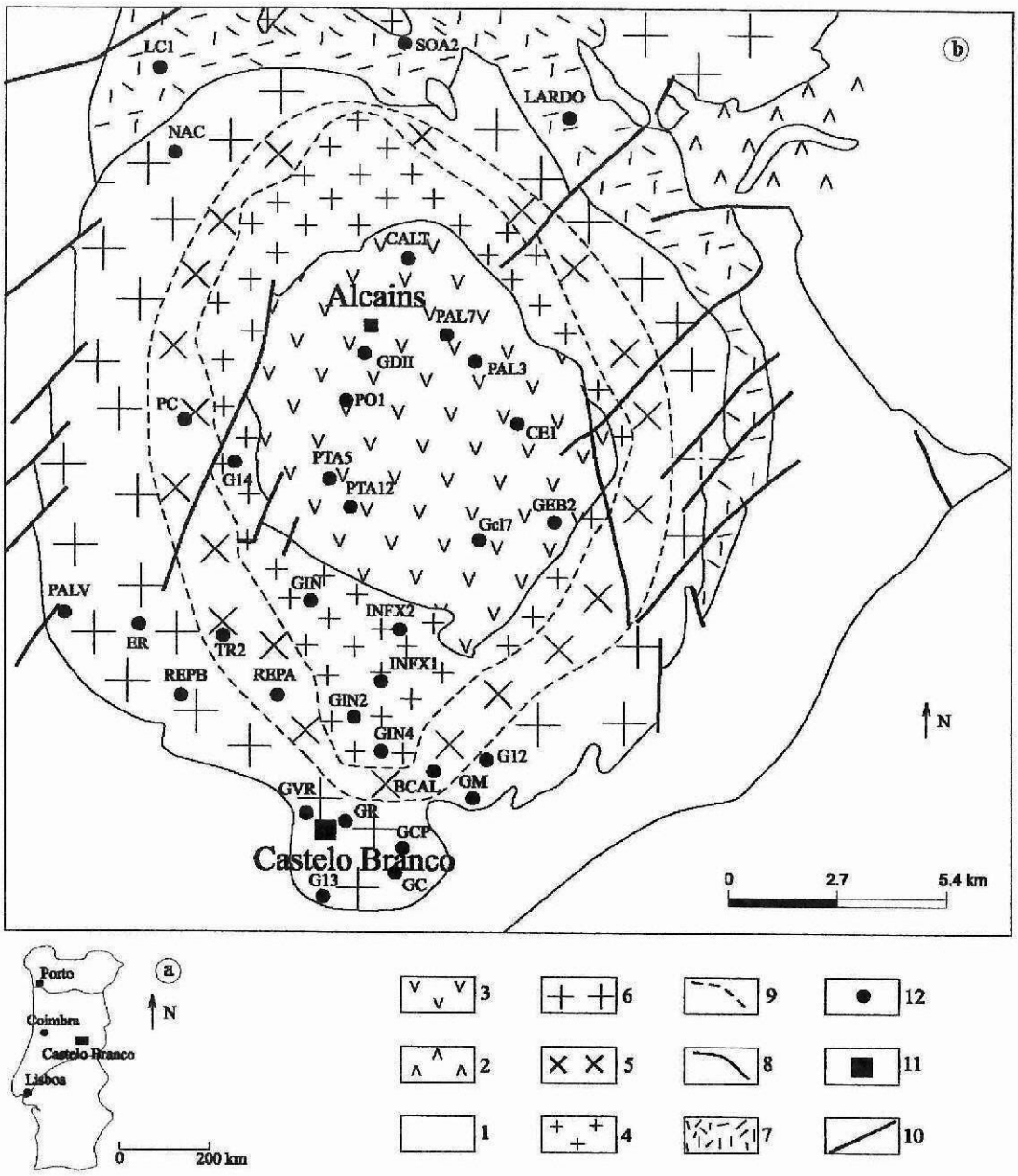

Figura 9. Indicação dos locais de amostragem de rocha do plutão de Castelo Branco. a) Mapa de Portugal Continental com localização da área ampliada em b). b) Pontos de amostragem seleccionados no plutão de Castelo Branco.
1. Complexo Xisto-Grauváquico; 2. Granodiorito biotítico; 3. Granito moscovítico-biotítico G1; 4. Granodiorito biotítico-moscovítico G2; 5. Granodiorito biotítico-moscovítico G3; 6. Granito de duas micas G4; 7. Granito moscovítico-biotítico G5; 8. Limite geológico; 9. Limite geológico aproximado; 10. Falha; 11. Povoação; 12. Ponto de amostragem. Carta geológica adaptada de Oliveira et al. (1992).

3.3. MÉTODOS DE ANÁLISE QUÍMICA

Os elementos maiores e menores das rochas granitóides e encraves microgranulares (92 amostras) amostrados foram determinados por fluorescência de raios-X, no Centro Oceanográfico de Southampton, em Southampton (Reino Unido). Para a determinação dos elementos maiores, as amostras foram transformadas em amostras fundidas, que consistem em cerca de 0.800 g de amostra previamente seca, adicionada a 4.000 g do supressor, Flux: 100 B (20 % tetraborato de lítio, 80 % metaborato de lítio) e fundidas a uma temperatura superior a 1500ºC, solidificadas em moldes de cápsulas características. Os elementos menores, por sua vez, foram analisados em pastilhas de amostra comprimida a 120 KN, com o compressor Sismatic C7-261 – Herzog, após adicionadas algumas gotas de 8 % PVA (solução de "polyvinyl alchool" em água). As análises foram obtidas com um espectrómetro Philips Magix ProPW 2540 VRC, de comprimento de onda dispersivo (WDS), usando padrões internacionais caracteristicos para o tipo de amostras analisadas e de acordo com a metodologia de Croudace e Thorpe (1988) e Croudace e Gilligan (1990). A precisão do método é de $\pm$ 1 % para os elementos maiores e para o Rb e de $\pm$ 5 % para os restantes elementos menores, sendo o limite de detecção de 5 ppm.

O FeO das rochas granitóides (92 amostras), biotites (31 amostras) e moscovites (17 amostras), H_2O+ e H_2O- das rochas granitóides foi obtido por via húmida no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. FeO foi determinado por titulação através de uma solução padrão de permanganato de potássio. H_2O+ total (água de cristalização) foi doseada usando o método gravimétrico de Penfield. FeO e H_2O+ têm uma precisão de $\pm$ 1 %. Para a H_2O- foi usado o método gravimétrico simples que consiste na pesagem antes e depois do aquecimento da amostra a 110º C, com um erro de cerca de $\pm$ 5 % em rochas.

O Li das rochas e minerais foi determinado por absorção atómica com um espectrómetro Perkin Elmer 303, tendo por limite de detecção 1 ppm em solução, enquanto

para o F foi utilizado o eléctrodo selectivo; ambas as determinações foram obtidas com uma precisão ± de 2 %.

As terras raras das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo (27 amostras) e os elementos menores das micas (48 amostras) foram determinados por ICP-MS, no laboratório SGS – Mineral Services, no Canadá. As terras raras das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (14 amostras) foram determinadas por ICP-MS, utilizando um espectrómetro VG Elemental Plasma Quad PQ2+ICP-MS no Centro Oceanográfico de Southampton, em Southampton (Reino Unido). Os respectivos limites de detecção foram: 0.05 ppm para Lu, Eu e Ho, 0.1 ppm para Er, Tm, Yb, La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb e Dy e 0.2 ppm para Pr. A precisão é superior a 5 % para todos os elementos.

O microscópio electrónico de varrimento permitiu a análise qualitativa de alguns minerais das rochas granitóides e encraves microgranulares, tendo sido utilizado o microscópio electrónico de varrimento JEOL 6100 com espectrómetro LINK e XL-1000 da Universidade de Oviedo (Espanha) e o Digital Scanning Microscope DSM 950 (Zeiss) do Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada (Espanha). Com este microscópio foi possível a identificação de heterogeneidades na composição química de alguns minerais e a identificação de minerais acessórios nem sempre fácil de obter com a microssonda electrónica. Com este instrumento analítico foi, ainda, possível obter algumas imagens de minerais e associações mineralógicas. Contudo, os resultados utilizados foram todos quantitativos por microssonda electrónica.

A microssonda electrónica foi utilizada para analisar a composição química de vários minerais do grupo dos silicatos, óxidos e fosfatos das rochas granitóides e encraves microgranulares. As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Geologia e Geocronologia dos Serviços Comuns de Investigação da Universidade de Oviedo (Espanha) e no Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada (Espanha), utilizando microssondas electrónicas Camebax Sx-50 de Cameca de características semelhantes nos dois laboratórios. As análises decorreram com um potencial de aceleração de 15 kV e uma

corrente de emissão de 15 nA. Os padrões utilizados na análise química dos minerais incluíram: albite (Na Kα, Si Kα), volastonite (Ca Kα, Si Kα), Al_2O_3 (Al Kα), $MnTiO_3$ (Mn Kα, Ti Kα), MgO (Mg Kα), ortoclase (K Kα), Fe_2O_3 (Fe Kα), apatite (P Kα), barite (Ba, Lα), $SrTiO_3$ (Sr Lα), Cr_2O_3 (Cr Kα), F (Kα) e Cl (Kα). Foram realizadas análises em feldspato potássico (145 análises), plagioclase (542 análises), anfíbola (317 análises), esfena (22 análises), alanite (16 análises), micas (626 análises), andaluzite (54 análises), cordierite (18 análises), ilmenite (106 análises), magnetite (31 análises), apatite (83 análises) e rútilo (16 análises). As análises químicas de minerais de algumas rochas granitóides foram, também, obtidas no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Bristol (Reino Unido). Para estas determinações utilizou-se uma microssonda electrónica Jeol JXA – 8600 Superprobe e as análises foram obtidas com um potencial de aceleração de 20 kV e uma corrente de emissão de 20 nA. Como padrões foram utilizados: albite (Na Kα), volastonite (Ca Kα, Si Kα), diópsido (Si Kα), espinela (Al Kα), MnO (Mn Kα), olivina (Mg Kα), adulária e ortoclase (K Kα), Fe_2O_3 (Fe Kα), $SrTiO_3$ (Ti Kα), apatite (P Kα), MgF_2 (F Kα) e NaCl (Cl Kα). Nas várias análises obtidas por microssonda electrónica, o limite de detecção varia com o elemento a analisar, sendo superior a 0.2 %, e a precisão dos dados tende a ser melhor que 1 %.

A obtenção de resultados de terras raras em dois laboratórios distintos, bem como, a utilização de três microssondas electrónicas exige a apreciação da veracidade e coerência dos resultados analíticos obtidos. Assim sendo, foram repetidas as determinações das terras raras da mesma amostra nos dois laboratórios e realizadas várias análises nos mesmos minerais de amostras previamente seleccionadas nas três microssondas electrónicas. Os resultados obtidos nos diferentes laboratórios são similares, não sendo colocado qualquer tipo de problema na interpretação / conclusão conjunta destas análises químicas.

Para a análise isotópica de Rb-Sr e Sm-Nd foram seleccionadas amostras representativas das rochas granitóides (20 amostras) e encraves microgranulares (9 amostras) após o estudo interpretativo dos dados geológicos de campo, petrográficos e

geoquímicos. As análises isotópicas de Sr e Nd foram obtidas no Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada (Espanha). As amostras foram sujeitas a digestão com reagentes adequados ultra-limpos e analisadas por espectrometria de massa de ionização termal (TIMS), utilizando um espectrómetro Finnigan Mat 262, após separação por cromatografia, com colunas de resinas extractivas de troca iónica. Nos valores de normalização tem-se $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0.1194 e $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0.7219 e os valores do padrão branco foram de 0.6 e 0.09 ng para o Sr e Nd, respectivamente. A precisão externa do método (2σ) foi estimada através de 10 análises sucessivas, correspondentes a diferentes ataques, da mesma amostra padrão WSE (Govindaraju et al., 1994). Este valor pode ser considerado como o erro de laboratório, pois inclui tanto os erros de ataque e de separação química das várias amostras, bem como, o erro instrumental envolvido nas determinações. Os erros obtidos para $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.706596 $\pm$ 0.000018 (2σ = 0.0026 %) e para $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512467 $\pm$ 0.0000084 (2σ = 0.0016 %). A solução padrão utilizada foi a NBS 987, com uma reprodutibilidade, para sucessivas determinações, de $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.71025 $\pm$ 0.0000046 (2σ = 0.0065 %). A reprodutibilidade obtida para o padrão La Jolla, por sua vez, deu uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.511845 $\pm$ 0.0000072 (2σ = 0.0014 %). As razões isotópicas $^{87}Rb/^{86}Sr$ e $^{147}Sm/^{144}Nd$ foram determinadas directamente por ICP-MS utilizando a metodologia de Montero e Bea (1998), com uma precisão melhor do que $\pm$ 1.2 % e $\pm$ 0.9 % (2σ), respectivamente.

As rectas de regressão $^{87}Rb/^{86}Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ foram calculadas pelo método dos mínimos quadrados de York (1969) utilizando o programa Isoplot (Ludwing, 1999). Os erros 2σ são ao nível de confiança de 95 %.

Os resultados isotópicos de $\delta^{18}O$ de amostras de rochas granitóides (19 amostras) e encraves microgranulares (12 amostras) seleccionadas foram obtidos no Departamento de Ciências da Terra, da Universidade de Western Ontário (Canadá), utilizando a linha de extracção convencional e trifluoreto de cloro como reagente. Esta metodologia tem uma precisão de $\pm$ 0.2 ‰ e como padrões foram utilizados o quartzo e CO_2 de laboratório.

A determinação de idades através de U-Pb-Th em cristais de monazite, por microssonda electrónica, é um método recente que tem assumido particular importância, pois para além de ser um método económico e rápido, permite estudar heterogeneidades dentro de um dado cristal. A datação de monazites por microssonda electrónica tem sido utilizada por vários autores (e.g., Suzuki e Adachi, 1994; Montel et al., 1996; Rhede et al., 1996; Cocherie e Albarède, 2001), sendo considerado como o melhor método para detectar heterogeneidades na idade a pequena escala, pois o ponto onde se realiza a análise tem 2 μm.

Esta técnica permite analisar os teores de U, Pb e Th de cristais de monazite em lâmina delgada, pois, geralmente, este mineral incorpora grandes quantidades de Th e de U no decurso da sua formação e retêm o Pb formado durante os processos de desintegração radioactiva. A idade obtida terá validade se, no momento de formação do mineral, o Pb é praticamente inexistente e não ocorreram perdas de Pb, Th e U.

As análises para obtenção de U-Pb-Th em cristais de monazites das rochas granitóides (12 amostras), e respectivas idades, foram obtidas por microssonda electrónica, utilizando uma Cameca Sx100, no Laboratório de Magmas e Vulcões, da Universidade Blaise Pascal, em Clermont-Ferrand (França). As condições analíticas incluíram um potencial de aceleração de 15 kV e uma corrente de emissão de 150 nA. Os padrões utilizados foram os seguintes: UO_2 (U Mβ), ThO_2 (Th Mα), apatite (Ca Kα, P Kα), zircão (Si Kα) e fosfatos polissintéticos (Y Lα, La Lα, Ce Lα, Pr Lβ, Nd Lβ, Sm Lβ, Gd Lβ). Os erros associados à idade obtida em cada ponto analisado dependem directamente das concentrações de U, Th e Pb e os respectivos limites de detecção foram calculados de acordo com Ancey et al. (1978). As idades dos cristais de monazite são obtidas através das concentrações de U, Th e Pb, as quais condicionam os erros 2σ obtidos e calculados a partir da introdução do grau de incerteza destes elementos (para um grau de confiança de 95 %) na equação de decaimento. As bases teóricas de referência e o tratamento estatístico

efectuado seguem a metodologia definida por Montel et al. (1994, 1996). A validação dos resultados é obtida através da média do somatório dos desvios quadrados (MSWD).

Para o estudo geocronológico U-Pb procedeu-se à obtenção de concentrados de zircão e monazite a partir de amostras seleccionadas (6 amostras) como representativas das rochas granitóides da área em estudo. Após a moagem das amostras seleccionadas (20 a 25 Kg por amostra) procedeu-se à crivagem e separação, por via húmida, de diferentes fracções granulométricas, recolhendo-se, após secagem, a fracção inferior a 180 µm. É esta a fracção que geralmente contem a maior parte de zircões e outros minerais acessórios. Posteriormente esta fracção é passada num separador magnético, em posição vertical e velocidade máxima, para separar a biotite e minerais mais magnéticos da restante fracção. A fracção menos magnética é colocada numa ampola de vidro contendo bromofórmio (d = 2.81) e recupera-se o concentrado mais pesado, procedendo-se à sua lavagem com acetona e água destilada e secagem em estufa. Em seguida, coloca-se o concentrado pesado numa pequena ampola de vidro contendo iodeto de metileno (d = 3.3) e recupera-se a fracção mais pesada onde está o zircão e a monazite, efectuando-se a sua lavagem com acetona e água destilada para eliminar os resíduos de iodeto de metileno.

Posteriormente procede-se à passagem do concentrado pesado pelo separador magnético, obtendo-se fracções cada vez menos magnéticas de modo a recuperar a fracção onde se encontra a monazite (0.8 a 1.0 A) e a fracção menos magnética, onde se concentra a maioria dos zircões (≥ 1.7 A).

Todo o procedimento referido anteriormente tem de ser criteriosamente seguido pois é fundamental para a qualidade das análises de zircão projectadas em diagramas concórdia (Krogh, 1982; Tucker et al., 1987; Davidson e Van Breemen, 1988). Para a obtenção de análises de zircão concordantes num diagrama concórdia, o concentrado de zircão deve apresentar características não magnéticas ou o menos magnéticas possíveis, pois é frequente que os zircões mais magnéticos sejam também os mais ricos em urânio, pelo que

se tornam os mais susceptíveis a perdas de chumbo radiogénico e, por isso, mais discordantes (Krogh, 1982).

O concentrado de zircão obtido é colocado numa caixa de petri com os cristais imersos em álcool e, com o auxilio de uma lupa binocular, são seleccionadas fracções representativas de populações de zircão para posterior análise, evitando-se os zircões fracturados ou contendo inclusões e, se possível, núcleos herdados. Contudo, estes núcleos herdados nem sempre são observáveis à lupa binocular ou mesmo ao microscópio óptico.

A fracção de monazite para análise U-Pb é seleccionada a partir do concentrado magnético onde se encontra e, tal como para os zircões, devem ser escolhidos os grãos que se apresentem límpidos e isentos de fracturas e inclusões.

As fracções de zircão e monazite seleccionadas são sujeitas a um processo de abrasão, conjuntamente com alguns cristais de pirite de modo a evitar a fracturação dos minerais, para que sejam removidas as suas partes externas e possíveis distúrbios que possuam (Davis et al., 1982; Krogh 1982). Após lavagem e secagem são sujeitos a nova selecção à lupa binocular para posterior ataque químico.

As amostras seleccionadas foram lavadas com HNO_3 (4 N) numa placa de aquecimento, H_2O e acetona repetidas vezes. É registado o seu peso e adicionado o "spike" $^{205}Pb/^{235}U$, e colocados no recipiente com a solução de dissolução respectiva. O zircão é dissolvido com HF (+ HNO_3), em microcápsulas de teflon, e aquecido a 185º C (Krogh, 1973), enquanto que para a monazite são utilizados recipientes de savillex, colocados numa placa de aquecimento, e dissolvida com HCl (6 N). Após a evaporação, é adicionado HCl (3.1 N), a cada microcápsula de teflon e de savillex, e a solução é passada através de colunas de resina de troca iónica com HCl de modo a purificar o U e o Pb. Por último, as amostras e o "branco" são colocadas no filamento adicionando-lhes cerca de 2 gotas de H_3PO_4 e sílica gel.

As razões isotópicas foram obtidas por espectrometria de massa de ionização termal, utilizando um espectrómetro Finningan Mat 62, no Departamento de Geociências da Universidade de Oslo (Noruega), e seguindo a metodologia de Krogh (1973), com as adaptações de Corfu e Andersen (2002), Corfu e Evins (2002) e Corfu (2004). As correcções do Pb inicial foram obtidas através da utilização de composições calculadas com o Modelo de Stacey e Kramers (1975). No cálculo das idades foram utilizadas as constantes de desintegração de Jaffey et al. (1971) e para o cálculo das rectas de regressão foi utilizado o programa Isoplot (Ludwing, 1999). A precisão das análises e idades correspondentes são obtidas com um nível de confiança 2σ.

4. PLUTÃO DE OLEDO-IDANHA-A-NOVA

4.1. PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANITÓIDES E ENCRAVES MICROGRANULARES

As composições modais de 167 lâminas delgadas representativas de 58 amostras das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova foram obtidas com um microscópio e um contador de pontos Swift – Model F e apresentam-se no Anexo I. Apresenta-se a média da composição modal e o desvio padrão para cada tipo de rocha granitóide e encrave microgranular estudado (Tabela 1). Nas lâminas delgadas de algumas amostras procedeu-se à coloração do feldspato potássico para que fosse mais facilmente identificado. O número de lâminas delgadas estudadas depende da granulometria e heterogeneidade da rocha variando até a um número de três nas rochas de grão mais fino, cinco nas de grão médio e sete nas amostras de grão grosseiro. Nos encraves microgranulares e nas rochas granitóides foi feita a contagem de pontos para todas as amostras estudadas de modo a possibilitar uma classificação mais rigorosa.

A projecção das composições modais das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama QAP de classificação das rochas ígneas plutónicas (Le Bas e Streickeisen, 1991), indica tratarem-se de granodioritos e granitos monzoníticos (Fig. 10). As rochas graníticas dominantemente ricas em biotite são biotíticas; se têm mais biotite do que moscovite são biotítico-moscovíticas e se possuem quantidades idênticas de biotite e moscovite são de duas micas (Tabela 1). As composições modais do granodiorito biotítico apresentam um significativo intervalo de variação. Os encraves microgranulares são classificados no mesmo diagrama como tonalitos e granodioritos (Fig. 10).

As características petrográficas apresentadas pelas rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova levaram a uma descrição sistemática da sua mineralogia constituinte em dois grupos distintos. Será descrita a mineralogia dos granodioritos biotítico, biotítico-moscovítico e de duas micas e granito moscovítico-biotítico conjuntamente com os encraves microgranulares que ocorrem no

Tabela 1. Média e desvio padrão das composições modais das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves no granodiorito biotítico:				Granodiorito biotítico		Granodiorito bt-mv		Enc no granodiorito duas micas:			Grand. 2 micas	Granito moscovítico-biotítico	
	EncTnl		EncGrd						EncTnl	EncGrd				
	Média	σ	Média	σ	Média	σ	Média	σ	Média	Média	σ	Média	Média	σ
	n = 9		n = 13		n = 13		n = 3		n =2	n = 10		n = 2	n = 6	
Quartzo	30.4	3.7	30.3	2.4	30.1	3.7	30.4	6.1	27.5	28.9	5.0	36.1	37.8	4.4
Plagioclase	36.0	2.1	34.2	3.2	33.4	4.1	32.5	3.5	37.2	34.0	3.4	31.9	27.0	3.4
F. potássico	3.8	0.9	7.8	1.4	12.6	2.9	13.9	0.6	3.7	9.1	2.9	17.4	20.5	2.1
Anfíbola	0.7	0.7	0.4	0.5	0.3	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotite+clorite	26.0	4.2	24.7	3.2	19.1	5.2	14.4	1.1	28.4	24.8	3.6	5.4	5.0	2.8
Moscovite	-	0.1	0.2	0.3	0.6	0.7	6.8	0.5	0.3	1.3	0.8	6.6	9.0	2.8
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	0.3
Esfena	0.9	0.7	0.5	0.3	0.4	0.3	0.8	0.7	0.5	0.4	0.5	0.4	-	-
Alanite	-	0.1	-	-	0.1	0.1	0.2	0.4	-	0.0	0.1	-	-	-
Zircão	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.2	0.2	0.8	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
Apatite	0.3	0.2	0.6	0.5	1.0	0.3	0.4	0.3	0.8	0.5	0.5	1.8	0.4	0.3
Opacos	1.3	1.0	0.9	0.5	2.0	1.3	0.6	0.6	1.0	0.7	0.8	0.4	0.1	0.1

Encraves no granodiorito biotítico: EncTnl – encraves tonalíticos biotíticos de grão fino; EncGrd – encraves granodioríticos biotíticos de grão fino; Granodiorito biotítico de grão médio; Granodiorito bt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico, porfiróide, de grão médio a grosseiro; Encraves no granodiorito de duas micas: EncTnl – encraves tonalíticos biotíticos de grão fino; EncGrd – encraves granodioríticos biotíticos de grão fino; Grand. 2 micas – granodiorito de duas micas de grão médio; Granito moscovítico-biotítico de grão médio a grosseiro. σ - Desvio padrão. n – número de amostras. F. potássico – feldspato potássico. – não encontrado.

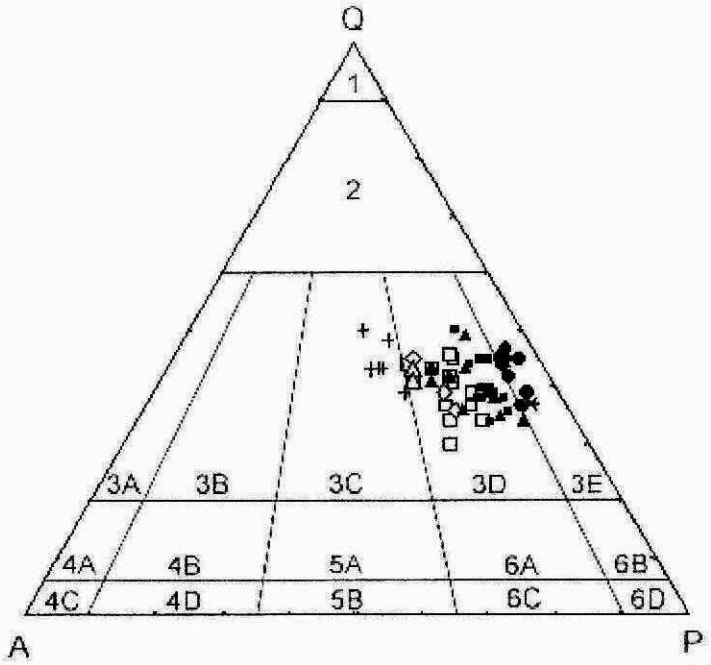

Figura 10. Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama de Le Bas e Streckeisen (1991). Q - quartzo; A – feldspato alcalino; P - plagioclase com teor de An superior a 5%. Campos: 3C – monzogranito, 3D – granodiorito, 3E - tonalito. Símbolos: □ – granodiorito biotítico; ◇ - granodiorito biotítico-moscovítico; △ - granodiorito de duas micas; + - granito moscovítico-biotítico. Encraves no granodiorito biotítico: • – tonalíticos e ■ – granodioríticos. Encraves no granodiorito de duas micas: ✳ - tonalíticos e ▲ - granodioríticos.

granodiorito biotítico, individualizada da petrografia dos encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito de duas micas.

4.1.1. ROCHAS GRANITÓIDES

Os granodioritos biotítico, biotítico-moscovítico e de duas micas e o granito moscovítico-biotítico e os encraves microgranulares do granodiorito biotítico têm textura hipidiomórfica granular e são constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagioclase,

biotite, zircão, monazite, apatite, ilmenite e magnetite (Tabela 1). No granodiorito biotítico e nos seus encraves microgranulares ocorre, também, anfíbola e, em algumas amostras, foram encontrados pequenos cristais de alanite. A moscovite ocorre nos granodioritos biotítico-moscovítico e de duas micas e no granito moscovítico-biotítico. A clorite e moscovite secundária surgem como minerais de alteração nos granodioritos e encraves microgranulares.

Os encraves microgranulares possuem uma associação mineralógica idêntica à dos granodioritos hospedeiros, com proporções modais distintas, o que foi observado por outros autores (Barbarin e Didier, 1991; Castro et al., 1991a; Stephens et al., 1991; Silva, 1995; Silva et al, 2000; Gomes, 1996; Gomes e Neiva, 2005). Os encraves microgranulares geralmente têm mais anfíbola, biotite e plagioclase e menos feldspato potássico do que o granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 1).

Os encraves microgranulares são de grão fino e têm esparsos fenocristais de microclina e plagioclase de dimensões semelhantes, mas que não ultrapassam os 3 x 18 mm.

O granodiorito biotítico e o granodiorito de duas micas apresentam, por vezes, pequenos fenocristais de feldspato potássico e de plagioclase de dimensões inferiores a 20 x 35 mm, embora esporádicos, e dispostos numa matriz de grão médio. O granodiorito biotítico-moscovítico tem textura porfiróide, de grão médio a grosseiro, com fenocristais de microclina que variam de 10 x 18 mm a 26 x 67 mm e fenocristais de albite-oligoclase com dimensões compreendidas entre 9 x 16 mm e 19 x 40 mm.

O quartzo é anédrico, apresenta deformação evidente, com extinção ondulante a fortemente ondulante, com granulação nos bordos, definindo estruturas em mosaico com contactos identados devido à recristalização (Fig. 11.I). Os cristais apresentam fracturas intensas e linhas de sutura bem marcadas (Fig. 11.II). Nos encraves microgranulares, o quartzo tende a ocupar os interstícios existentes entre os cristais de plagioclase e de biotite. Nas amostras com maior grau de deformação, particularmente nos granodioritos biotítico e

biotítico-moscovítico, o quartzo apresenta-se recristalizado com os limites dos grãos rectilíneos (Fig. 11.II). Nestas amostras pode, ainda, apresentar-se estirado e alongado disposto paralelamente à direcção de foliação, e formando pequenos agregados lenticulares que, muitas vezes, contornam os cristais de feldspato potássico e plagioclase. Regista-se uma diminuição do tamanho dos grãos de quartzo das zonas menos deformadas para as zonas mais deformadas, acompanhados de recristalização e, por vezes, com a formação de pequenos cristais com formas poligonais. O quartzo, ocorre, também, com formas globulares na plagioclase e no feldspato potássico (Figs. 11.III, IV) ou ocupando as fracturas do feldspato potássico (Fig. 11.IV) e da plagioclase, conjuntamente com micas (Fig. 11.V). Localmente apresenta inclusões de outros minerais como feldspatos, micas e apatite, em particular nas gerações mais recentes de quartzo.

O feldspato potássico é essencialmente microclina, que ocorre tanto sob a forma de fenocristais como constituinte da matriz dos granodioritos e dos encraves tonalíticos. Nos encraves granodioríticos e no granito moscovítico-biotítico é apenas encontrado na matriz. No granodiorito biotítico e nos encraves microgranulares foi encontrada, também, ortoclase. Os fenocristais de microclina dos granodioritos biotítico e biotítico-moscovítico encontram-se pontualmente orientados segundo a foliação magmática, embora predominem os cristais sem qualquer orientação preferencial. Os fenocristais de microclina são visíveis em amostra de mão e foram encontradas formas sigmóidais no granodiorito biotítico-moscovítico (Fig. 5t.). Ocorre sob a forma de fenocristais subédricos e na matriz é subédrico a anédrico. Apresenta macla quadriculada bem desenvolvida (Fig. 11.IV, VI) e, por vezes, com macla de Carlsbad. Nalguns cristais, as maclas são pouco desenvolvidas ou praticamente inexistentes. São pertíticos com vénulas e lamelas de plagioclase com composição de albite, tendo sido formados durante as primeiras fases de cristalização. Alguns bordos dos fenocristais apresentam-se rectilíneos. Podem, ainda, ser rodeados por agregados de quartzo, feldspatos e micas ou mostrando textura gráfica no intercrescimento com o quartzo. Estes aspectos texturais não foram encontrados no granodiorito de duas micas, onde a

microclina da matriz é fracamente pertítica; a microclina constituinte da matriz terá cristalizado em simultâneo com o quartzo como sugerem as relações existentes. Pontuais cristais de feldspato potássico do granodiorito biotítico e do granodiorito biotítico-moscovítico apresentam extinção levemente ondulante, bordos corroídos por quartzo, micas e feldspatos tardios que tendem a orientar-se ao longo do bordo dos fenocristais. Nas amostras mais deformadas dos granodioritos biotítico e biotítico-moscovítico foram encontrados cristais fracturados de microclina com micas que encerram pequenos cristais de quartzo e feldspatos, em palhetas entrecruzadas alinhadas ou dispostas ao acaso (Figs. 11.VI, VII). O feldspato potássico possui inclusões de plagioclase (Fig. 11.VIII), biotite, moscovite, quartzo globular, apatite e raramente de anfíbola. As inclusões tendem a concentrar-se junto dos bordos dos cristais, embora possam ocorrer dispersas no seu interior, apresentando textura poecilítica. Alguns fenocristais de feldspato potássico possuem inclusões de quartzo com textura poecilítica.

A plagioclase ocorre sob a forma de fenocristais e de matriz nos encraves microgranulares e nos granodioritos, mas no granito moscovítico-biotítico não foram encontrados fenocristais. Os fenocristais de plagioclase mostram-se geralmente subédricos, mas podem ser euédricos (Fig. 11.IX) ou anédricos, quando os seus bordos estão corroídos por outros minerais. Na matriz é, em geral, subédrica a anédrica. A plagioclase possui maclas polissintéticas, pelo menos segundo as leis de albite e Carlsbad-albite e está fortemente zonada nos granodioritos biotítico e biotítico-moscovítico (Fig. 11.IX). No granodiorito de duas micas, o zonamento da plagioclase não está bem desenvolvido ou é inexistente e a plagioclase tem os bordos rectilíneos (Fig. 11.I). Nalgumas amostras mais deformadas, a plagioclase mostra deformação mecânica acentuada, com os planos de macla encurvados (Fig. 11.X) e com microfracturas transversais aos planos de macla, preenchidas por quartzo, feldspatos e micas (Fig. 11.V). Nos encraves, a composição da plagioclase varia de oligoclase a labradorite nos tonalíticos e de oligoclase a andesina nos granodioríticos. Os fenocristais do granodiorito biotítico têm composição de oligoclase-

andesina e na matriz, a sua composição varia de albite a andesina. No granodiorito biotítico-moscovítico, a plagioclase tem composição de albite-oligoclase, tanto nos fenocristais como na matriz. No granodiorito de duas micas, por sua vez, a plagioclase tem composição variando de albite a andesina, nos fenocristais, e de albite a oligoclase, na matriz, enquanto no granito moscovítico-biotítico é apenas albite. A plagioclase apresenta intercrescimento com o quartzo em mirmequites (Fig. 11.VII). Estas estruturas são raras no granodiorito de duas micas. A formação de mirmequites pode ser entendida como um processo na qual um feldspato inicialmente cristalizado como ternário exsolve para duas fases distintas, num sistema aberto relativamente à sílica (Castle e Lindsley, 1993). A plagioclase apresenta pontuais inclusões de quartzo globular (Figs. 11.I, III), apatite e outros cristais de plagioclase. É atravessada por moscovite (Fig. 11.VIII).

A plagioclase das rochas granitóides e encraves microgranulares do granodiorito biotítico encontra-se por vezes alterada para moscovite secundária, sob a forma de pequenas lamelas, dispostas na superfície de clivagens e/ou dispostas ao acaso pela superfície do mineral.

A anfíbola foi encontrada apenas em algumas amostras do granodiorito biotítico e dos encraves tonalítico e granodiorítico que ocorrem neste granodiorito, apresentando características ópticas semelhantes; pelo que a sua descrição é conjunta. Pode ocorrer sob a forma de cristais subédricos a anédricos isolados (Fig. 11.XI) ou em agregados de minerais (Fig. 11.XII). Estes agregados policristalinos, designados por "clots", são dominantemente constituídos por anfíbola, biotite, plagioclase, ilmenite e magnetite (Castro e Stephens, 1992). Os cristais de anfíbola apresentam um pleocroismo variável de γ = verde acastanhado, β = verde a α = verde-claro. Contudo, alguns cristais mostram um zonamento leve, com um núcleo ligeiramente mais escuro que o bordo. A actinolite tende a distinguir-se das outras composições de anfíbola por apresentar uma textura mais fibrosa (Fig. 11.XII).

Nos encraves microgranulares, a anfíbola dominante é a grunerite e outros cristais com composição variada desde horneblenda magnesiana a Fe-horneblenda e há ainda

actinolite. No granodiorito biotítico predomina a horneblenda magnesiana e alguns cristais de grunerite e cumingtonite e, também, actinolite. Os cristais de anfíbola apresentam morfologias e características ópticas semelhantes tendo sido possível a identificação das diversas composições químicas através da sua análise por microssonda electrónica. Alguns cristais estão substituídos por biotite, localmente cloritizada, com os seus bordos corroídos. A anfíbola tem inclusões de zircão, apatite, quartzo, ilmenite e rara plagioclase (Figs. 11.XI, XII).

A biotite constitui o mineral máfico mais abundante e, por vezes, bastante desenvolvido nas rochas granitóides (Fig. 11.XIII) e nos encraves microgranulares. Contudo, nos encraves ocorre em maior quantidade do que no granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 1). É subédrica a euédrica, tabular, com pleocroismo variando de γ e β – castanho avermelhado escuro a α – amarelo palha, e com planos de clivagem bem definidos. No granito moscovítico-biotítico, a biotite é subédrica a anédrica, com pleocroismo variando de γ e β – castanho a α – castanho claro. Nos encraves microgranulares e no granodiorito biotítico, a biotite aparece frequentemente intercrescida com a anfíbola (Figs. 11.XI, XII). Localmente no granodiorito biotítico e granodiorito biotítico-moscovítico, a biotite apresenta extinção muito ondulante e com os planos de clivagem contorcidos (Fig. 11.XIV), por vezes fracturada, evidenciando as características de deformação associadas a estas rochas. Nas amostras com maior grau de deformação, a biotite de menor dimensão está localmente acompanhada por cristais de moscovite que tendem a orientar-se paralelamente entre si (Fig. 11.XV), podendo originar superfícies de recristalização ou superfícies C, de cisalhamento. Alguns cristais apresentam os seus bordos corroídos por plagioclase, moscovite e quartzo ou pode estar rodeada por cristais de biotite com menores dimensões, ou, ainda, delimitando a plagioclase. Ocorre em cristais isolados pela rocha ou intercrescida com a moscovite tabular do granodiorito de duas micas e granito moscovítico-biotítico. Possui inclusões de zircão e monazite com halos fortemente pleocróicos, apatite em cristais desenvolvidos, ilmenite, magnetite e raro quartzo (Figs. 11.XI, XII, XIV, XVI). A biotite ocorre,

ainda, em pequenos cristais, associados aos feldspatos recristalizados e ao quartzo, que tendem a concentrar-se nas bandas de cisalhamento das amostras do granodiorito mais deformadas (Fig. 11.XVII). Pode, também, formar agregados de palhetas de biotite e moscovite (Fig. 11.XVIII) que partem dos cristais tabulares mais desenvolvidos de micas. Nalgumas amostras, a biotite está muitas vezes substituída por clorite, estando alguns cristais parciais ou totalmente cloritizados, particularmente ao longo dos seus planos de clivagens e nos bordos.

A moscovite é rara no granodiorito biotítico, tendo sido encontrada apenas em amostras pontuais. Nos granodioritos biotítico-moscovítico e de duas micas e no granito moscovítico-biotítico ocorre em mais de uma geração distinta. A moscovite subédrica tabular, sob a forma de cristais, incolor, com clivagens nítidas e regulares e birrefringência característica; é uma moscovite primária (Miller et al., 1981) e ocorre isolada ou intercrescida com biotite (Figs. 11.XIV, XV). A moscovite do granito moscovítico-biotítico pode apresentar planos de clivagem bastante contorcidos e com extinção ondulante (Fig. 11.XIX), revelando deformação. Alguns cristais estão fracturados, particularmente ao longo dos seus planos de clivagem, estando estas preenchidas por biotite, quartzo e rútilo. Contem inclusões de quartzo, apatite, de forma alongada ou acicular no granodiorito de duas micas, zircão, monazite, ilmenite e magnetite. Nos granodioritos, a moscovite ocorre em pequenos cristais tabulares, sob a forma de palhetas que se entrecruzam aleatoriamente, associados ou não à biotite, e tendem a concentrar-se no bordo dos cristais de feldspatos (Figs. 11.II, VII) e em ocelos de plagioclase e quartzo em feldspato potássico (Fig. 11.XX). No granodiorito de duas micas ocorre, ainda, disposta em franjas nos bordos da biotite. No granito moscovítico-biotítico, a moscovite pode ainda ser constituída por pequenas palhetas entrecruzadas e alinhadas, definindo formas sigmoidais, a partir dos bordos da moscovite tabular (Fig. 11.XXI). Uma outra geração de moscovite resulta da alteração da plagioclase, ocorrendo sob a forma de palhetas dispostas irregularmente,

entrecruzando-se, concentradas particularmente ao longo dos planos de macla da plagioclase.

A esfena primária, anédrica, foi encontrada nos granodioritos, em maior quantidade no granodiorito biotítico-moscovítico (Tabela 1). Apresenta-se sob a forma de aglomerados ou em cristais isolados. Está quase sempre associada à biotite dispondo-se preferencialmente ao longo dos planos de clivagem ou delimitando-a nos seus bordos. Localmente está dispersa pela rocha e associada à plagioclase e à ilmenite e magnetite.

A turmalina foi encontrada apenas no granito moscovítico-biotítico em cristais subédricos a anédricos, fracturada, com cor amarela acastanhada e pleocroismo pouco intenso, variando de ω – azul esverdeado a ε – azul claro, no núcleo, e de ω - castanho a ε – amarelo acastanhado no bordo. Geralmente, não estão zonados (Fig. 11.XXII) mas, por vezes, com ligeiro zonamento óptico, de cor esverdeada, mais clara, no núcleo, e uma cor acastanhada, mais escura, no bordo. Com textura dendrítica quando em contacto com a microclina. Possui inclusões de zircão com halos pleocróicos intensos, plagioclase, moscovite e ilmenite (Fig. 11.XXIII) e substitui parcialmente a plagioclase e micas.

A alanite é rara e foi encontrada apenas em amostras pontuais do granodiorito biotítico e seus encraves tonalíticos. É anédrica formando um aglomerado com biotite ou inclusa nesta (Figs. 11.XXIV, XXV), de relevo elevado e leve pleocroismo.

O zircão é um mineral acessório que ocorre frequentemente como inclusão na biotite desenvolvendo halos pleocróicos intensos (Figs. 11.XIV, XVI), plagioclase, feldspato potássico e apatite. No granito moscovítico-biotítico ocorre também como inclusão na turmalina (Fig. 11.XXIII). É euédrico, com forma prismática, e geralmente com zonamento. Este mineral é facilmente identificado pelos seus halos pleocróicos bem definidos.

A monazite está presente como inclusão na biotite, tem uma forma euédrica arredondada por vezes, alongada. Á semelhança dos cristais de zircão desenvolve intensos

Figura 11. Microfotografias das rochas granitóides e encraves microgranulares do granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

I. Quartzo (qz) com textura em mosaico e extinção ondulante e contacto brusco com plagioclase (pl). A plagioclase tem inclusões de quartzo globular e apresenta-se levemente substituída por moscovite secundária. Granodiorito de duas micas. (×10).

II. Cristal de quartzo (qz) de grandes dimensões, fracturado, com bordos rectilíneos e delimitado por moscovite secundária associada ao feldspato potássico (kf). Granodiorito biotítico-moscovítico. (×10).

III. Inclusões globulares de quartzo (qz) em plagioclase (pl). Granodiorito biotítico-moscovítico. (×25).

IV. Microclina (kf) com macla em cruz contendo inclusões globulares de quartzo (qz). Microclina rodeada por plagioclase (pl), quartzo em mosaico e moscovite tabular (mv). Granodiorito de duas micas. (×10).

V. Plagioclase (pl) maclada, zonada e fracturada com fracturas preenchidas por moscovite secundária e quartzo associado. Granodiorito biotítico. (×10).

VI. Microclina (kf) com macla em cruz bem definida e com inclusões várias de plagioclase (pl), quartzo (qz) e moscovite (mv). Granodiorito biotítico-moscovítico. (×25).

VII. Mirmequite no contacto de plagioclase com microclina. Com moscovite primária (mv) associada, disposta em palhetas. Granodiorito biotítico-moscovítico. (×25).

VIII. Microclina (kf) pertítica com inclusões de plagioclase (pl) e atravessada por moscovite (mv) secundária em pequenos cristais tabulares alinhados. Granito moscovítico-biotítico. (×10).

IX. Fenocristal de plagioclase (pl) fortemente zonado, localmente substituída por moscovite secundária. Granodiorito biotítico. (×10).

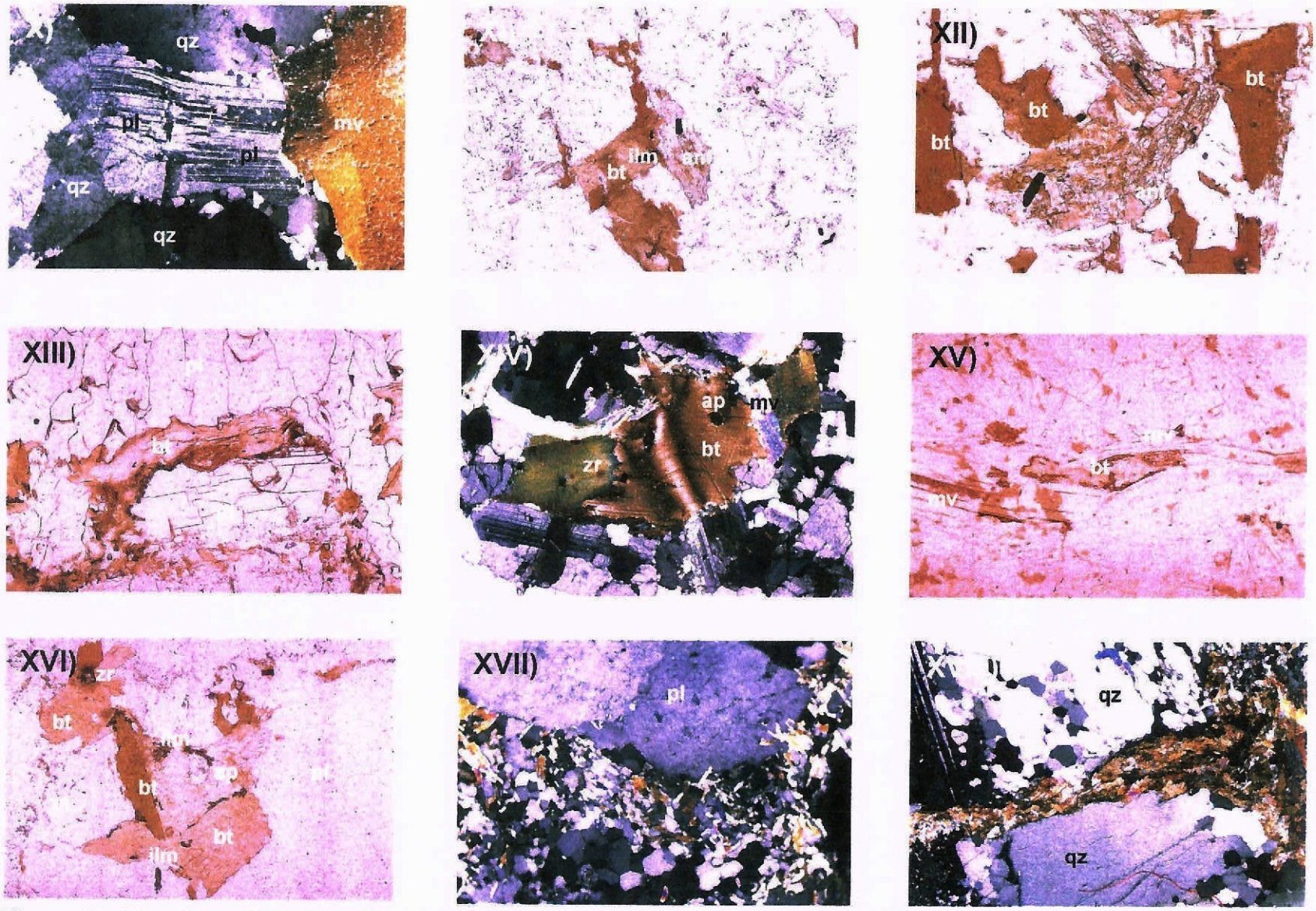

Figura 11. Microfotografias das rochas granitóides e encraves microgranulares do granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.).

X. Plagioclase (pl) com planos de macla encurvados revelando deformação mecânica, contactando com quartzo (qz) com extinção ondulante e moscovite tabular primária (mv). A plagioclase apresenta alguma moscovite secundária que a substitui parcialmente. Granodiorito biotítico. (×10).

XI. Anfíbola (anf) e biotite (bt) intercrescidas. A anfíbola e a biotite possuem inclusões de ilmenite (ilm). Encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico. (×25).

XII. Agregados de anfíbola (anf) e biotite (bt). A anfíbola de forma alongada é actinolite (act). Encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico. (×10).

XIII. Biotite (bt) de forma sigmoidal, deformada e associada à plagioclase (pl). Granodiorito biotítico. (×25).

XIV. Biotite (bt) com planos de clivagem contorcidos e extinção ondulante, mostrando deformação. A biotite tem inclusões de zircão (zr) e apatite (ap). Há intercrescimento de biotite (bt) e moscovite (mv). Granodiorito biotítico. (× 25).

XV. Biotite (bt) e moscovite (mv) intercrescidas de forma sigmoidal e com planos de clivagem contorcidos, mostrando deformação. Granodiorito biotítico-moscovítico. (×25).

XVI. Biotite (bt) com inclusões de zircão (zr), apatite (ap) e ilmenite (ilm) e contactando com plagioclase (pl). Granodiorito biotítico. (×25).

XVII. Pequenos cristais de biotite tabular, de uma geração mais tardia, delimitando a plagioclase (pl). Granodiorito biotítico. (×25).

XVIII. Agregados de pequenos cristais tabulares de biotite e moscovite intercrescidos separando duas gerações de quartzo (qz). Granito moscovítico-biotítico. (×10).

Figura 11. Microfotografias das rochas granitóides e encraves microgranulares do granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont).

XIX. Moscovite tabular primária (mv) com planos de clivagem contorcidos e extinção ondulante, mostrando deformação. Granito moscovítico-biotítico. (×10).

XX. Ocelos de plagioclase (pl) inclusos em fenocristal de microclina (kf). A plagioclase apresenta alguma moscovite secundária (mv) que a substitui localmente. Granodiorito biotítico-moscovítico. (×10).

XXI. Moscovite primária em palhetas entrecruzadas e alinhadas em formas sigmoidais a partir do bordo da moscovite tabular primária (mv). Com quartzo (qz) e plagioclase (pl). Granito moscovítico-biotítico. (×10).

XXII. Cristais não zonados de turmalina (tr) substituindo plagioclase (pl) e moscovite tabular primária (mv). Granito moscovítico-biotítico. (×10).

XXIII. Inclusões de zircão (zr) com halos pleocróicos e ilmenite (ilm) na turmalina, que substitui microclina (kf). Granito moscovítico-biotítico. (×10).

XXIV. Aglomerado de biotite e alanite contactando com quartzo (qz) e biotite (bt). Granodiorito biotítico. (×25).

XXV. Cristal de alanite (al) incluso em biotite (bt) junto do bordo da plagioclase (pl) e quartzo (qz). Granodiorito biotítico. (×25).

XXVI. Cristal de apatite (ap) alongado incluso em biotite (bt). A plagioclase (pl) está associada. Granodiorito biotítico. (×10).

XXVII. Intercrescimentos de anfíbola (anf) e biotite (bt) com plagioclase (pl) associada e com inclusões de apatite (ap) e ilmenite (ilm). A esfena primária (esf) ocorre associada à biotite. Encrave tonalítico do granodiorito biotítico. (×25).

halos pleocróicos na biotite, pelo que a sua identificação em luz natural nem sempre é possível, revelando uma cor amarelada com refringência elevada.

A apatite é um mineral acessório, mas que ocorre em abundante quantidade tanto nos encraves microgranulares como nos granodioritos e no granito moscovítico-biotítico; com maior percentagem no granodiorito de duas micas (1.8 %) (Tabela 1). Tem forma prismática, de tamanho variado, por vezes, em cristais que se destacam pelas suas grandes dimensões (Figs. 11.XIV, XVI) e em bastonete alongado (Fig. 11.XXVI). Está geralmente fracturada e com os bordos corroídos. Ocorre em cristais isolados dispersos pela rocha ou preferencialmente inclusa na biotite.

Os óxidos correspondem a cristais de ilmenite que ocorrem em todas as rochas do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Nos encraves microgranulares, granodioritos biotítico e biotítico-moscovítico ocorre, também, magnetite; tendo sido possível a sua identificação através da microssonda electrónica. São subédricos a anédricos e encontram-se geralmente como inclusão na anfíbola e biotite (Figs. 11.XI, XII) ou dispersos pela matriz da rocha (Figs. 11.XVI, XXVII). No granito moscovítico-biotítico, a ilmenite está, também, inclusa na turmalina (Fig. 11.XXIII).

O rútilo é anédrico ou acicular e ocorre no granito moscovítico-biotítico. Com cores de polarização elevadas, associado à moscovite, ocorrendo nos seus bordos, pois é um produto de exsolução. Ocorre ainda incluso na biotite e plagioclase. Há exsoluções de rútilo associadas à clorite e que se formam durante a alteração de biotite em clorite.

A clorite é subédrica a anédrica e resulta da alteração da biotite estando, por vezes, associada à anfíbola, ilmenite e magnetite. Pode ser pleocróica, variando de γ e β – verde mais escuro a α – verde-claro, ou não pleocróica.

4.1.2. *Encraves Microgranulares que Ocorrem no Granodiorito de Duas Micas*

Os encraves tonalíticos e encraves granodioríticos possuem uma mineralogia semelhante à encontrada no granodiorito de duas micas hospedeiro, sendo constituídos por quartzo, microclina, plagioclase, biotite, zircão, monazite, apatite e ilmenite (Tabela 1). Contudo, são de grão mais fino e possuem mais biotite, plagioclase e menos feldspato potássico, moscovite e apatite do que o granodiorito de duas micas hospedeiro (Tabela 1). A moscovite secundária constitui o principal mineral de alteração conjuntamente com a clorite. Os encraves microgranulares são porfiróides com fenocistais de plagioclase com dimensões compreendidas entre 1 x 4 mm a 5 x 19 mm e têm textura seriada.

Os cristais de quartzo são, geralmente, anédricos, de grandes dimensões, bastante fracturados, com extinção ondulante. Ocorre, também, com textura em mosaico. Localmente tem inclusões várias dos outros minerais, com textura poecílitica. O quartzo apresenta inclusões de plagioclase, biotite e apatite.

A microclina é o feldspato potássico constituinte da matriz destes encraves, e ocorre em cristais subédricos a anédricos. É moderada a levemente pertítica. As maclas não são tão desenvolvidas e evidentes quanto as encontradas nos fenocristais de microclina do granodiorito de duas micas hospedeiro. A microclina tem pontuais inclusões de plagioclase, biotite, apatite acicular e de alguns aglomerados de quartzo globular (Fig. 12.I).

A composição da plagioclase varia de oligoclase a andesina tanto nos fenocristais como na matriz dos encraves tonalíticos. Nos encraves granodioríticos foi encontrada uma maior variação na composição da plagioclase, com fenocristais de oligoclase a labradorite e variando de albite a labradorite, na matriz. A plagioclase é maclada, fortemente zonada (Fig. 12.II). O zonamento da plagioclase é normal e nalguns cristais de plagioclase dos encraves tonalíticos e granodioríticos, o núcleo dos cristais tem composição de andesina a labradorite e é separado do bordo, com composição de oligoclase-andesina, por uma descontinuidade que poderá revelar uma mudança brusca no processo de cristalização. O bordo destes

fenocristais possui uma composição semelhante à encontrada na plagioclase da matriz o que poderá indicar uma cristalização simultânea do bordo dos fenocristais de plagioclase e dos cristais constituintes da matriz. Apresentam os bordos rectilíneos (Figs. 12.II, III) e, por vezes, rodeados de cristais de micas (Fig. 12.IV). Os cristais de plagioclase têm inclusões de quartzo globular (Fig. 12.V) e de micas. As mirmequites estão presentes particularmente no bordo dos cristais de plagioclase (Fig. 12.V). Alguns cristais evidenciam deformação com os seus planos de macla dobrados e extinção levemente ondulante.

Nalguns cristais de plagioclase dos encraves microgranulares, a alteração é acentuada, preferencialmente no seu núcleo, podendo, no entanto estender-se até aos bordos.

Nos encraves tonalíticos e granodioríticos, a biotite é mais abundante do que no granodiorito de duas micas hospedeiro e apresenta-se sob a forma de cristais tabulares desenvolvidos ou associada a outros cristais de biotite, de dimensões mais reduzidas, constituindo agregados ou aglomerados sem forma definida e dispostos irregularmente. É pleocróica ou levemente pleocróica, variando de γ e β – castanho esverdeado a α – castanho claro, sem cloritização evidente, podendo apresentar extinção ondulante e com planos de clivagem contorcidos (Fig. 12.VI). Nalguns cristais de biotite, os planos de clivagem são pouco nítidos e as inclusões são raras. Aparecem intercrescimentos de biotite e quartzo. A biotite tem inclusões de quarto, zircão, monazite, apatite e ilmenite (Figs. 12.VII, VIII, IX).

A moscovite primária é subédrica e ocorre pontualmente associada à biotite (Fig. 12. VII).

O zircão e monazite ocorrem tanto nos encraves tonalíticos como nos encraves granodioríticos, sendo mais abundantes nos encraves tonalíticos. Surgem, geralmente, inclusos na biotite, onde desenvolvem fortes halos pleocróicos, mas também na plagioclase, microclina e apatite. O zircão é euédrico com forma prismática bem definida (Fig. 12.IX) e a monazite tem, em geral, uma forma arredondada.

Os cristais de apatite apresentam-se com formas prismáticas, bastante desenvolvidos, tanto isolados e aleatoriamente na matriz da rocha como em inclusões totais ou parciais na biotite (Figs. 12.VII, VIII, IX), moscovite, feldspatos e quartzo. Contudo, a apatite dos encraves microgranulares distingue-se da apatite das restantes rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova por predominar em cristais com hábito acicular, com crescimento acentuado segundo o eixo do c; conferindo-lhe uma forma de agulhas alongadas (Fig. 12.VIII), o que é atribuído a arrefecimento brusco (Wyllie et al., 1962). Estas agulhas finas de apatite dispõem-se aleatoriamente pela rocha embora, localmente, constituam um arranjo radial. Tanto os encraves tonalíticos como os granodioríticos apresentam abundantes agulhas de apatite. A quantidade de apatite destes encraves deve estar subestimada na composição modal (Tabela 1), pois não se pode determinar a percentagem modal de agulhas de apatite.

A ilmenite tem forma subédrica a anédrica e encontra-se dispersa pela matriz dos encraves microgranulares ou como inclusão na biotite (Figs. 12.VIII, IX).

A clorite é subédrica a anédrica e resulta da alteração da biotite. A moscovite secundária resulta da alteração da plagioclase.

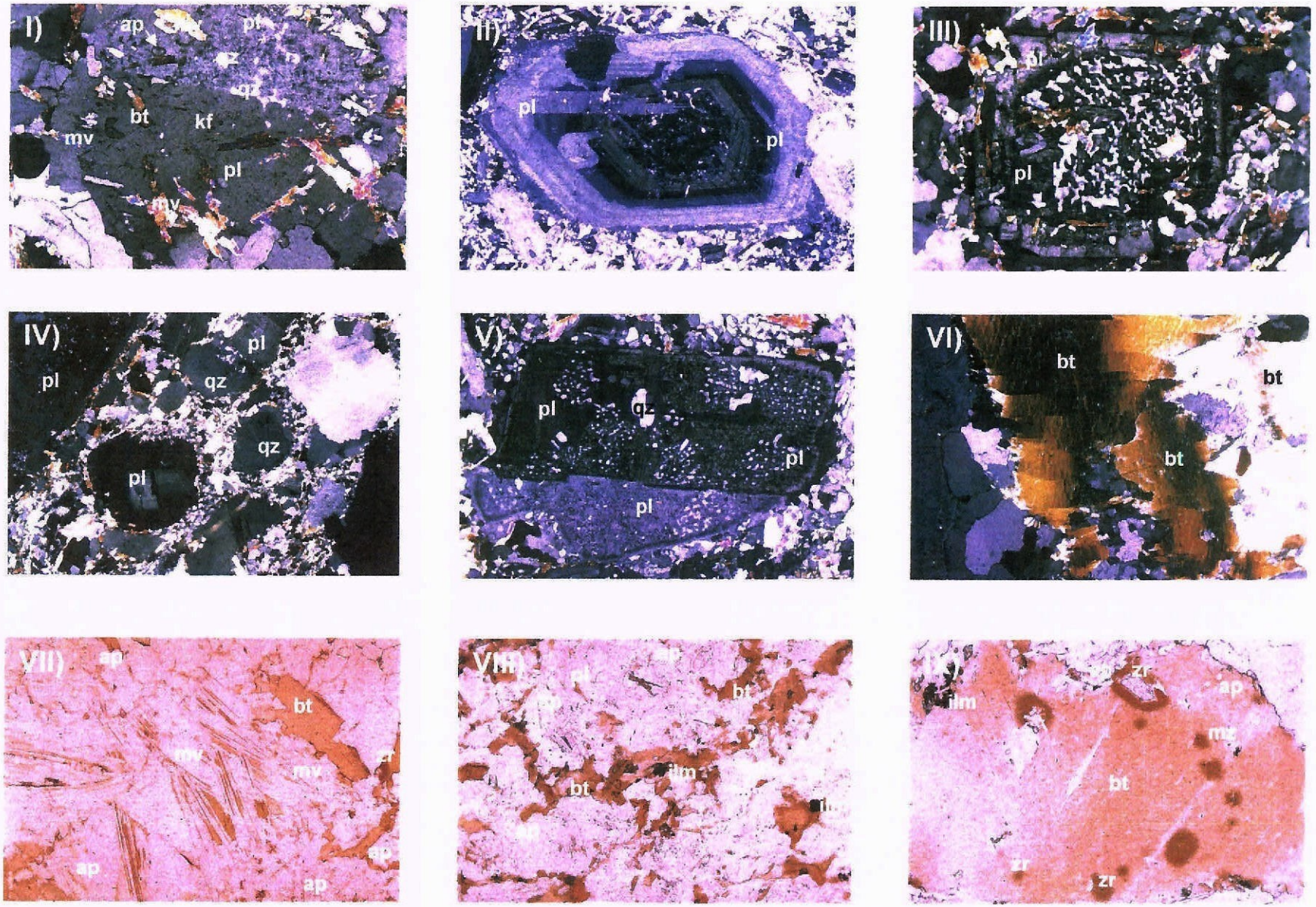

Figura 12. Microfotografias dos encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito de duas micas do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

I. Microclina (kf) com inclusões de plagioclase (pl), biotite (bt), moscovite (mv), quartzo globular (qz) e apatite (ap). Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (×25).

II. Fenocristal de plagioclase (pl) zonado com limites rectilíneos. Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (×10).

III. Mirmequite em que a plagioclase (pl) tem bordos rectilíneos. Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (×25).

IV. Plagioclase (pl) zonada delimitada por moscovite e biotite. Ocorrência de xenocristais de quartzo (qz) dispostos pela matriz e rodeados por biotite e moscovite. Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (× 10).

V. Mirmequite e inclusões de quartzo globular (qz) na plagioclase (pl). Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (× 25).

VI. Biotite (bt) com extinção ondulante e planos de clivagem contorcidos, mostrando deformação. Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (× 25).

VII. Biotite (bt) e moscovite (mv) intercrescidas com inclusões de zircão (zr) e apatite (ap). Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (× 25).

VIII. Biotite (bt) com inclusões de apatite (ap) e ilmenite (ilm). Apatite (ap) acicular dispersa pela matriz de plagioclase (pl). Encrave granodiorítico do granodiorito de duas micas. (× 25).

IX. Inclusões de zircão (zr) prismático, monazite (mz), apatite (ap) e ilmenite (ilm) na biotite (bt). Encrave tonalítico do granodiorito de duas micas. (× 25).

4.2. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES

O plutão de Oledo-Idanha-a-Nova é um plutão onde podem ser identificados diferentes tipos de rochas granitóides e encraves microgranulares associados. Um dos objectivos do seu estudo consiste em determinar se existe alguma relação geoquímica entre os diversos tipos de rochas granitóides e seus encraves microgranulares, para o qual se procedeu ao estudo geoquímico de rocha total. Para a caracterização geoquímica das rochas granitóides e seus encraves microgranulares foram analisadas diversas amostras representativas.

As análises químicas dos óxidos e elementos menores das rochas granitóides e seus encraves microgranulares estudadas são dadas no Anexo II. A média e desvio padrão da composição química e elementos menores de cada um dos granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são apresentados na Tabela 2. Os resultados dos cálculos das normas C.I.P.W. de todas as amostras estudadas são dados no Anexo III e a média da norma obtida para cada um dos granitóides e encraves microgranulares é apresentada na Tabela 3.

O índice molecular A/(CNK) = mol. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$, também referenciado por alguns autores como índice de saturação em alumina (ISA), tem sido usado por vários autores para classificar as rochas granitóides quanto à sua aluminosidade. Os valores mínimo e máximo deste parâmetro para as rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são apresentados na Tabela 4. De acordo com a classificação de Shand (1947), todas as rochas granitóides e encraves microgranulares estudados são peraluminosos, pois possuem A/(CNK) $\geq$ 1.0.

Tabela 2. Valores médios e desvio padrão das análises químicas (%) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Enc Tonalíticos		Enc Granodioríticos no granodiorito biotítico		Granodiorito biotítico		Grd bt-mv	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	64.23	1.18	66.37	0.97	68.07	1.38	70.38	0.47
TiO_2	0.74	0.07	0.63	0.08	0.47	0.07	0.32	0.05
Al_2O_3	16.10	0.27	15.76	0.35	15.59	0.66	15.89	0.09
Fe_2O_3	0.35	0.09	0.37	0.17	0.29	0.09	0.28	0.06
FeO	5.08	0.37	4.15	0.20	3.16	0.48	1.80	0.31
MnO	0.10	0.01	0.09	0.01	0.06	0.01	0.04	0.01
MgO	2.51	0.16	2.12	0.20	1.71	0.29	0.95	0.08
CaO	3.72	0.25	3.54	0.16	3.20	0.34	1.92	0.19
Na_2O	3.72	0.19	4.00	0.29	4.30	0.42	4.25	0.31
K_2O	2.21	0.33	2.08	0.15	1.96	0.15	3.40	0.24
P_2O_5	0.29	0.03	0.23	0.03	0.16	0.04	0.27	0.01
H_2O+	0.97	0.19	0.71	0.10	0.93	0.55	0.62	0.25
H_2O-	0.05	0.01	0.05	0.03	0.02	0.02	0.07	0.02
Total	100.07	0.33	100.11	0.26	99.92	0.29	100.18	0.39
F	1010	486	585	163	548	280	1372	330
Ga	20	1	19	1	19	2	20	-
Cr	69	14	53	24	52	9	27	4
W	13	2	14	1	14	1	15	1
V	107	14	94	8	70	13	29	3
Nb	8	1	8	1	6	1	6	1
Sn	14	5	14	-	7	1	8	1
Zn	90	10	77	4	62	8	62	10
Cd	*	1	*	1	3	1	3	1
Li	66	19	57	13	64	36	41	3
Ni	27	8	23	9	18	4	3	-
Co	12	2	10	1	8	2	3	1
Zr	205	16	189	10	167	24	101	13
Cu	24	8	18	7	10	6	4	2
Sc	16	2	15	2	10	2	6	1
Y	30	4	29	3	22	8	11	2
Sr	144	25	135	22	195	82	106	4
Pb	11	1	12	2	15	3	20	1
Ba	383	72	374	51	369	50	260	26
Rb	92	30	88	21	75	7	156	12
Cs	17	9	14	12	6	-	28	1
U	*	-	*	-	*	-	*	-
Th	5	-	5	1	7	1	5	1
Ta	8	4	7	2	9	2	8	4
Hf	6	-	5	1	6	1	4	-
Sb	*	-	*	-	*	-	*	-
As	45	19	41	2	*	-	*	-
Ag	*	-	*	1	*	-	*	-
Bi	4	-	4	-	4	-	4	1
Ge	2	-	*	-	*	-	*	-
Ce	41	7	39	7	40	8	27	4
La	17	10	21	11	20	8	14	6
Yb	3	-	*	-	*	-	*	-
N	9		13		13		3	

Enc – encraves; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico. Dpadrão – desvio padrão. * - valor abaixo do limite de detecção. – sem significado. N – número de amostras.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 2. Valores médios e desvio padrão das análises químicas (%) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Enc Tonalíticos		Enc Granodioríticos no granodiorito de duas micas		Grd duas micas		Granito mv-bt	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	66.15	0.62	68.94	1.78	73.17	0.55	73.58	0.15
TiO_2	0.65	0.01	0.43	0.11	0.12	0.02	0.07	0.01
Al_2O_3	15.72	0.03	15.60	0.42	14.67	0.24	14.92	0.15
Fe_2O_3	0.33	0.05	0.52	0.64	0.15	0.03	0.28	0.16
FeO	4.56	0.04	2.88	0.65	1.16	0.08	0.51	0.15
MnO	0.12	0.02	0.08	0.01	0.06	0.00	0.03	0.01
MgO	2.28	0.10	1.23	0.39	0.48	0.05	0.22	0.02
CaO	3.08	0.23	2.65	0.76	1.09	0.11	0.58	0.05
Na_2O	3.31	0.28	4.77	0.61	4.53	0.27	4.13	0.17
K_2O	2.63	0.04	1.90	0.23	3.64	0.01	4.48	0.13
P_2O_5	0.21	0.01	0.31	0.07	0.31	0.02	0.56	0.08
H_2O+	0.95	0.04	0.71	0.19	1.07	0.71	0.68	0.23
H_2O-	0.04	0.01	0.04	0.02	0.02	-	0.07	0.05
Total	100.00	0.57	100.06	0.23	100.47	0.05	100.08	0.25
F	628	1	642	272	747	670	1188	510
Ga	19	1	19	2	15	1	18	1
Cr	59	1	34	18	21	4	13	3
W	13	2	13	1	14	1	14	2
V	100	3	55	26	14	1	*	-
Nb	8	1	8	2	5	-	10	2
Sn	7	-	10	3	12	1	22	3
Zn	86	1	74	13	32	-	40	7
Cd	*	-	3	1	*	-	4	1
Li	245	2	147	27	56	28	68	30
Ni	29	2	12	12	*	-	*	-
Co	12	2	7	3	4	-	*	-
Zr	170	33	171	39	65	-	36	4
Cu	20	2	9	8	6	-	4	1
Sc	17	1	12	2	6	-	*	-
Y	29	-	22	6	14	-	8	2
Sr	119	6	92	21	71	2	58	24
Pb	13	2	18	5	36	1	28	4
Ba	277	18	194	118	444	30	140	45
Rb	167	6	124	38	100	6	221	29
Cs	27	1	21	5	13	4	19	3
U	*	-	9	-	4	-	10	-
Th	5	1	6	1	*	-	*	-
Ta	12	2	15	23	*	-	5	1
Hf	5	-	5	1	*	-	*	-
Sb	*	-	*	-	*	-	*	-
As	*	-	*	-	*	-	15	-
Ag	*	-	*	1	*	-	*	-
Bi	4	-	4	1	4	-	4	-
Ge	*	-	*	-	*	-	*	-
Ce	41	1	35	7	16	-	14	3
La	37	5	19	7	23	-	11	4
Yb	*	-	*	-	*	-	*	-
N	2		10		2		6	

Enc - encraves; Grd duas micas – granodiorito de duas micas; Granito mv-bt – granito moscovítico-biotítico. Dpadrão – desvio padrão. * - valor abaixo do limite de detecção. – sem significado. N – número de amostras. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 3. Média e desvio padrão das normas C.I.P.W. das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Qz.	C.	Or.	Ab.	An.	HyFe	HyMg	Mt.	il.	Ap.	H_2O+	H_2O-	Total
	Encraves tonalíticos no granodiorito biotítico:												
Média	19.58	1.50	13.04	31.50	16.58	6.26	7.99	0.51	1.41	0.67	0.97	0.05	100.07
Dpadrão	3.12	0.56	1.93	1.61	1.17	0.40	0.64	0.13	0.13	0.06	0.19	0.01	
n = 9													
	Encraves granodioríticos no granodiorito biotítico:												
Média	22.11	1.05	12.32	33.84	16.05	5.28	6.44	0.54	1.20	0.54	0.71	0.05	100.13
Dpadrão	2.52	0.35	0.92	2.41	0.75	0.50	0.49	0.24	0.15	0.07	0.10	0.03	
n = 13													
	Granodiorito biotítico:												
Média	24.41	0.98	11.59	36.39	14.75	4.26	4.88	0.42	0.90	0.39	1.02	0.02	100.02
Dpadrão	3.77	0.35	0.90	3.51	1.58	0.74	0.80	0.14	0.14	0.12	0.51	0.02	
n = 13													
	Granodiorito biotítico-moscovítico:												
Média	26.69	2.38	20.07	35.99	7.74	2.37	2.61	0.41	0.61	0.63	0.62	0.07	100.18
Dpadrão	1.88	0.43	1.40	2.64	0.92	0.20	0.54	0.08	0.09	0.02	0.25	0.02	
n = 3													
	Encraves tonalíticos no granodiorito de duas micas:												
Média	24.16	2.35	15.54	27.96	13.88	5.68	7.25	0.47	1.23	0.49	0.95	0.04	100.00
Dpadrão	0.13	0.01	0.25	2.33	1.07	0.25	0.17	0.07	0.01	0.03	0.04	0.01	
n = 2													
	Encraves granodioríticos no granodiorito de duas micas:												
Média	25.29	1.61	11.24	40.38	11.13	3.06	4.31	0.75	0.81	0.72	0.71	0.04	100.06
Dpadrão	1.60	0.43	1.34	5.17	3.58	0.98	1.47	0.92	0.20	0.16	0.19	0.02	
n = 10													
	Granodiorito de duas micas:												
Média	29.88	2.06	21.48	38.33	3.35	1.18	1.91	0.22	0.23	0.73	1.08	0.02	100.46
n = 2													
	Granito moscovítico-biotítico:												
Média	31.83	3.28	26.47	34.90	0.00	0.64	0.54	0.41	0.12	1.02	0.68	0.07	99.97
Dpadrão	1.09	0.42	0.78	1.43	0.00	0.42	0.04	0.24	0.01	0.09	0.23	0.05	
n = 6													

Dpadrão – desvio padrão. n – número de normas.

Tabela 4. Variação do índice molecular A/(CNK) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	EncTnl no Grdbt		EncGrd no Grdbt		Grdbt hospedeiro		Grdbt-mv	
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.
A/(CNK)	1.01	1.13	1.00	1.07	1.01	1.09	1.09	1.16

	EncTnl no Grd 2micas		EncGrd no Grd 2micas		Grd 2micas hospedeiro		Grt mv-bt	
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.
A/(CNK)	1.05	1.14	1.01	1.11	1.09	1.10	1.13	1.23

A/(CNK) = mol. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$. EncTnl no Grdbt – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico; EncGrd no Grdbt – encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico; Grdbt – granodiorito biotítico hospedeiro; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; EncTnl no Grd 2micas - encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; EncGrd no Grd 2micas - encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; Grd 2m – granodiorito de duas micas hospedeiro; Grt mv-bt – granito moscovítico-biotítico.

Os encraves microgranulares e o granodiorito biotítico hospedeiro apresentam intervalo semelhante de variação do índice A/(CNK) (Tabela 4). Os encraves microgranulares e o granodiorito de duas micas hospedeiro apresentam valores de A/CNK semelhantes, mas nos encraves microgranulares a variação deste índice é maior do que no granodiorito hospedeiro (Tabela 4). O granito moscovítico-biotítico apresenta o carácter mais peraluminoso das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Tabela 4).

O carácter peraluminoso das rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova pode ser confirmado através da projecção dos parâmetros A/CNK versus A/KN, no diagrama de Maniar e Piccoli (1989) (Fig. 13). Todas as rochas granitóides e encraves microgranulares apresentam características fortemente peraluminosas, tal como encontrado por Almeida e Ferreira (2003), com elevados valores da razão A/CNK, superiores a 1.0 e com semelhante intervalo de variação, compreendido entre 1.0 e 1.2 (Tabela 4; Fig. 13). O parâmetro A/KN, por sua vez, apresenta alguma variação,

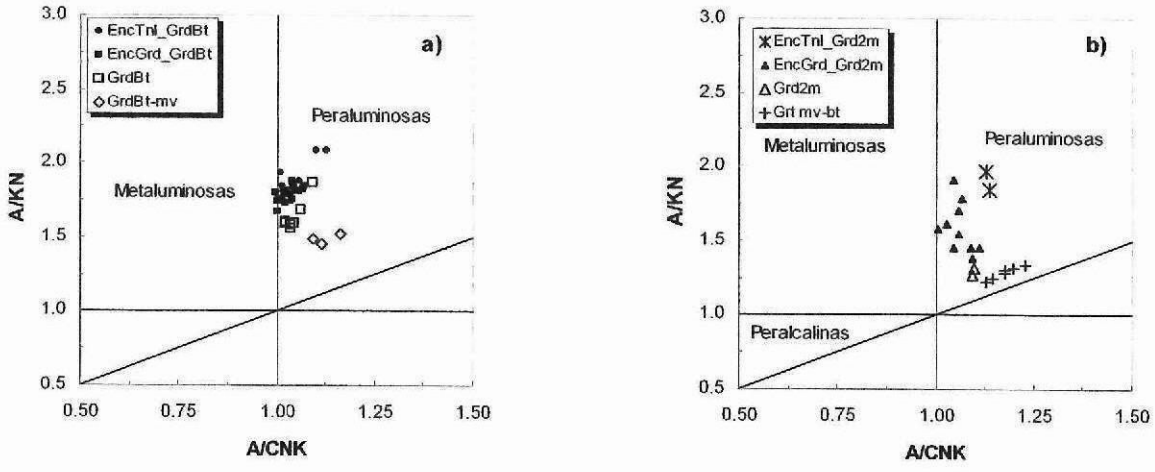

Figura 13. Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama A/CNK versus A/KN de Maniar e Piccoli (1989). A/CNK = proporção molecular $Al_2O_3/(K_2O+CaO+Na_2O)$; A/KN = proporção molecular $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$. a) EncTnl_Grdbt – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico; EncGrd_Grdbt – encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico; Grdbt – granodiorito biotítico hospedeiro; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico. b) EncTnl_Grd 2m – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; EncGrd_Grd 2m – encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; Grd 2m – granodiorito de duas micas; Grt mv-bt – granito moscovítico-biotítico.

sendo possível individualizar as amostras do granodiorito de duas micas e do granito moscovítico-biotítico pelos valores mais baixos de A/KN que apresentam (Fig. 13.b). Os encraves microgranulares e o granodiorito biotítico hospedeiro apresentam intervalo semelhante de variação de A/KN, com tendência a decrescer o parâmetro A/CNK desde os encraves tonalíticos para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro (Fig. 13.a). Dos encraves microgranulares para o granodiorito de duas micas hospedeiro tende a diminuir o parâmetro A/KN (Fig. 13.b).

Os dados geoquímicos foram projectados nos diagramas A-B de Debon e Le Fort (1983) e nos diagramas Q-F e B-F de La Roche (1964) (Figs. 14, 15). Nestes diagramas químico-mineralógicos, com forte dispersão para os minerais essenciais e característicos dos granitóides, permitem evidenciar uma boa relação entre a composição química da rocha e o seu conteúdo mineralógico. No diagrama A-B, o parâmetro A reflecte o alumínio não incorporado nos feldspatos, ou seja, o conteúdo em minerais aluminosos que não os feldspatos, como é o caso da moscovite, andaluzite, cordierite, entre outros; enquanto que o parâmetro B, representa o quantitativo de minerais máficos. Este diagrama representa o grau de peraluminosidade das rochas, através da relação entre A = Al-(K+Na+2Ca) versus o parâmetro B = Fe+Mg+Ti.

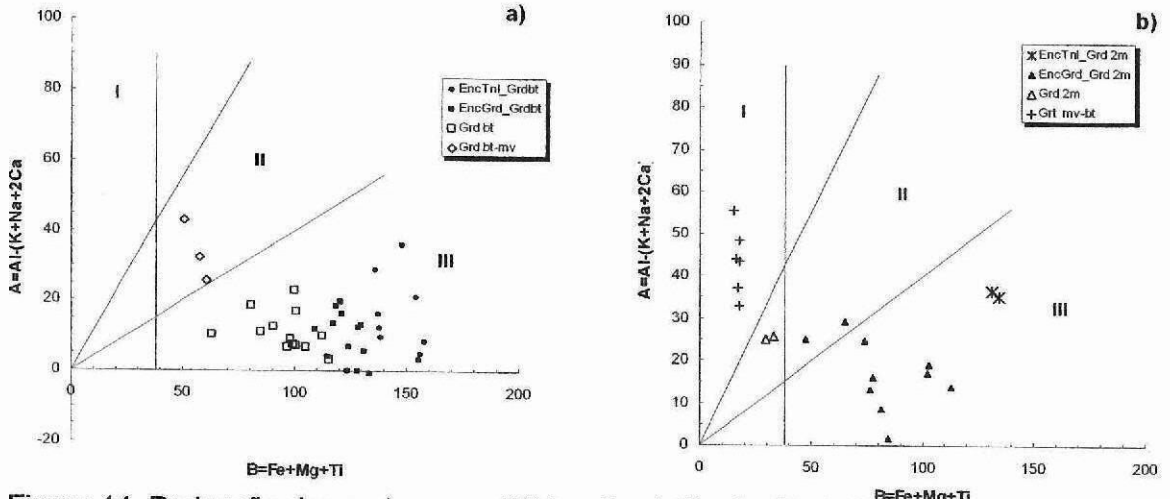

Figura 14. Projecção das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama químico-mineralógico A-B de Debon e Le Fort (1983). A e B são expressos em milicatiões por 100g de rocha. Campos: I – moscovite > biotite; II – biotite > moscovite; III – biotite. Os leucogranitos estão no campo entre a recta vertical e o eixo dos yy. Símbolos como na Fig. 13.

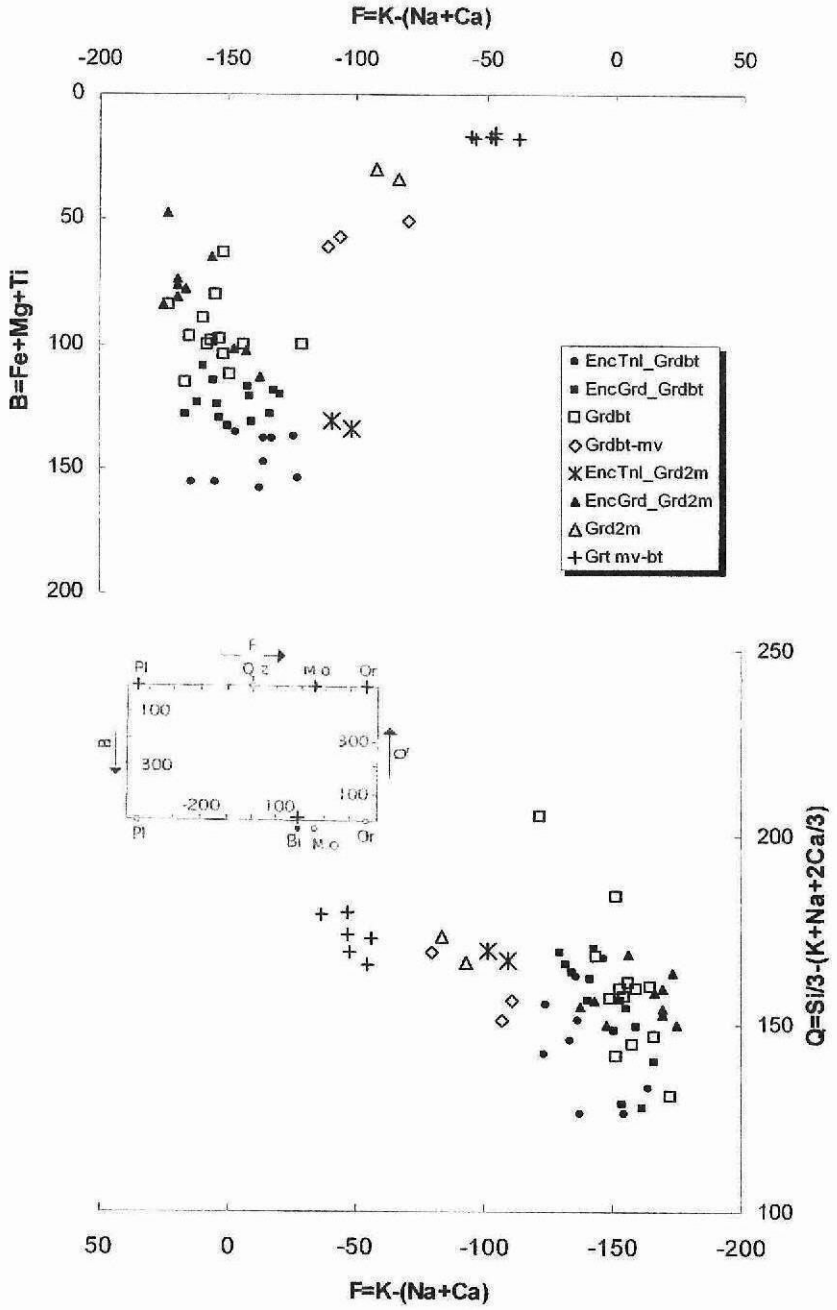

Figura 15. Representação das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova nos diagramas químico-mineralógicos B-F e Q-F de La Roche (1964). B, F e Q expressos em milicatiões por 100 g de rocha. Q = 1/3Si-(K+Na+2/3Ca); F = K-(Na+Ca); B = Fe+Mg+Ti. Qz – quartzo; Mo – moscovite; Or – ortoclase; Bi – biotite; Pl – plagioclase. Símbolos como na Figura 13.

Os granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e a maioria dos seus encraves microgranulares constituem uma associação peraluminosa, com o parâmetro A positivo; como confirmado com o índice A/CNK superior a 1.00 (Fig. 13; Tabela 4). No diagrama A versus B, os encraves tonalíticos e granodioríticos e o granodiorito biotítico hospedeiro projectam-se no campo III, das rochas com biotite como único mineral característico, enquanto que o granodiorito biotítico-moscovítico se projecta no campo II (Fig. 14.a). Neste granodiorito há a coexistência de biotite e moscovite, predominando a biotite sobre a moscovite, tal como verificado petrograficamente (Tabela 1). A maioria das amostras define uma tendência alumino-cafémica, com declive negativo, desde estes encraves tonalíticos para o grandiorito biotítico-moscovítico (Fig. 14.a), o que sugere um contributo basicrustal na composição do magma original. É possível verificar, ainda, uma tendência de decréscimo do parâmetro B e ligeiro aumento do parâmetro A desde os encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos, granodiorito biotítico hospedeiro e granodiorito biotítico-moscovítico (Fig. 14.a).

Os encraves microgranulares do granodiorito de duas micas projectam-se dominantemente no campo III, mas o granodiorito hospedeiro cai no campo II (Fig. 14.b). Dos encraves tonalíticos para os encraves granodioríticos e para o granodiorito de duas micas hospedeiro tende a decrescer o parâmetro B (Fig. 14.b). Todas as amostras do granito moscovítico-biotítico, por sua vez, são projectadas no campo dos leucogranitos, em que a moscovite predomina sobre a biotite (Fig. 14.b), o que está de acordo com a composição modal (Tabela 1).

Nos diagramas químico-mineralógicos B-F e Q-F de La Roche (1964), é possível identificar algumas tendências evolutivas nas rochas granitóides e nos encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, particularmente no diagrama B-F (Fig. 15). Os encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico apresentam os valores mais elevados de B, que se traduzem numa maior percentagem de minerais máficos. Desde estes encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico

hospedeiro observa-se uma tendência de decréscimo do parâmetro B, o que sugere uma sequência de diferenciação. Contudo, os encraves tonalíticos e granodioríticos e o granodiorito biotítico hospedeiro não apresentam grandes diferenças quanto ao parâmetro F (Fig. 15). O parâmetro B tende também a diminuir dos encraves tonalíticos para os encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro (Fig. 15). O granito moscovítico-biotítico individualiza-se das restantes rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova pelos valores mais elevados de F, que se traduzem numa maior percentagem de quartzo, feldspato potássico e moscovite, mas menos elevados de B, associados a uma menor percentagem de biotite; o que está de acordo com as composições modais (Tabela 1). No diagrama Q-F, as tendências evolutivas são menos evidentes pois a variação do parâmetro Q é menos regular, apresentando semelhante intervalo de variação para as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Relativamente ao parâmetro F, destaca-se o granito moscovítico-biotítico pelos valores mais elevados que apresenta, tal como referido anteriormente (Fig. 15).

Os elementos menores mais usados para classificar a tipologia dos vários granitóides têm sido Rb, Ba e Sr, tanto através de diagramas binários entre si, bem como, combinados no diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily e El Sokkary (1975) (Fig. 16). As rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova apresentam uma elevada dispersão nas percentagens de Rb, Ba e Sr, pelo que ocorrem distribuídas pelos vários campos do diagrama triangular Rb-Ba-Sr, mas várias amostras das rochas granitóides e encraves microgranulares projectam-se fora de qualquer campo (Fig. 16). A maioria das amostras do granodiorito biotítico hospedeiro e seus encraves microgranulares distribuem-se pelo campo dos granodioritos e ainda pelo campo dos granitos anómalos por terem menos Sr que o campo dos granodioritos. O granodiorito de duas micas situa-se no campo dos granitos normais por ter menos Sr e mais Ba que o referido campo. O granodiorito biotítico-moscovítico não se projecta no seu campo por apresentar mais Rb e menos Sr do que o seu campo. O granito moscovítico-biotítico

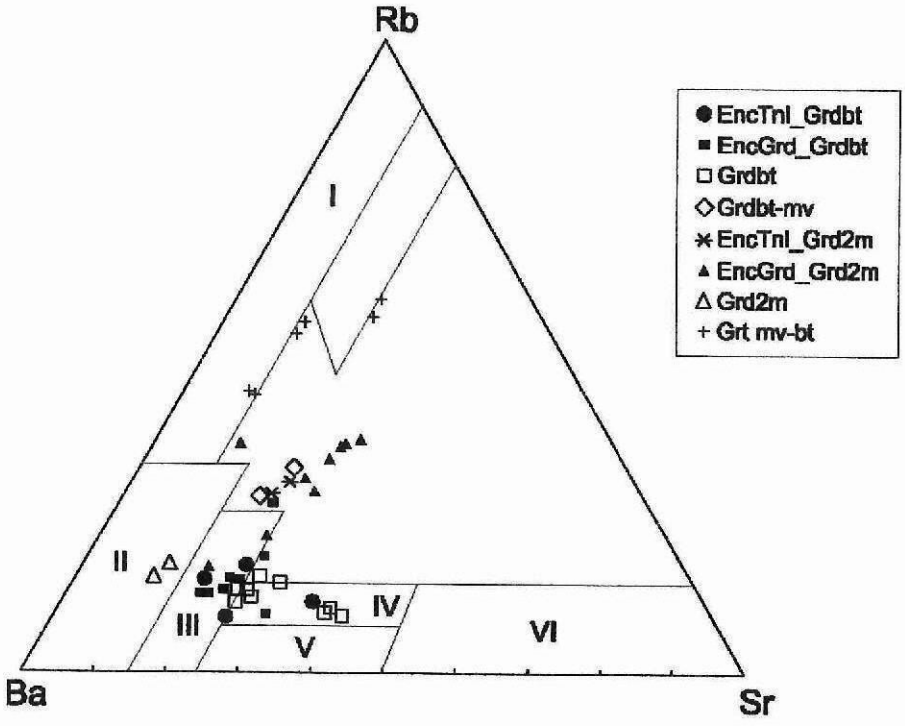

Figura 16. Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama Rb-Sr-Ba de El Bouseily e El Sokkary (1975), com a extensão do campo dos granitos fortemente diferenciados de Biste (1979). Campos: I – granitos fortemente diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; IV – granodioritos; V – quartzo dioritos; VI – dioritos. Símbolos como na Figura 13.

projecta-se próximo dos granitos fortemente diferenciados (Fig. 16).

A classificação geoquímica das rochas graníticas pode ser baseada no quociente FeO/(FeO+MgO), que permite distinguir granitos ricos em Fe de granitos magnesianos, consoante o seu enriquecimento em Fe ou Mg, respectivamente (Frost et al., 2001). A razão FeO/(FeO+MgO) das rochas granitóides dá indicações relativas à evolução do processo de diferenciação magmática. Além disso, vários autores têm recorrido ao enriquecimento em Fe de um granitóide para o associar a um determinado ambiente tectónico.

Dado que a razão FeO/(FeO+MgO) de uma rocha não está directamente relacionada com a sua alcalinidade, foram propostos os termos ferroso e magnesiano (Frost et al., 2001) em substituição dos termos calco-alcalino e toleítico de Miyashiro (1970).

As rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova projectam-se no campo das rochas magnesianas, dominantemente na parte inferior da recta de regressão para a variação FeO/(FeO+MgO) versus SiO_2, devido aos valores relativamente baixos de FeO/(FeO+MgO) que possui (Fig. 17). As amostras dos encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas projectam-se próximo ou acima da recta de regressão para a variação FeO/(FeO+MgO) versus SiO_2, mas no campo das rochas magnesianas (Fig. 17).

A classificação geoquímica definida por Frost et al. (2001), embora composicional, terá implicações tectónicas. Os granitóides de características magnesianas reflectem uma forte afinidade com magmas oxidados e hidratados (Frost e Lindsley, 1991); o que está de acordo com as características das zonas de subducção.

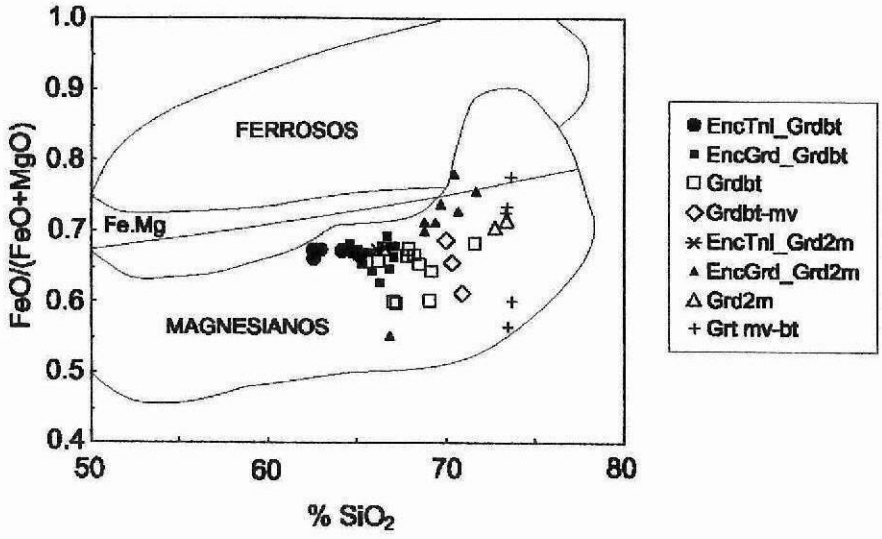

Figura 17. Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO) de Frost et al. (2001). Símbolos como na Figura 13.

As rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova apresentam características de granitos de tipo S, projectando-se no campo deste tipo de granitos, definido por Frost et al. (2001), no diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO) (Fig. 18).

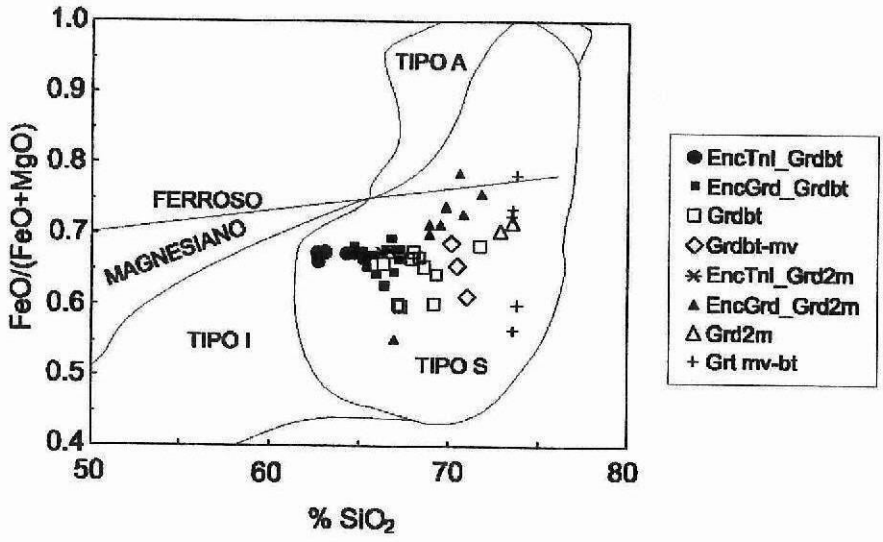

Figura 18. Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO), mostrando os campos de variação das rochas de Lachland Fold Belt de Frost et al. (2001). Símbolos como na Figura 13.

A existência de uma possível relação entre a composição química das rochas plutónicas e o seu contexto dinâmico de instalação tem constituído objectivo de estudo de diversos autores. Alguns autores baseiam-se nos elementos maiores constituintes das rochas (Batchelor e Bowden, 1985; Maniar e Piccoli, 1989), enquanto que outros utilizam os elementos menores (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Thiéblemont e Cabanis, 1990) ou a combinação dos elementos maiores e menores (Rogers e Greenberg, 1990) na distinção de granitóides tardi-, pós-orogénicos e anorogénicos.

O diagrama multicatiónico de La Roche et al. (1980), foi modificado por Batchelor e Bowden (1985), com a delimitação de seis domínios tectónicos de instalação das rochas granitóides. A projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de

Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama R1 versus R2 de La Roche et al. (1980), modificado por Batchelor e Bowden (1985), é apresentada na Fig. 19. Os encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico e no granodiorito de duas micas e os granodioritos biotítico e biotítico-moscovítico situam-se no campo dos granitóides anteriores à colisão (pré-tectónico). Contudo, amostras do granodiorito biotítico-moscovítico e de encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas projectam-se próximo da transição para o campo dos granitos sin-tectónicos. O granodiorito de duas micas e o granito moscovítico-biotítico, por sua vez, projectam-se no campo dos granitos sin-tectónicos.

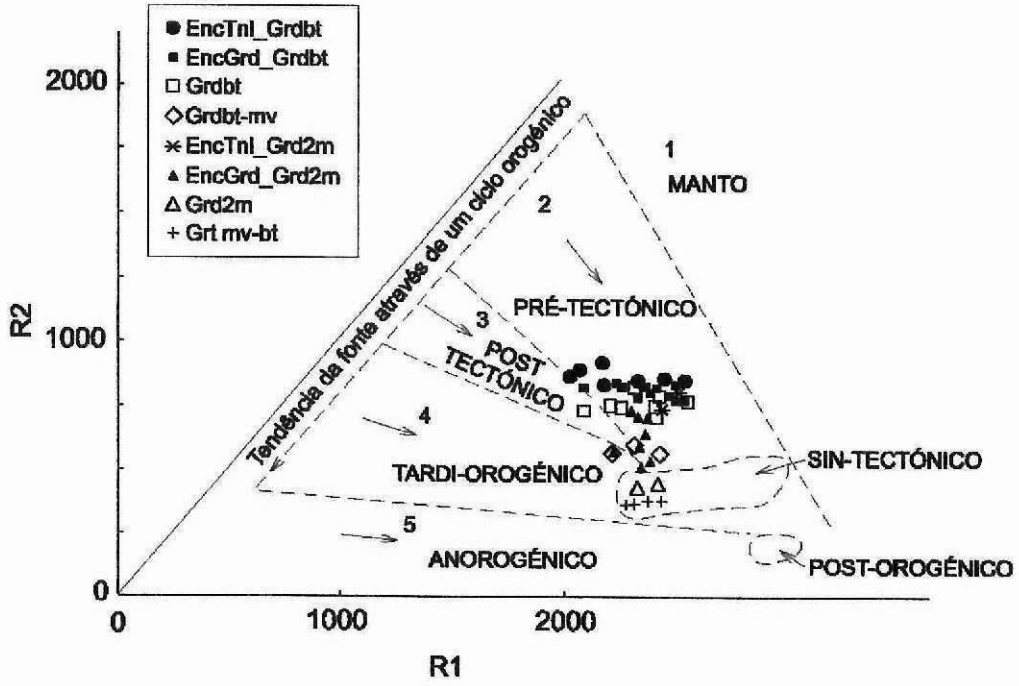

Figura 19. Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980), com os campos tectónicos de Batchelor e Bowden (1985). Zonas de associações tectónico-magmáticas: 1. toleítica; 2. calco-alcalina e trondjemítica; 3. calco-alcalina com elevado K; 4. subalcalina monzonítica; 5. alcalina e peralcalina. R1 = 1000 [4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)]; R2 = 1000 (6Ca+2Mg+Al). Símbolos como na Figura 13.

A distinção das rochas granitóides em função do ambiente tectónico em que ocorrem e diagramas geoquímicos, normalizados para o granito hipotético da crista oceânica (ORG), foram propostos por Pearce et al. (1984), na determinação da origem destas rochas. Nestes diagramas de discriminação tectónica, as rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova projectam-se no domínio dos granitos dos arcos vulcânicos (VAG), granitos intra-placa (WPG) e dos granitos de sin-colisão (SIN-COLG) (Fig. 20). A projecção no campo dos granitos intra-placa WPG (Figs. 20.a, 20.b) deve-se a elevados valores de Yb e e Yb+Ta.

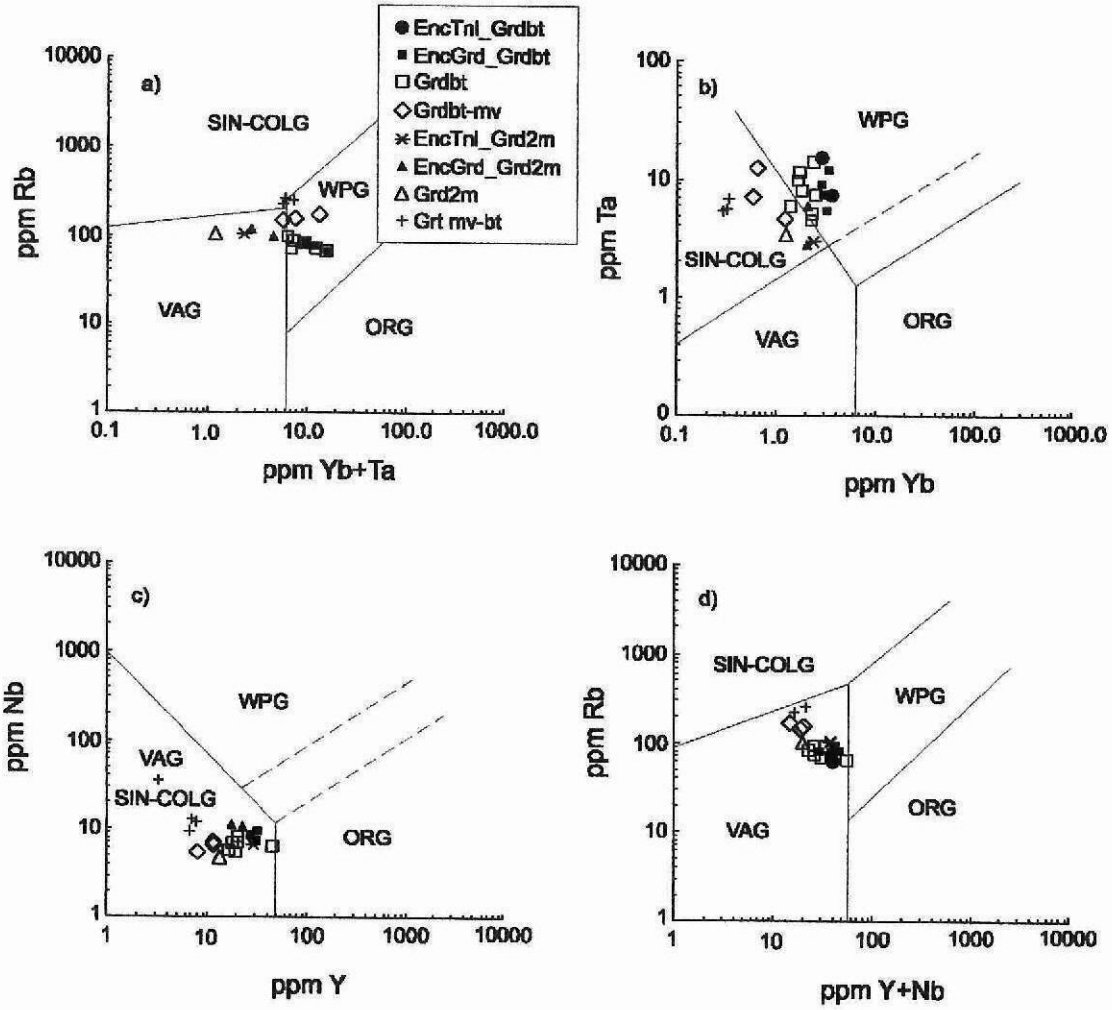

Figura 20. Diagramas: a) Yb+Ta versus Rb; b) Yb versus Ta; c) Y versus Nb; d) Y+Nb versus Rb, segundo Pearce et al. (1984) para as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. SIN-COLG – granitos sin-colisão, VAG – granitos dos arcos vulcânicos, WPG – granitos intra-placa, ORG – granitos das cristas oceânicas. Símbolos como na Figura 13.

As várias rochas granitóides e encraves microgranulares tendem a sobrepor-se nos vários diagramas de discriminação tectónica. No entanto, o granodiorito de duas micas e o granito moscovítico-biotítico tendem a individualizar-se e localizam-se mais próximo da transição para os granitos de sin-colisão; à semelhança do encontrado por Almeida e Ferreira (2003).

Os diagramas de Pearce et al. (1984) são construídos de um modo empírico em que o limite inferior do campo dos granitos sin-colisão é puramente arbitrário e o limite com o campo dos granitos intra-placa é dependente da composição da fonte crustal envolvida (Pearce et al., 1984). A distinção entre granitos de sin e pós-colisão não é possível nestes diagramas, pois os granitos podem ser projectados indiferentemente nos campos dos granitos de arcos vulcânicos, intra-placa e sin-colisão; tal como observado nos granitos hercínicos de Grandes-Rousses (Pearce et al., 1984) e da região de Carregal do Sal-Nelas-Lagares da Beira (Silva, 1995).

Os diagramas geoquímicos, normalizados para o granito hipotético da crista oceânica (ORG), construídos para as médias dos granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são apresentados na Fig. 21. Todas as rochas granitóides e encraves microgranulares apresentam anomalias positivas de Rb e negativas de Ba, Zr e Y e como estão enriquecidos em Rb relativamente a Ta e Nb (embora não apresentem enriquecimento em Th relativamente a Ta e Nb) e estão também enriquecidos em Ce e Sm relativamente aos seus elementos adjacentes terão origem dominantemente crustal (Pearce et al., 1984).

Os granodioritos e os encraves microgranulares possuem teores mais elevados de Ta a Yb do que os apresentados por Pearce et al. (1984) para os granitos de colisão e teores de Hf, Zr, Sm e Y próximos dos do factor normalizante (Fig. 21.a, 21.b). Estas características referem-se a granitos do tipo intra-placa; os quais são considerados como derivados de fontes mantélicas enriquecidas em elementos incompatíveis (Pearce et al., 1984). Os perfis obtidos para os granodioritos e encraves microgranulares podem indicar

alguma contribuição de material infracrustal na origem destas rochas, tal como encontrado nos granitos da região de Carregal do Sal-Nelas-Lagares da Beira por Silva (1995). O granito moscovítico-biotítico possui teores de Zr a Yb inferiores aos do factor normalizador à semelhança dos granitos de colisão (Fig. 21.b).

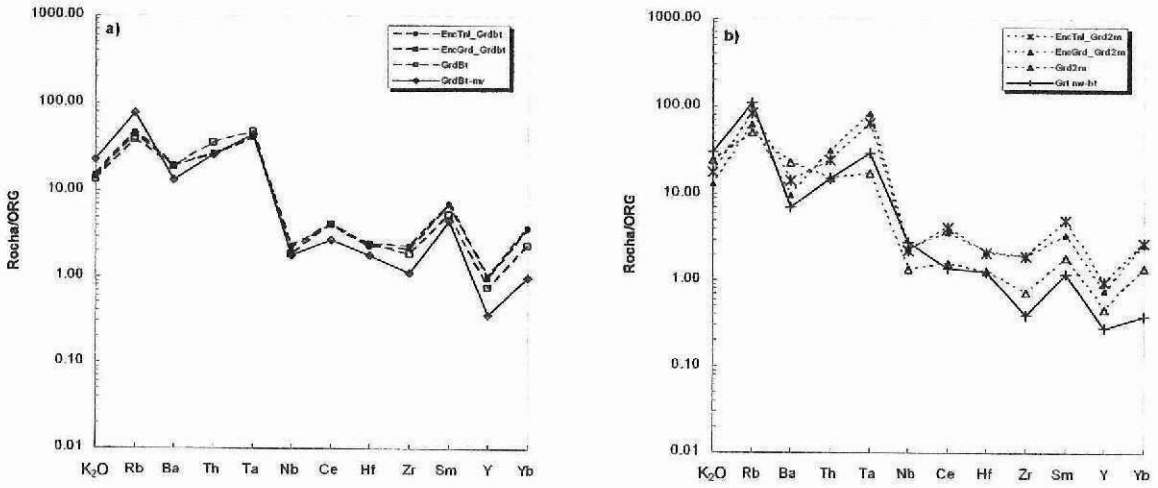

Figura 21. Diagramas geoquímicos normalizados para ORG, segundo Pearce et al. (1984), para a média de: a) encraves tonalíticos, encraves granodioríticos, granodiorito biotítico hospedeiro e granodiorito biotítico-moscovítico; b) encraves tonalíticos, encraves granodioríticos, granodiorito de duas micas hospedeiro e granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. ORG - granito hipotético da crista oceânica. Símbolos como na Figura 13.

4.2.1. *Diagramas de Variação*

A distribuição dos elementos maiores e elementos menores das rochas ígneas é geralmente apresentada nos diagramas de Harker, onde se projectam os elementos químicos determinados e quocientes versus SiO_2 da rocha total.

Nas rochas granitóides e nos encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, alguns valores de SiO_2 são semelhantes e não permitem uma forte discriminação entre as várias rochas granitóides; pelo que foi seleccionado o FeO total das rochas como índice de diferenciação, pois permite distinguir melhor os granitóides do que o SiO_2.

Os diagramas de variação testados para as rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova sugerem a definição de duas evoluções distintas (Fig. 22.a). A sequência observada nos diagramas de variação construídos para os encraves tonalíticos e encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico, e granodiorito biotítico hospedeiro é melhor representada por uma curva do que por uma recta, o que indica um processo de diferenciação magmática, a relacionar estas rochas (Fig. 22.a). Nesta sequência há aumento em SiO_2 e Rb/Ba e decréscimo em TiO_2, FeOt, MgO, MnO, CaO, V, Zn, Ni, Co, Zr, Sc e Y (Figs. 22.a, 22.b; Tabela 2). Na maioria dos gráficos, o granodiorito biotítico-moscovítico está um pouco afastado do granodiorito biotítico e nos gráficos de SiO_2, Co e Rb/Ba vê-se que não pertence à sequência (Fig. 22.a, 22.b). Por isso, corresponderá a uma pulsação magmática distinta.

As variações encontradas para o granodiorito de duas micas hospedeiro e seus encraves granodioríticos são melhor representadas por uma recta do que por uma curva, embora haja dispersão, o que sugere a existência de um processo de mistura (e.g., Campos et al., 2002). As distribuições lineares de mistura para todos os elementos identificará mistura perfeita, o que é invulgar, pois a mistura de dois magmas com propriedades físicas distintas origina rochas híbridas plutónicas heterogéneas (e.g., Van der Laan e Wyllie, 1993). Além disso, as distribuições lineares podem também resultar de outros processos

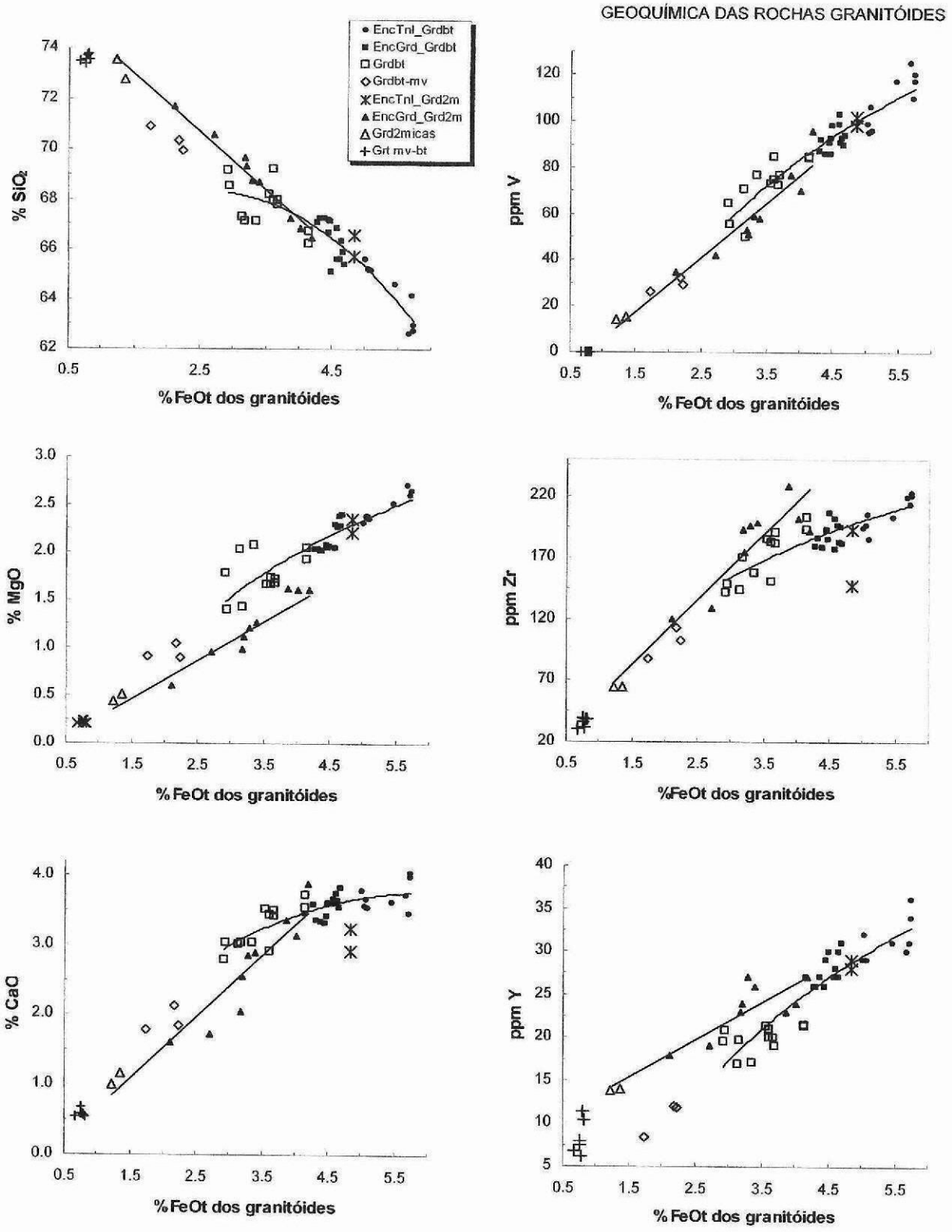

Figura 22.a. Diagramas de variação das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. EncTnl_Grdbt – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico; EncGrd_Grdbt – encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico; Grdbt – granodiorito biotítico hospedeiro; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; EncTnl_Grd 2m – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; EncGrd_Grd 2m – encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; Grd2m – granodiorito de duas micas; Grt mv-bt – granito moscovítico-biotítico.

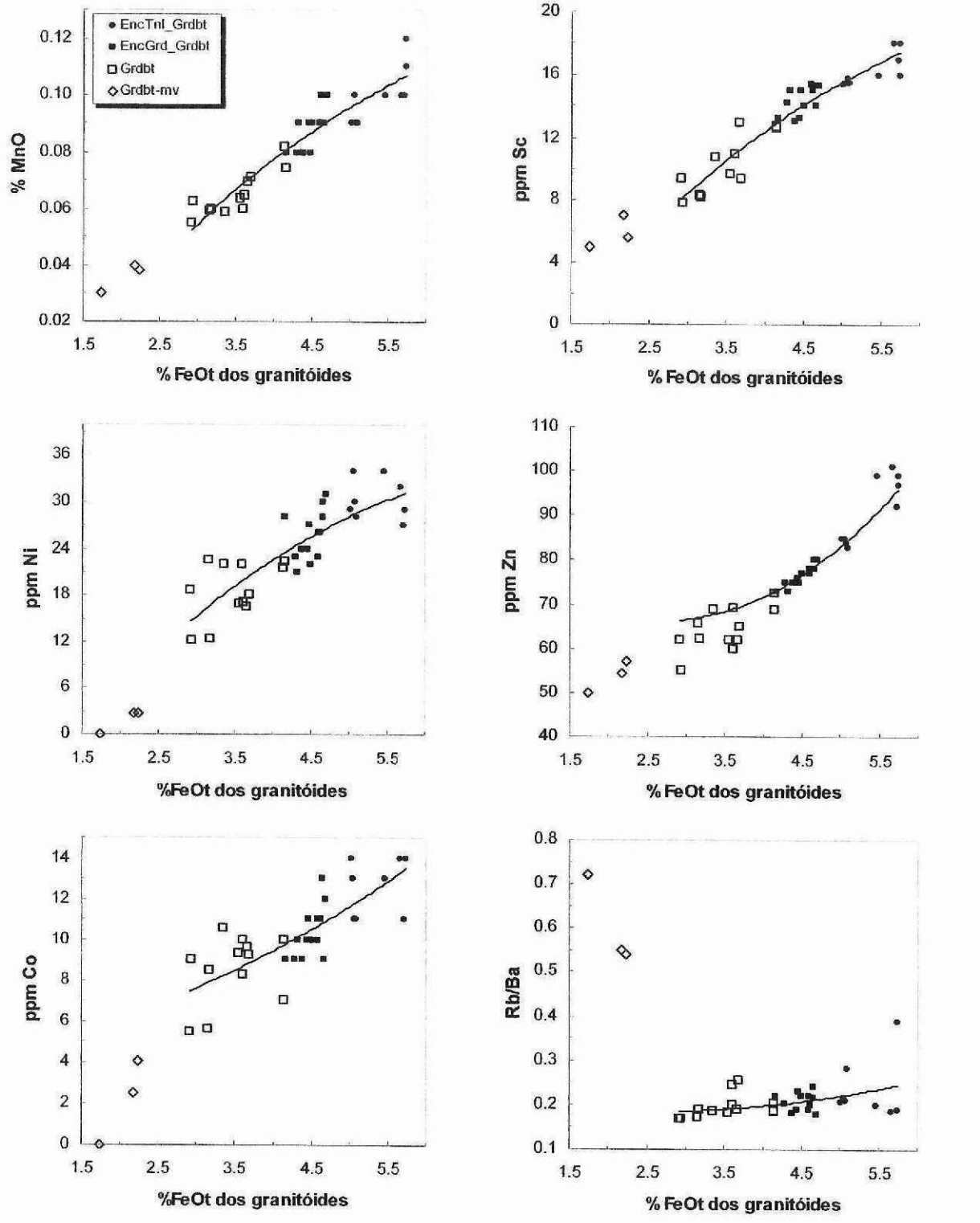

Figura 22.b. Diagramas de variação para o granodiorito biotítico e seus encraves microgranulares e granodiorito biotítico-moscovítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. EncTnl_Grdbt – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico; EncGrd_Grdbt – encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico; Grdbt – granodiorito biotítico hospedeiro; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico.

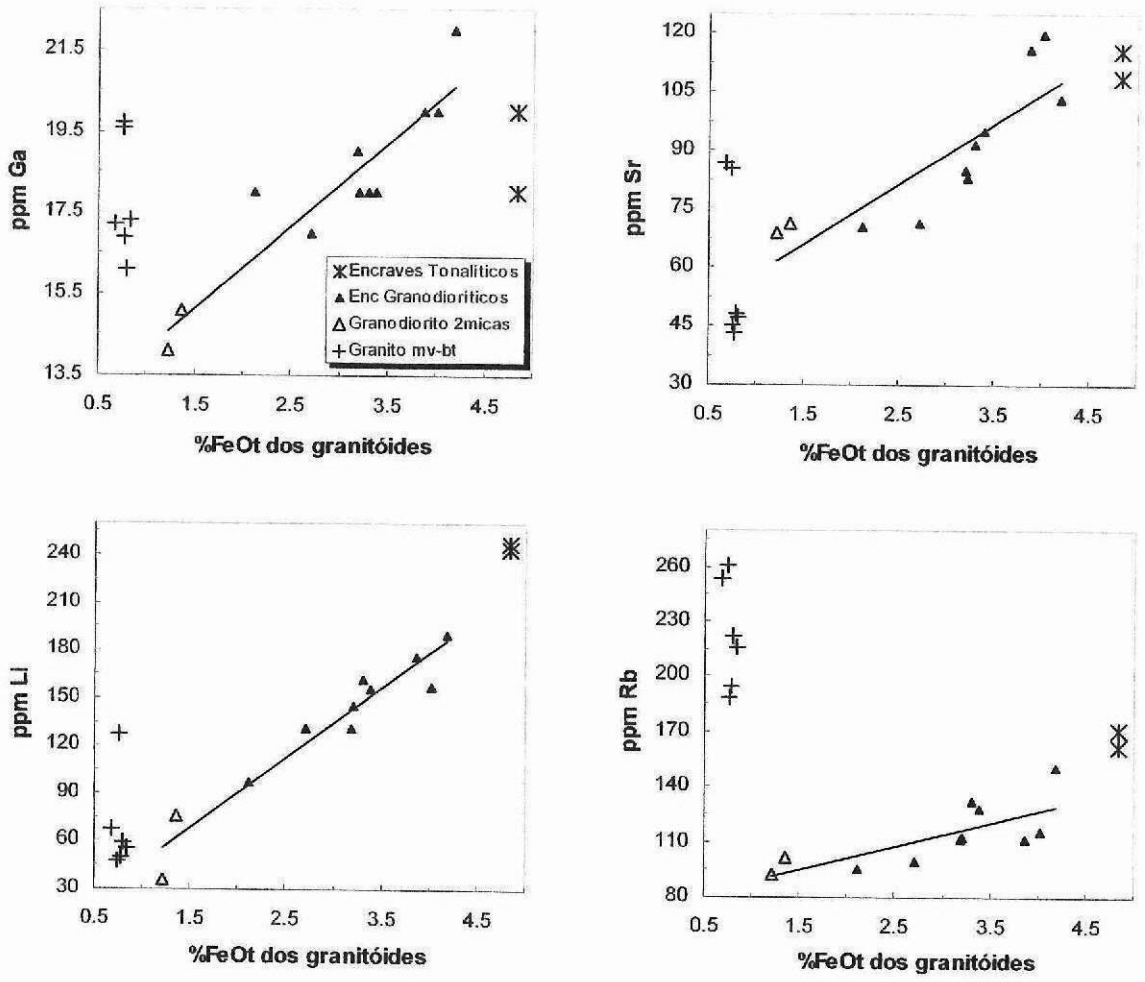

Figura 22.c. Diagramas de variação para o granodiorito de duas micas e seus encraves microgranulares e granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Enc – encraves; Granito mv-bt – granito moscovítico-biotítico.

magmáticos. Contudo, os encraves tonalíticos geralmente não se projectam nestas distribuições lineares e corresponderão a uma outra pulsação distinta (Fig. 22.c). A variação linear encontrada para os encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro revelam aumento em SiO_2, K_2O, K/Rb e Pb e decréscimo em TiO_2, FeO total, MnO, MgO, CaO, Ga, Cr, V, Nb, Zn, Li, Zr, Sc, Y, Sr e Rb (Figs. 22.a, 22.c; Tabela 2). Os encraves tonalíticos apresentam teores mais elevados de TiO_2, FeO total, MgO, CaO, Ga Cr, V, Zr, Sc Y e Sr, mas teores mais baixos de SiO_2 e Na_2O do que o granodiorito de duas micas

hospedeiro (Figs. 22.a, 22.c; Tabela 2). Contudo, também possuem mais Li e Rb do que o granodiorito de duas micas hospedeiro devido a serem mais ricos em biotite do que o granodiorito hospedeiro.

O granito moscovítico-biotítico, por sua vez, apresenta uma composição geoquímica distinta, correspondendo à rocha mais evoluída do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e projecta-se fora da curva e recta definidas, pelo que não se relacionará com nenhum destes mecanismos (Figs. 22.a, 22.c). O granito moscovítico-biotítico atinge os valores mais elevados de SiO_2, K_2O, P_2O_5, Sn e Rb, mas com os valores mais baixos de TiO_2, FeO total, MgO, CaO, V, Zn, Zr e Sc (Tabela 2; Figs. 22.a, 22.c). As suas características geoquímicas sugerem que corresponderá a uma pulsação magmática distinta.

4.2.2. *TERRAS RARAS*

A projecção dos teores de terras raras (Tabela 5), normalizadas em relação aos condritos, usando os coeficientes propostos por Taylor e McLennan (1985), para as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova é apresentada na Fig. 23. Todas as rochas granitóides e encraves microgranulares revelam uma concentração de terras raras baixa a moderada (ΣREE = 16 – 140), com perfis enriquecidos em terras raras leves comparativamente com as terras raras pesadas (Tabela 5; Fig. 23). Os perfis de terras raras para as rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova apresentam-se apenas levemente fraccionados, tal como encontrado por Beetsma (1995), e com valores baixos de fraccionamento de terras raras leves relativamente às terras raras pesadas (La_N/Lu_N = 3 - 14) (Tabela 5). As anomalias negativas de Eu (Figs. 23.a, 23.b) apresentadas pelas rochas granitóides e seus encraves microgranulares sugerem tratar-se de magmas derivados de protólitos metassedimentares (Nabelek e Glascock, 1995). Não foram encontradas diferenças significativas no grau de fraccionação dentro das terras raras pesadas (Gd_N/Lu_N = 2 - 4) e das terras raras leves (La_N/Sm_N = 2 - 3) (Tabela 5).

Os minerais acessórios são os principais reservatórios de terras raras, concentrando-as fortemente, pelo que as variações nas terras raras serão condicionadas pela fraccionação dos minerais acessórios. A fraccionação de monazite, alanite e esfena provoca diminuição das terras raras leves, enquanto que a fraccionação do zircão provoca uma diminuição das terras raras pesadas e a fraccionação da apatite ocasiona decréscimo em terras raras médias e pesadas (e.g., Mittlefehldt e Miller, 1983). Além dos minerais acessórios, a plagioclase concentra o Eu, pelo que com a sua fraccionação aumentará a anomalia negativa deste elemento (Silva, 1995).

Tabela 5. Terras raras (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	EncTonalíticos			EncGranodioríticos				Granodiorito Biotítico							
	no granodiorito biotítico			no granodiorito biotítico											
	E22	**E27**	**E26**	**RC**	**EQ**	**E11**	**E10**	**NP**	**RN**	**GPF**	**XG**	**PEDH**	**PSG**	**CARD1**	**RA**
La	18.80	22.40	18.60	19.30	18.62	20.60	12.60	18.93	19.90	16.14	17.70	21.90	15.53	26.30	18.82
Ce	41.80	50.00	40.70	40.90	42.03	44.70	28.30	43.85	42.80	35.17	36.00	45.50	36.96	56.70	45.08
Pr	5.28	6.17	5.23	5.24	5.55	5.40	3.67	4.82	5.26	3.95	4.40	5.36	3.79	6.85	5.30
Nd	22.90	25.40	21.10	21.50	22.82	22.70	15.20	20.35	21.50	16.09	17.10	21.70	16.29	27.00	21.31
Sm	5.60	5.70	4.80	5.10	5.17	5.20	4.10	4.23	4.40	3.36	3.70	4.30	3.46	5.50	4.56
Eu	1.12	0.98	1.00	0.97	1.08	0.90	0.92	1.15	1.06	0.94	0.92	1.07	0.86	0.99	0.81
Gd	6.34	6.47	5.60	6.00	5.27	6.34	4.77	4.13	4.60	2.91	3.48	4.39	2.85	5.37	4.22
Tb	0.99	1.00	0.87	0.96	0.90	0.97	0.78	0.66	0.71	0.46	0.57	0.65	0.47	0.78	0.71
Dy	6.09	5.75	5.22	5.64	5.39	5.64	4.94	3.60	4.09	2.55	3.06	3.73	2.82	4.08	4.03
Ho	1.24	1.15	1.09	1.21	1.10	1.21	1.01	0.70	0.85	0.54	0.63	0.73	0.58	0.81	0.89
Er	3.88	3.26	3.10	3.21	3.05	3.43	2.89	1.81	2.34	1.53	1.78	2.34	1.58	2.21	2.46
Tm	0.53	0.50	0.42	0.48	0.43	0.48	0.43	0.25	0.37	0.22	0.28	0.33	0.24	0.34	0.35
Yb	3.50	3.10	2.70	3.10	2.86	3.30	3.00	1.72	2.50	1.39	1.80	2.30	1.70	2.30	2.41
Lu	0.53	0.49	0.43	0.56	0.43	0.47	0.48	0.25	0.41	0.21	0.25	0.35	0.25	0.27	0.37
ΣREE	118.6	132.4	110.9	114.2	114.7	121.3	83.1	106.4	110.8	85.4	91.7	114.7	87.4	139.5	111.3
LaN/LuN	3.7	4.7	4.5	3.6	4.5	4.6	2.7	8.0	5.0	8.1	7.4	6.5	6.4	10.1	5.3
GdN/LuN	1.5	1.6	1.6	1.3	1.5	1.7	1.2	2.1	1.4	1.8	1.7	1.6	1.4	2.5	1.4
LaN/SmN	2.1	2.5	2.4	2.4	2.3	2.5	1.9	2.8	2.8	3.0	3.0	3.2	2.8	3.0	2.6
Eu/Eu*	0.57	0.49	0.59	0.53	0.63	0.48	0.63	0.83	0.72	0.90	0.77	0.75	0.82	0.55	0.6

N – valor normalizado para condrito. * - valor de Eu interpolado entre o Sm e Gd normalizados. A ordem dos resultados em cada rocha granitóide corresponde a valores crescentes de SiO_2. Enc – encraves; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; EncTnl – encraves tonalíticos; Grd2micas – granodiorito de duas micas.

Tabela 5. Terras raras (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Grdbt-mv			EncTnl	EncGranodioríticos			Grd2micas		Granito mv-bt		
				no Grd2m	no granodiorito duas micas							
	PB	**CR**	**GPVI**	**E13f**	**E14**	**E15**	**E16**	**REPA1**	**REPA2**	**CTV**	**CEM**	**IDN1**
La	11.15	16.60	11.90	16.50	12.20	11.40	8.30	6.90	7.10	2.59	2.31	2.24
Ce	25.65	36.60	26.82	37.00	29.00	23.30	18.40	13.80	14.35	6.57	6.78	5.96
Pr	3.33	4.55	3.27	4.59	3.28	2.89	2.21	1.84	1.91	0.78	0.69	0.62
Nd	13.79	18.00	13.39	18.60	13.50	11.50	9.10	6.80	7.20	3.15	2.93	2.61
Sm	3.22	4.00	3.11	3.80	3.10	2.50	2.10	1.75	1.65	0.97	0.96	0.82
Eu	0.56	0.67	0.66	1.06	0.65	0.62	0.44	0.44	0.50	0.17	0.18	0.23
Gd	2.65	3.72	2.53	4.61	3.56	2.89	2.45	1.84	2.04	1.17	1.18	1.03
Tb	0.39	0.48	0.35	0.69	0.59	0.48	0.42	0.38	0.39	0.22	0.23	0.20
Dy	1.87	2.49	1.69	3.92	3.74	2.77	2.77	2.23	2.21	1.28	1.36	1.14
Ho	0.32	0.45	0.30	0.79	0.84	0.59	0.57	0.49	0.50	0.19	0.23	0.17
Er	0.78	1.21	0.78	2.18	2.54	1.82	1.61	1.61	1.60	0.43	0.48	0.36
Tm	0.09	0.18	0.11	0.32	0.41	0.29	0.27	0.21	0.21	0.06	0.06	0.05
Yb	0.60	1.20	0.65	2.30	2.70	2.00	2.00	1.75	1.80	0.32	0.34	0.30
Lu	0.08	0.18	0.10	0.34	0.46	0.34	0.30	0.24	0.24	0.04	0.05	0.04
ΣREE	64.5	90.3	65.7	96.7	76.6	63.4	50.9	40.3	41.7	17.9	17.8	15.8
LaN/LuN	14.1	9.6	12.9	5.0	2.8	3.5	2.9	2.9	3.1	6.6	5.2	6.0
GdN/LuN	4.0	2.6	3.3	1.7	1.0	1.1	1.0	0.9	1.1	3.6	3.2	3.3
LaN/SmN	2.2	2.6	2.4	2.7	2.5	2.9	2.5	2.5	2.7	1.7	1.5	1.7
Eu/Eu*	0.57	0.52	0.70	0.77	0.60	0.70	0.59	0.74	0.82	0.50	0.52	0.76

N – valor normalizado para condrito. * - valor de Eu interpolado entre o Sm e Gd normalizados. A ordem dos resultados em cada rocha granitóide corresponde a valores crescentes de SiO_2. Enc – encraves; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; EncTnl – encraves tonalíticos; Grd2micas – granodiorito de duas micas; Granito mv-bt – granito moscovítico-biotítico.

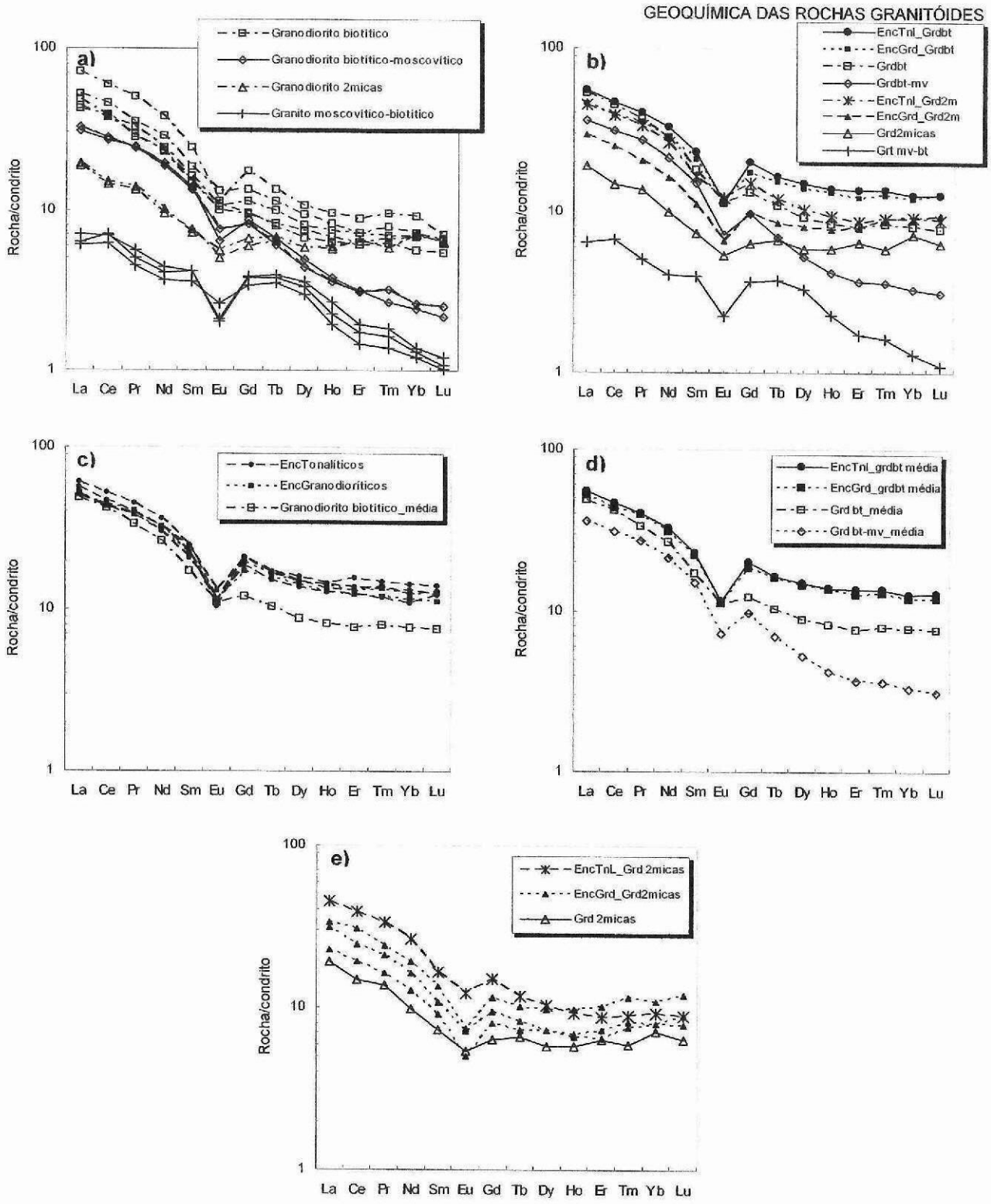

Figura 23. Diagramas de terras raras para as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. a) amostras representativas das rochas granitóides; b) média das rochas granitóides e encraves microgranulares; c) amostras representativas dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e média do granodiorito biotítico hospedeiro; d) média dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos, granodiorito biotítico hospedeiro e granodiorito biotítico-moscovítico; e) amostras representativas dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro.

Os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro mostram perfis de terras raras subparalelos com decréscimo de todas as terras raras desde os encraves para o granodiorito hospedeiro (Fig. 23.c). A presença de perfis de terras raras subparalelos entre si, associado ao decréscimo de terras raras desde os encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro apoiam a sequência de diferenciação magmática proposta para estas rochas (e.g., Albuquerque, 1978; Dias, 1987; Neiva et al., 1987; Silva e Neiva, 1990; Neiva, 1992, 1998; Neiva e Campos, 1992, Gomes, 1996, Neiva e Gomes, 2001, Gomes e Neiva, 2002). O perfil de terras raras do granodiorito biotítico-moscovítico não é subparalelo nas terras raras pesadas em relação aos anteriores, pois revela uma maior fraccionação das terras raras leves relativamente às terras raras pesadas (Fig. 23.d; Tabela 5), sugerindo que não pertence à sequência.

O granodiorito de duas micas é mais pobre em terras leves e com o menor fraccionamento de terras raras leves em relação às terras raras pesadas (La_N/Lu_N = 3) e menor fraccionamento dentro das terras raras pesadas (Gd_N/Lu_N = 1) do que os granodioritos biotítico e biotítico-moscovítico (Tabela 5). Embora, o perfil de terras raras do granodiorito de duas micas seja subparalelo, para as terras raras leves, aos perfis dos granodioritos biotítico e biotítico-moscovítico, nas terras raras pesadas corta nitidamente o perfil do granodiorito biotítico (Figs. 23.a, 23.b), sugerindo que não estará relacionado com nenhum dos outros dois granodioritos.

Os encraves tonalíticos são mais enriquecidos em terras raras (ΣREE = 97) e com maior fraccionamento de terras raras leves relativamente às terras raras pesadas (La_N/Lu_N = 5) do que o granodiorito de duas micas hospedeiro. Contudo, as diferenças encontradas entre os encraves microgranulares e este granodiorito hospedeiro não são significativas (Tabela 5). Os encraves tonalíticos e granodioríticos e o granodiorito de duas micas hospedeiro apresentam perfis de terras raras leves subparalelos entre si, mas cortam-se nas terras raras pesadas (Fig. 23.e); o que poderá ser explicado pelo possível processo de

mistura de magmas que relacionará este granodiorito e seus encraves microgranulares (e.g., Campos et al., 2002).

O granito moscovítico-biotítico é o mais pobre em terras raras pesadas e leves de todas as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Figs. 23a, b) e o seu perfil de terras raras não se apresenta subparalelo relativamente às restantes rochas; sugerindo que corresponderá a uma pulsação magmática distinta.

4.3. Geoquímica dos Minerais

4.3.1. Feldspatos

As composições químicas do feldspato potássico e da plagioclase, analisadas por microssonda electrónica, nos diversos encraves microgranulares e granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, bem como, as respectivas fórmulas estruturais, calculadas com base em 32 átomos de oxigénio, e as percentagens molares de ortoclase (Or), albite (Ab) e anortite (An) são dadas nas Tabelas 6 e 7. Para cada tipo de encrave microgranular e granitóide analisaram-se os feldspatos das amostras menos e mais ricas em SiO_2 e de algumas amostras de composição intermédia, bem como, de qualquer outra cujas características particulares o justificassem.

A Tabela 8 apresenta o resumo das composições químicas do feldspato potássico e da plagioclase, em termos de teor de Or e de An, respectivamente, e o teor de BaO dos feldspatos potássicos. Essas composições são representativas dos feldspatos de fenocristais e da matriz dos encraves microgranulares e rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

Na Tabela 9, são apresentadas as composições de plagioclase com zonamento oscilatório de amostras seleccionadas e sua variação ao longo do cristal de plagioclase.

4.3.1.1. Feldspato Potássico

A composição química do feldspato potássico mostra alguma variação dentro dos encraves microgranulares e das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, apresentando teores de Or que variam entre 80 e 100% (Tabelas 6, 8). Contudo, não foram encontradas diferenças composicionais significativas entre o centro e o bordo dos cristais de feldspato potássico, tanto dos fenocristais como da matriz.

Tabela 6. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves Tonalíticos no Granodiorito biotítico																	
	E9				E17			E25A				E26				E27	
	fncx		mtx		fncx		mtx	fncx		mtx		fncx		mtx		fncx	mtx
	mín	máx	mín	máx	mín	máx	méd	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	méd	méd
SiO_2	64.78	65.08	64.74	64.39	65.31	65.08	63.75	64.75	64.39	65.03	64.85	64.74	64.05	65.31	65.21	65.19	65.04
TiO_2	-	-	0.07	0.12	-	-	0.02	0.01	0.12	0.07	-	0.07	0.01	0.08	0.08	-	0.13
Al_2O_3	18.80	18.67	18.81	18.67	18.44	18.67	18.95	18.21	18.67	18.54	18.91	18.81	18.29	18.77	18.76	18.35	18.69
FeO	-	-	0.03	0.06	0.03	-	0.10	0.09	0.06	-	-	0.03	0.10	-	0.02	-	-
MnO	0.10	-	0.04	0.09	0.04	-	-	-	0.09	-	0.04	0.04	-	0.21	0.02	-	-
MgO	0.12	0.05	-	-	0.08	0.05	0.07	0.05	-	-	0.03	-	0.07	0.01	0.02	-	0.03
BaO	0.03	0.18	0.37	0.06	0.43	0.18	0.20	0.37	0.06	0.24	0.13	0.37	0.37	0.01	0.27	0.06	0.04
CaO	-	-	0.04	-	0.02	-	0.01	0.01	-	0.01	0.03	0.04	0.01	-	0.01	-	-
Na_2O	0.61	0.44	0.53	0.37	0.52	0.44	0.56	0.32	0.37	0.41	0.23	0.53	0.44	0.24	0.22	0.11	0.31
K_2O	15.92	15.74	15.42	16.28	15.72	15.74	15.99	15.84	16.28	15.99	15.92	15.42	15.98	15.86	15.73	16.13	15.89
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.34	100.15	100.11	100.03	100.59	100.15	99.65	99.65	100.03	100.29	100.18	100.11	99.40	100.55	100.33	99.84	100.13
Si	11.927	11.984	11.940	11.920	12.002	11.984	11.857	12.017	11.920	11.984	11.946	11.940	11.951	11.974	11.984	12.041	11.974
Al	4.080	4.052	4.088	4.074	3.995	4.052	4.154	3.983	4.074	4.027	4.105	4.088	4.023	4.057	4.065	3.995	4.056
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	0.009	0.016	-	-	0.003	0.001	0.016	0.009	-	0.009	0.001	0.011	0.011	-	0.017
Mg	0.032	0.013	-	-	0.022	0.013	0.019	0.014	-	-	0.008	-	0.020	0.003	0.005	-	0.008
Fe	-	-	0.004	0.009	0.005	-	0.016	0.014	0.009	-	-	0.004	0.016	-	0.003	-	-
Mn	0.015	-	0.006	0.014	0.006	-	-	0.000	0.014	-	0.006	0.006	-	0.033	0.003	-	-
Na	0.216	0.158	0.191	0.132	0.186	0.158	0.202	0.115	0.132	0.148	0.082	0.191	0.161	0.085	0.078	0.039	0.111
Ca	-	-	0.008	-	0.004	-	0.002	0.002	-	0.002	0.006	0.008	0.002	-	0.002	-	-
K	3.739	3.697	3.628	3.846	3.685	3.697	3.794	3.750	3.846	3.760	3.742	3.628	3.804	3.709	3.687	3.801	3.733
Ba	0.002	0.013	0.027	0.004	0.031	0.013	0.015	0.027	0.004	0.017	0.009	0.027	0.027	0.001	0.019	0.004	0.003
Z	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0
X	4.0	3.9	3.9	4.0	3.9	3.9	4.0	3.9	4.0	3.9	3.9	3.9	4.0	3.8	3.8	3.8	3.9
Or	93	96	95	96	94	96	95	97	96	96	97	95	95	97	98	99	97
Ab	5	4	5	3	5	4	5	3	3	4	2	5	4	2	2	1	3
An	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0

fncx – fenocristal; mtx – matriz. - não detectado. mín – valor mínimo; máx – valor máximo. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 6. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Encraves Granodioríticos no Granodiorito biotítico							Granodiorito biotítico									
	EP7		E21		E24		RC	NP				PSG		CARD		RA	
	mtx		mtx		mtx		mtx	fncx		mtx		fncx	mtx	mtx		fncx	
	mín	máx	mín	máx	mín	máx	méd	mín	máx	mín	máx	méd	méd	mín	máx	mín	máx
SiO_2	65.08	65.19	65.00	65.05	65.31	64.79	63.11	65.62	65.08	65.08	65.37	65.31	64.96	65.08	64.94	64.71	64.81
TiO_2	-	-	-	-	-	0.01	0.03	0.02	0.07	0.10	0.01	0.00	0.02	0.07	0.01	-	0.01
Al_2O_3	18.67	18.35	18.42	18.62	18.44	18.27	19.36	18.19	18.76	18.74	18.29	18.44	18.19	18.76	18.36	18.85	18.42
FeO	-	-	-	0.02	0.03	-	0.05	0.01	0.05	0.10	-	0.03	0.01	0.05	-	-	0.03
MnO	-	-	0.01	-	0.04	0.01	-	-	-	0.07	-	0.04	-	-	-	0.15	0.04
MgO	0.05	-	0.02	0.02	0.08	-	-	-	-	0.03	-	0.08	-	-	-	0.05	0.05
BaO	0.18	0.06	0.29	0.33	0.43	-	0.95	-	0.33	0.13	-	0.43	-	0.33	-	0.30	0.23
CaO	-	-	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.07	0.05	-	0.02	0.02	0.07	-	-	0.04
Na_2O	0.44	0.11	0.31	0.23	0.52	0.51	0.68	0.93	0.73	0.67	0.10	0.52	0.93	0.73	0.59	0.58	0.55
K_2O	15.74	16.13	15.52	16.24	15.72	16.06	15.34	15.00	14.90	15.55	16.27	15.72	15.55	14.90	15.87	15.61	14.87
P_2O_5	-	-	-	-	-	nd	-	-	-	-	-	-	nd	-	nd	-	-
Total	100.15	99.84	99.59	100.53	100.59	99.66	99.54	99.79	100.04	100.53	100.10	100.59	99.67	100.04	99.77	100.26	99.05
Si	11.984	12.041	12.027	11.976	12.002	12.009	11.785	12.073	11.972	11.947	12.047	12.002	12.020	11.972	12.008	11.929	12.024
Al	4.052	3.995	4.017	4.041	3.995	3.991	4.262	3.944	4.067	4.055	3.974	3.995	3.967	4.067	4.002	4.096	4.028
P	-	-	-	-	-	nd	-	-	-	-	-	-	nd	-	nd	-	-
Ti	-	-	-	-	-	0.001	0.004	0.003	0.009	0.013	0.001	-	0.002	0.009	0.002	-	0.001
Mg	0.013	-	0.006	0.005	0.022	-	-	-	-	0.008	-	0.022	-	-	-	0.013	0.014
Fe	-	-	-	0.003	0.005	-	0.008	0.002	0.007	0.015	-	0.005	0.001	0.007	-	-	0.005
Mn	-	-	0.002	-	0.006	0.002	-	-	-	0.010	-	0.006	-	-	-	0.024	0.006
Na	0.158	0.039	0.111	0.081	0.186	0.182	0.245	0.332	0.260	0.239	0.035	0.186	0.332	0.260	0.210	0.208	0.198
Ca	-	-	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.013	0.009	-	0.004	0.004	0.013	-	-	0.008
K	3.697	3.801	3.664	3.814	3.685	3.798	3.654	3.521	3.498	3.641	3.824	3.685	3.671	3.498	3.743	3.671	3.519
Ba	0.013	0.004	0.021	0.024	0.031	-	0.070	-	0.024	0.010	-	0.031	-	0.024	-	0.022	0.017
Z	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.1
X	3.9	3.8	3.8	3.9	3.9	4.0	4.0	3.9	3.8	3.9	3.9	3.9	4.0	3.8	4.0	3.9	3.8
Or	96	99	97	98	94	95	94	91	93	93	99	94	92	93	95	94	94
Ab	4	1	3	2	5	5	6	9	7	6	1	5	8	7	5	5	5
An	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0

fncx – fenocristal; mtx – matriz. mín – valor mínimo; máx – valor máximo. - não detectado; nd – não determinado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 6. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Grd biotítico		Granodiorito biotítico-moscovítico							Enc. Tonalíticos no			Encraves Granodioríticos no Granodiorito de duas micas				
	RA (cont.)		PB				GPVI			E13g		E13f	ES		EP3	EP1	
	mtx		fncx		mtx		fncx		mtx	mtx		mtx	mtx		mtx	mtx	
	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	méd	mín	máx	méd	mín	máx	méd	mín	máx
SiO_2	64.96	64.79	64.39	64.71	65.09	65.21	65.04	64.92	64.99	63.71	63.91	63.98	64.38	65.81	65.31	64.53	65.44
TiO_2	0.02	0.01	0.12	0.02	0.03	0.08	0.13	-	-	0.08	-	-	-	0.08	0.08	-	0.04
Al_2O_3	18.19	18.27	18.67	18.66	18.55	18.76	18.69	18.45	18.80	18.27	18.74	18.54	18.39	18.18	18.77	18.53	18.59
FeO	0.01	-	0.06	-	0.02	0.02	-	0.06	-	0.02	0.03	0.02	0.16	0.05	-	0.06	0.02
MnO	-	0.01	0.09	-	0.07	0.02	-	-	0.05	-	-	0.02	-	0.18	0.21	-	-
MgO	-	-	-	0.03	0.06	0.02	0.03	-	-	-	0.09	0.07	0.07	0.02	0.01	0.14	-
BaO	-	-	0.06	0.34	0.14	0.27	0.04	0.65	0.54	0.04	-	0.10	0.47	0.02	0.01	-	-
CaO	0.02	0.01	-	0.13	-	0.01	-	0.05	-	0.05	-	-	0.06	0.01	-	-	-
Na_2O	0.93	0.51	0.37	0.05	0.67	0.22	0.31	0.00	0.07	2.50	1.13	0.36	0.40	0.20	0.24	0.37	0.20
K_2O	15.55	16.06	16.28	15.91	15.79	15.73	15.89	16.17	15.82	15.72	16.15	16.14	15.86	15.76	15.86	16.18	16.20
P_2O_5	nd	nd	-	-	-	-	-	-	-	0.17	0.30	0.21	0.09	-	-	-	-
Total	99.67	99.66	100.03	99.85	100.40	100.33	100.13	100.36	100.27	100.56	100.35	99.45	99.86	100.31	100.55	99.91	100.52
Si	12.020	12.009	11.920	11.973	11.974	11.984	11.974	11.994	11.977	11.801	11.812	11.903	11.948	12.077	11.974	11.944	12.008
Al	3.967	3.991	4.074	4.069	4.022	4.065	4.056	4.017	4.084	3.990	4.083	4.065	4.022	3.932	4.057	4.043	4.020
P	nd	nd	-	-	-	-	-	-	-	0.027	0.046	0.032	0.013	-	-	-	-
Ti	0.002	0.001	0.016	0.003	0.004	0.011	0.017	-	-	0.011	-	-	-	0.011	0.011	-	0.005
Mg	-	-	-	0.008	0.016	0.005	0.008	-	-	0.000	0.025	0.019	0.018	0.005	0.003	0.039	-
Fe	0.001	-	0.009	-	0.003	0.003	-	0.009	-	0.003	0.005	0.003	0.025	0.008	0.008	0.009	0.003
Mn	-	0.002	0.014	-	0.011	0.003	-	-	0.008	-	-	0.003	-	0.028	-	-	-
Na	0.332	0.182	0.132	0.018	0.239	0.078	0.111	-	0.025	0.896	0.404	0.131	0.144	0.071	0.033	0.134	0.070
Ca	0.004	0.003	-	0.025	-	0.002	-	0.010	-	0.010	-	-	0.011	0.002	0.085	-	-
K	3.671	3.798	3.846	3.756	3.706	3.687	3.733	3.811	3.720	3.715	3.808	3.829	3.755	3.690	3.709	3.820	3.792
Ba	-	-	0.004	0.025	0.010	0.019	0.003	0.047	0.039	0.003	0.000	0.007	0.034	0.001	0.001	0.000	0.000
Z	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0	16.1	15.8	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0
X	4.0	4.0	4.0	3.8	4.0	3.8	3.9	3.9	3.8	4.6	4.2	4.0	4.0	3.8	3.8	4.0	3.9
Or	92	95	96	99	93	98	97	100	99	80	90	96	96	98	97	96	98
Ab	8	5	3	0	6	2	3	0	1	19	10	3	4	2	2	3	2
An	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	0

Grd biotítico – granodiorito biotítico; Enc. – encraves. fncx – fenocristal; mtx – matriz. mín – valor mínimo; máx – valor máximo. - não detectado; nd – não determinado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 6. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Enc.Granodioríticos no Grd. duas micas			Granodiorito de duas micas								Granito moscovítico-biotítico							
	E14	E16		REPA 1				REPA 2				CTV		CEM		IDN2		IDN1	
	mtx	mtx		fncx		mtx		fncx		mtx		mtx		mtx		mtx		mtx	
	méd	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx
SiO_2	66.17	63.88	63.99	64.53	65.44	65.35	65.73	63.69	64.12	65.89	66.25	65.35	65.32	64.53	66.25	63.91	64.56	64.08	64.01
TiO_2	-	-	-	-	0.04	0.04	-	-	0.02	-	0.02	0.04	-	-	0.02	-	-	-	-
Al_2O_3	18.16	18.51	18.44	18.53	18.59	18.47	18.28	18.32	18.38	18.45	18.29	18.47	18.54	18.53	18.29	18.74	18.85	18.82	18.72
FeO	0.06	0.01	-	0.06	0.02	0.04	0.02	0.01	-	0.20	0.08	0.04	-	0.06	0.08	-	-	-	-
MnO	0.04	0.01	-	-	-	0.04	-	0.01	-	0.06	-	0.04	-	-	-	-	0.03	0.01	0.02
MgO	0.07	-	-	0.14	-	-	-	0.01	-	-	0.02	-	-	0.14	0.02	0.09	-	0.03	0.06
BaO	-	0.27	0.41	-	-	-	0.05	0.49	0.68	0.15	-	-	0.05	-	-	-	0.04	0.07	0.09
CaO	-	-	0.18	-	-	0.03	0.02	0.05	0.03	-	-	0.03	-	-	-	-	0.06	-	0.02
Na_2O	0.05	0.64	0.42	0.37	0.20	0.62	0.41	0.56	0.46	0.08	0.03	0.62	0.01	0.37	0.03	1.13	0.32	0.75	0.26
K_2O	15.51	15.89	16.06	16.18	16.20	15.60	16.02	16.03	15.88	15.74	15.85	15.60	16.24	16.18	15.85	16.15	15.76	15.58	16.21
P_2O_5	-	0.34	0.26	-	-	-	-	0.32	0.01	-	-	-	-	-	-	0.30	0.24	0.40	0.17
Total	100.05	99.56	99.77	99.91	100.52	100.18	100.52	99.48	99.58	100.57	100.54	100.18	100.17	99.91	100.54	100.35	99.98	99.74	99.63
Si	12.130	11.878	11.895	11.944	12.008	12.015	12.058	11.885	11.953	12.063	12.107	12.015	12.022	11.944	12.107	11.812	11.905	11.851	11.889
Al	3.924	4.057	4.040	4.043	4.020	4.002	3.952	4.029	4.038	3.982	3.940	4.002	4.023	4.043	3.940	4.083	4.098	4.103	4.099
P	-	0.053	0.041	-	-	-	-	0.050	0.001	-	-	-	-	-	-	0.046	0.038	0.063	0.026
Ti	0.018	-	-	-	0.005	0.005	-	-	0.002	-	0.003	0.005	-	-	0.003	-	-	-	-
Mg	-	-	-	0.039	-	-	-	0.001	-	-	0.005	-	-	0.039	0.005	0.025	-	0.008	0.016
Fe	0.009	0.002	0.001	0.009	0.003	0.006	0.003	0.001	-	0.030	0.012	0.006	-	0.009	0.012	-	-	-	-
Mn	0.006	0.002	-	-	-	0.006	-	0.001	-	0.009	-	0.006	-	-	-	-	0.005	0.002	0.003
Na	0.017	0.231	0.151	0.134	0.070	0.221	0.145	0.204	0.168	0.027	0.010	0.221	0.003	0.134	0.010	0.404	0.115	0.267	0.095
Ca	-	-	0.036	-	-	0.005	0.004	0.011	0.005	-	-	0.005	-	-	-	-	0.012	-	0.004
K	3.626	3.770	3.809	3.820	3.792	3.660	3.748	3.817	3.778	3.677	3.694	3.660	3.814	3.820	3.694	3.808	3.707	3.675	3.842
Ba	-	0.019	0.030	-	-	-	0.003	0.036	0.050	0.011	-	-	0.004	-	-	-	0.003	0.005	0.006
Z	16.1	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	15.9	16.0	16.0	16.0
X	3.7	4.0	4.0	4.0	3.9	3.9	3.9	4.1	4.0	3.8	3.7	3.9	3.8	4.0	3.7	4.2	3.8	4.0	4.0
Or	99	94	95	96	98	94	96	95	96	99	100	94	100	97	100	90	97	93	97
Ab	0	6	4	3	2	6	4	5	4	1	0	6	0	3	0	10	3	7	2
An	1	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1

Enc. – encraves; Grd. duas micas – granodiorito de duas micas. fncx – fenocristal; mtx – matriz. méd – valor médio; mín – valor mínimo; máx – valor máximo. - não detectado. Percentagens em moles de: Or -ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 7. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais da plagioclase das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves Tonalíticos no Granodiorito biotítico																							
	E9			E17				E25A				E26				E27				EP7				E8	
	fncx		mtx	fncx		mtx		fncx		mtx		fncx		mtx		fncx		mtx		fncx		mtx		fncx	
	bordo	centro	méd.	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro
SiO_2	61.42	54.44	55.35	61.24	55.22	63.84	58.80	63.02	57.54	61.08	56.52	60.89	62.26	59.74	59.60	64.76	59.52	63.50	62.09	60.31	55.26	56.47	60.62	62.58	56.48
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	-	-	-	0.02	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	0.04	-	0.01	-	0.01	0.02	-
Al_2O_3	23.70	28.41	27.76	23.97	27.94	22.43	25.54	22.67	28.28	24.31	27.50	23.90	23.41	24.53	24.75	21.26	24.52	21.80	22.85	24.70	27.98	27.10	24.56	23.30	27.16
FeO	0.08	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	-	0.05	0.05	0.01	0.01	0.13	0.05	0.05	0.03	0.18	0.08	-	0.04	0.01	0.03	0.01	-	0.02
MnO	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.01	0.01	-	0.02	-	-	-	0.01	0.03	-	-
MgO	-	-	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.01	0.01	-	-	0.01	-	-	-
BaO	0.03	-	0.07	-	-	-	0.03	-	0.01	0.02	0.03	0.03	-	0.03	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.00
CaO	5.70	11.29	10.28	6.07	10.51	3.99	7.86	5.12	9.43	6.09	9.66	6.06	5.09	6.74	6.88	4.20	9.06	4.77	5.89	6.60	10.30	9.19	6.22	4.76	9.56
Na_2O	8.78	5.24	5.95	8.40	5.71	9.41	7.39	8.65	6.56	8.30	6.17	8.73	9.47	8.27	8.17	9.17	6.57	9.21	8.51	8.16	6.02	8.80	8.39	9.04	6.22
K_2O	0.16	0.08	0.07	0.10	0.08	0.13	0.09	0.08	0.10	0.10	0.07	0.10	0.13	0.12	0.11	0.08	0.10	0.06	0.13	0.10	0.09	0.09	0.12	0.09	0.09
P_2O_5	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.05	0.05	0.00	0.10	-	0.03	0.01	0.06	-	-	-
Total	99.88	99.51	99.52	99.79	99.54	99.81	99.51	99.55	100.00	99.94	99.98	99.74	100.50	99.50	99.64	99.57	99.98	99.55	99.51	99.96	99.68	99.58	99.96	99.84	99.53
Si	10.946	9.877	10.024	11.047	9.995	11.298	10.559	10.486	9.772	10.452	10.305	11.293	10.633	11.471	10.767	11.471	10.658	11.293	11.083	11.487	10.608	11.495	10.931	11.138	10.192
Al	4.978	6.074	5.927	4.936	5.961	4.678	5.405	5.418	6.130	5.458	5.592	4.571	5.245	4.437	5.037	4.437	5.174	4.571	4.807	4.479	5.330	4.479	5.038	4.807	5.777
P	-	-	-	-	0.005	-	-	0.009	-	-	0.006	0.014	-	0.007	0.017	0.007	-	0.014	-	0.034	0.006	-	0.005	-	-
Ti	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	-	-	-	0.004	-	-	-	0.003	0.001	0.051	0.001	-	-	0.005	-	0.001	-	0.001	0.002	-
Mg	0.001	-	0.002	-	0.001	-	0.001	-	-	-	-	0.002	0.004	-	0.010	-	0.005	0.002	0.002	-	-	-	-	-	-
Fe	0.009	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.012	0.008	0.008	0.001	0.011	0.024	0.004	0.036	0.004	0.027	0.011	-	0.002	-	0.003	0.002	0.003	0.004
Mn	0.001	-	-	-	-	-	-	0.002	-	-	0.002	0.004	-	0.001	0.009	0.001	-	0.004	-	-	0.001	0.001	0.001	-	-
Na	3.033	1.844	2.089	3.029	2.004	3.228	2.573	2.577	1.912	2.605	2.435	3.177	2.329	3.148	2.576	3.148	2.280	3.177	2.943	3.493	2.697	3.470	2.981	3.157	2.177
Ca	1.088	2.195	1.995	0.976	2.038	0.756	1.473	1.569	2.281	1.586	1.757	0.909	1.654	0.797	1.408	0.797	1.739	0.909	1.126	0.461	1.407	0.537	1.063	0.909	1.848
K	0.036	0.018	0.017	0.013	0.019	0.029	0.020	0.019	0.016	0.021	0.016	0.013	0.025	0.019	0.031	0.019	0.022	0.013	0.029	0.026	0.026	0.023	0.021	0.033	0.021
Ba	0.002	-	0.005	0.002	-	-	0.002	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.001	0.001	0.003	0.004	0.002	-
Z	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.8	15.9	15.9	16.0	15.9	16.0	16.0	15.9	16.0
X	4.2	4.1	4.1	4.0	4.1	4.0	4.1	4.2	4.2	4.2	4.2	4.1	4.0	4.0	4.1	4.0	4.1	4.1	4.1	4.0	4.1	4.0	4.1	4.1	4.1
Ab	73	45	51	75	49	80	63	62	45	62	58	78	58	79	64	79	56	78	72	88	65	86	73	77	54
An	26	54	49	24	50	19	36	38	54	38	42	22	41	20	35	20	43	22	27	12	34	13	26	22	46
Or	1	1	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	0

fncx – fenocristal; mtx – matriz. - não detectado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 7. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais da plagioclase das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Encraves Granodioríticos no Granodiorito biotítico									Granodiorito biotítico														
	E8		E21		E24			RC		NP				GPF	PSG				CARD				RA	
	mtx		mtx		fncx	mtx		mtx		fncx		mtx		mtx	fncx		mtx		fncx		mtx		mtx	
	bordo	centro	bordo	centro	méd.	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	méd.	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro
SiO_2	63.66	60.78	65.22	61.56	59.42	61.28	60.84	61.50	59.00	68.37	61.83	63.64	61.01	66.88	67.14	59.35	66.61	65.00	63.47	59.70	62.51	63.94	62.83	62.26
TiO_2	0.01	-	0.01	0.02	-	-	0.01	-	0.01	-	0.08	-	0.03	0.02	-	-	0.02	-	-	-	-	0.01	0.01	0.03
Al_2O_3	22.81	24.20	21.17	23.55	25.04	23.93	24.01	23.72	25.49	20.35	24.20	23.22	24.98	20.42	20.49	26.01	20.35	21.81	22.03	24.53	22.51	22.95	23.07	23.03
FeO	0.03	-	0.02	0.05	0.05	0.04	0.07	-	0.06	0.23	-	0.11	0.08	0.05	-	0.05	0.10	0.28	0.06	0.04	0.01	-	0.03	0.02
MnO	0.01	-	-	-	0.01	-	0.03	-	0.02	0.02	-	-	0.07	0.08	0.11	0.03	0.05	0.03	0.08	0.02	-	0.01	-	0.06
MgO	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.03	-	-	0.19	-	0.01	0.01	0.02	-	-
BaO	-	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	-	-	-	0.02	-	nd	nd	0.19	nd	0.02	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	4.27	6.09	2.42	5.57	7.04	5.33	6.13	5.40	7.58	3.29	7.20	4.69	6.55	1.81	1.96	7.96	1.66	3.06	4.87	7.75	5.58	5.76	5.45	5.22
Na_2O	8.86	8.29	10.33	8.63	8.00	9.09	8.64	8.73	7.56	8.03	6.14	8.71	7.71	10.49	10.48	6.86	10.50	8.94	8.89	7.24	8.73	6.71	8.27	8.19
K_2O	0.16	0.10	0.10	0.08	0.08	0.07	0.05	0.12	0.09	0.06	0.10	0.07	0.06	0.10	0.02	0.10	0.18	0.19	0.09	0.20	0.08	0.10	0.14	0.10
P_2O_5	-	0.06	0.31	0.02	0.02	-	0.01	0.07	-	-	-	-	-	0.09	-	-	0.09	-	0.03	0.08	0.01	-	0.05	-
Total	99.82	99.53	99.60	99.49	99.65	99.79	99.79	99.56	99.82	100.35	99.56	100.50	100.52	99.89	100.23	100.55	99.56	99.55	99.52	99.57	99.44	99.51	99.84	99.93
Si	11.257	10.859	11.516	10.990	10.650	10.925	10.864	10.969	10.568	11.873	10.973	11.190	10.790	11.741	11.748	10.547	11.736	11.478	11.285	10.704	11.152	11.288	11.137	11.068
Al	4.753	5.097	4.405	4.955	5.290	5.028	5.052	4.987	5.381	4.165	5.063	4.812	5.207	4.226	4.225	5.448	4.227	4.539	4.618	5.185	4.734	4.776	4.820	4.824
P	-	0.009	0.046	0.003	0.003	-	0.002	0.011	-	-	-	-	-	0.013	-	-	0.013	-	0.004	0.013	0.001	-	0.007	-
Ti	0.001	-	0.001	0.003	-	-	0.001	-	0.001	-	0.011	-	0.004	0.002	-	-	0.002	-	-	-	-	0.001	0.001	0.004
Mg	0.004	-	0.001	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	0.007	0.007	-	-	0.051	-	0.003	0.003	0.005	-	-
Fe	0.004	-	0.004	0.007	0.007	0.007	0.010	-	0.009	0.034	-	0.018	0.008	0.015	-	0.007	0.015	0.042	0.009	0.005	0.001	-	0.004	0.003
Mn	0.002	-	-	-	0.002	0.001	0.004	-	0.003	0.003	-	-	0.010	0.012	0.016	0.004	0.008	0.005	0.012	0.003	-	0.002	-	0.009
Na	3.039	2.872	3.536	2.987	2.761	3.143	2.991	3.016	2.626	2.704	2.112	2.970	2.643	3.571	3.555	2.363	3.587	3.063	3.064	2.518	3.019	2.298	2.841	2.824
Ca	0.809	1.165	0.457	1.066	1.352	1.017	1.172	1.032	1.455	0.812	1.370	0.884	1.242	0.340	0.367	1.517	0.312	0.578	0.927	1.489	1.067	1.090	1.035	1.185
K	0.036	0.023	0.022	0.017	0.018	0.016	0.012	0.027	0.020	0.013	0.022	0.015	0.013	0.023	0.004	0.022	0.041	0.043	0.021	0.045	0.019	0.023	0.032	0.022
Ba	-	-	0.001	-	0.001	0.003	0.001	0.001	-	-	-	0.001	-	nd	nd	0.014	nd	0.001	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Z	16.0	16.0	16.0	16.0	15.94	16.0	15.9	16.0	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	15.9	15.9	15.9	16.1	16.0	15.9
X	3.9	4.1	4.0	4.1	4.16	4.2	4.2	4.1	4.1	3.6	3.6	3.9	3.9	4.0	4.0	3.9	4.0	3.8	4.0	4.1	4.1	3.5	3.9	4.0
Ab	78	71	88	73	67	75	72	74	64	81	60	77	88	90	90	60	91	82	76	62	73	67	73	70
An	21	29	11	26	33	24	28	25	35	19	39	23	32	9	10	39	8	18	24	37	26	32	26	29
Or	1	0	1	1	1	1	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1

fncx – fenocristal; mtx – matriz. - não detectado; nd – não determinado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 7. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais da plagioclase das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Granodiorito biotítico-moscovítico							Enc. Tonalíticos no						Encraves Granodioríticos no											
														Granodiorito de duas micas											
	PB			GPVI				E13g				E13f		ES				EP3				EP1			
	fncx	mtx		fncx		mtx		fncx		mtx		mtx		fncx		mtx		fncx		mtx		fncx		mtx	
	méd	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro
SiO_2	68.63	68.56	65.45	66.89	64.39	65.82	65.40	61.49	55.53	63.84	63.84	54.08	60.25	59.06	53.54	62.17	55.18	62.93	59.68	64.04	60.45	61.99	58.06	63.88	60.29
TiO_2	-	0.09	-	-	0.07	0.15	0.10	0.02	0.02	0.01	0.02	-	-	0.01	0.03	-	0.01	0.01	-	0.01	0.02	-	-	0.02	-
Al_2O_3	19.95	19.62	22.10	21.32	23.37	21.84	22.52	23.61	27.67	22.18	25.11	25.00	27.19	25.75	29.19	23.93	28.33	23.28	25.48	22.74	24.72	23.77	26.39	22.60	25.04
FeO	-	0.03	0.05	-	0.05	0.00	0.05	-	-	-	0.04	0.01	0.02	-	0.04	0.01	0.05	-	0.01	-	-	-	0.04	0.02	-
MnO	0.08	0.08	-	-	-	0.01	0.04	-	-	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.02	0.01	-	-	0.01
MgO	-	-	0.06	0.07	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.12	-	0.19	0.04	-	-	-	0.02	0.04	0.05	0.05	-	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	-	0.03
CaO	0.60	0.41	3.04	0.93	4.02	2.12	3.22	5.65	10.16	3.78	7.59	6.70	9.31	7.49	12.05	5.48	10.86	4.56	7.19	3.91	6.23	5.29	8.47	3.57	6.75
Na_2O	10.15	10.69	9.42	10.25	8.39	9.35	8.93	8.65	5.97	9.55	9.55	5.17	8.12	7.52	4.98	8.71	5.62	9.47	7.78	9.49	8.45	9.01	7.07	9.66	7.90
K_2O	0.11	0.08	0.09	0.49	0.14	0.21	0.17	0.10	0.12	0.17	0.17	0.07	0.14	0.10	0.07	0.07	0.09	0.12	0.14	0.15	0.12	0.13	0.08	0.15	0.08
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	0.03	-	0.04	0.04	0.01	-	0.03	0.02	0.01	0.04	-	0.02	0.07	0.07	0.07
Total	99.64	99.56	100.40	100.09	100.48	99.49	100.46	99.53	99.52	99.61	99.99	99.53	100.15	100.01	99.93	100.41	100.21	100.42	100.30	100.44	100.04	100.23	100.21	99.76	100.16
Si	11.987	11.996	11.463	11.699	11.269	11.576	11.429	10.978	10.050	11.325	11.325	10.792	10.864	10.550	9.703	10.989	9.935	11.112	10.824	11.267	10.770	10.988	10.382	11.273	10.722
Al	4.108	4.046	4.562	4.396	4.821	4.527	4.639	4.967	5.803	4.637	5.301	4.818	5.301	5.421	6.234	4.985	6.011	4.844	5.345	4.715	5.191	4.965	5.581	4.714	5.248
P	-	-	-	-	-	-	-	-	0.003	0.003	0.005	0.001	0.005	0.005	0.002	-	0.005	0.003	0.002	0.006	-	0.002	0.010	0.010	0.010
Ti	-	0.012	0.000	-	0.009	0.020	0.013	0.002	0.002	0.001	0.003	-	0.002	0.001	0.004	-	0.002	0.001	-	0.001	0.002	-	-	0.002	-
Mg	-	-	0.016	0.018	0.000	-	0.010	-	0.001	-	-	-	-	0.001	0.001	0.001	0.001	-	-	0.001	-	-	-	0.000	-
Fe	-	0.004	0.007	-	0.007	-	0.007	-	-	-	0.007	0.001	0.033	-	0.005	0.002	0.008	-	0.001	-	-	-	0.005	0.003	-
Mn	0.011	0.012	0.000	-	-	0.001	0.006	-	-	0.002	0.002	-	0.002	-	0.001	0.001	-	0.001	-	0.001	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001
Na	3.436	3.627	3.199	3.474	2.849	3.188	3.027	2.993	2.095	3.285	3.285	2.916	2.930	2.606	1.748	2.985	1.961	3.241	2.678	3.238	2.919	3.096	2.451	3.315	2.722
Ca	0.113	0.077	0.570	0.175	0.754	0.399	0.602	1.080	1.971	0.719	1.457	0.907	1.457	1.434	2.339	1.038	2.095	0.862	1.371	0.736	1.190	1.004	1.624	0.676	1.286
K	0.024	0.018	0.020	0.109	0.031	0.047	0.037	0.023	0.027	0.038	0.038	0.025	0.033	0.023	0.015	0.016	0.020	0.028	0.032	0.035	0.026	0.028	0.019	0.033	0.018
Ba	0.008	-	0.013	0.003	-	-	-	0.001	0.003	0.004	0.004	-	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	-	0.002
Z	16.1	16.1	16.0	16.1	16.1	16.1	16.1	15.9	16.0	16.0	16.0	15.9	16.0	16.0	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0
X	3.8	3.7	3.8	3.8	3.6	3.8	3.7	4.1	4.1	4.0	4.2	4.1	4.2	4.1	4.1	4.0	4.1	4.1	4.1	4.0	4.1	4.1	4.1	4.0	4.0
Ab	96	97	84	92	78	88	82	73	51	81	69	78	68	64	43	74	48	78	66	81	70	75	60	82	68
An	3	2	16	5	21	11	17	26	48	18	30	24	33	35	57	26	51	21	34	18	29	24	40	17	32
Or	1	1	0	3	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	0	1	0

fncx – fenocristal; mtx – matriz. - não detectado; nd – não determinado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 7. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais da plagioclase das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Encraves Granodioríticos no Granodiorito de duas micas											Granodiorito de duas micas								Granito moscovítico-biotítico					
	E12				E14		E15				E16	REPA 1				REPA 2				CTV	CEM	IDN2		IDN1	
	fncx		mtx		mtx		fncx		mtx		mtx	fncx		mtx		fncx		mtx		mtx	mtx	mtx		mtx	
	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	méd.	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	med.	med.	bordo	centro	bordo	centro
SiO_2	61.99	58.06	63.68	60.29	66.69	65.09	65.10	59.08	65.76	62.92	65.31	64.83	60.85	67.21	63.32	65.23	58.39	66.02	64.53	69.34	68.94	69.29	68.85	69.83	65.91
TiO_2	-	-	0.02	-	-	0.02	-	0.01	-	0.02	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.04	-	-	-	0.09	0.08
Al_2O_3	23.77	26.39	22.60	25.04	20.17	21.22	21.28	25.19	20.92	23.16	21.01	21.80	24.00	20.06	22.58	20.97	26.34	20.57	21.62	19.64	19.23	19.56	19.30	19.43	18.99
FeO	-	0.04	0.02	-	0.04	0.03	-	-	-	0.14	0.03	-	-	0.01	0.00	0.05	-	0.02	0.02	0.08	0.05	-	0.03	-	0.09
MnO	0.01	-	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	-	0.02	0.03	0.01	-	0.01	0.05	0.00	-	0.05
MgO	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	0.02	0.00	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
BaO	0.03	0.04	-	0.03	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.14	0.07	nd	0.16	0.04	-	-
CaO	5.29	8.47	3.57	6.75	1.54	2.52	2.20	7.32	2.02	4.39	1.80	2.42	5.81	1.71	3.87	1.99	8.39	1.44	2.76	0.07	0.02	0.00	0.76	-	1.90
Na_2O	9.01	7.07	9.66	7.90	10.78	10.39	10.21	7.75	10.73	9.39	10.81	10.79	8.64	10.45	9.94	10.80	7.13	10.94	10.35	10.71	11.40	11.30	11.31	10.87	9.53
K_2O	0.13	0.08	0.15	0.08	0.09	0.11	0.39	0.12	0.10	0.25	0.11	0.12	0.14	0.10	0.08	0.09	0.08	0.11	0.12	0.12	0.08	0.11	0.08	0.16	2.76
P_2O_5	0.02	0.07	0.07	0.07	-	0.28	0.34	0.04	0.14	-	0.33	0.44	0.05	0.01	0.25	0.42	0.03	0.39	0.22	-	nd	-	-	-	0.39
Total	100.23	100.21	99.76	100.16	99.53	99.69	99.53	99.53	99.70	100.29	99.45	100.42	99.50	99.56	100.09	99.58	100.43	99.55	99.78	100.13	99.73	100.46	100.46	100.18	99.70
Si	10.988	10.382	11.273	10.722	11.783	11.494	11.606	10.608	11.597	11.129	11.546	11.382	10.882	11.821	11.197	11.523	10.415	11.640	11.414	12.049	12.052	12.032	11.986	12.072	11.750
Al	4.965	5.561	4.714	5.248	4.189	4.417	4.432	5.330	4.348	4.827	4.378	4.511	5.060	4.157	4.706	4.385	5.537	4.274	4.507	4.022	3.981	4.003	3.980	3.970	3.990
P	0.002	0.010	0.010	0.010	-	0.042	0.050	0.006	0.021	-	0.050	0.066	0.007	0.001	0.038	0.063	0.005	0.059	0.032	-	0.013	-	-	-	0.059
Ti	-	-	0.002	-	-	0.002	-	0.001	-	0.002	0.001	-	0.001	-	0.001	0.001	-	-	0.002	0.005	nd	-	-	0.012	0.011
Mg	-	-	-	-	-	0.003	0.003	-	-	0.004	0.001	-	-	0.002	0.001	0.001	-		-	-	0.001	-	-	-	0.000
Fe	-	0.005	0.003	-	0.006	0.005	-	-	-	0.021	0.005	-	-	0.001	-	0.007	-	-	0.003	0.011	0.007	-	0.004	-	0.013
Mn	0.001	-	0.001	0.001	0.001	-	-	0.001	0.002	0.001	0.001	-	-	0.001	0.001	-	0.003	0.004	0.002	-	0.001	0.007	-	-	0.008
Na	3.096	2.451	3.315	2.722	3.684	3.557	3.499	2.697	3.669	3.221	3.705	3.671	2.995	3.562	3.407	3.700	2.465	3.740	3.551	3.608	3.866	3.803	3.818	3.654	3.294
Ca	1.004	1.624	0.676	1.286	0.291	0.478	0.417	1.407	0.382	0.832	0.342	0.456	1.112	0.322	0.733	0.377	1.604	0.272	0.523	0.014	0.004	-	0.142	-	0.363
K	0.028	0.019	0.033	0.018	0.020	0.026	0.089	0.028	0.024	0.057	0.024	0.027	0.031	0.022	0.018	0.020	0.019	0.024	0.026	0.027	0.017	0.024	0.017	0.035	0.628
Ba	0.002	0.003	-	0.002	0.001	0.001	-	0.001	0.001	-	0.001	-	-	0.001	0.002	0.001	0.003	0.002	0.010	0.005	nd	0.011	0.003	-	-
Z	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	16.0	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0	15.9	16.1	15.8
X	4.1	4.1	4.0	4.0	4.0	4.1	4.0	4.1	4.1	4.1	4.1	4.2	4.1	3.9	4.2	4.1	4.1	4.0	4.1	3.7	3.9	3.8	4.0	3.7	4.3
Ab	75	60	82	68	92	88	87	65	90	78	91	88	72	91	82	90	60	93	86	99	99	99	96	99	77
An	24	40	17	32	7	12	10	34	9	21	8	11	27	8	18	9	39	7	13	1	0	0	4	0	9
Or	1	0	1	0	1	0	3	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	0	1	14

fncx – fenocristal; mtx – matriz. - não detectado; nd – não determinado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 8. Resumo da composição dos feldspatos das rochas granitóides e dos encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

		Teor de Or do K- feldsp (% Or)		Teor de BaO (% peso) do K-feldsp.		Teor de An da plagioclase (% An)	
		Fncx.	mtx.	Fncx.	mtx.	Fncx.	mtx.
Grd. biot.	**Enc. Tnl.**	93 - 99	95 - 98	0.43	0.37	20 – 54	19 – 49
	Enc. Grd.	-	94 - 99	-	0.95	12 – 46	11 – 35
	Grd. biot.	91 – 94	92 - 99	0.50	0.33	10 – 39	8 – 32
	Grd. biot-mosc.	96 – 100	93 - 99	0.65	0.54	3 – 21	2 – 17
Grd. 2 micas	**Enc. Tnl.**	-	80 - 96	-	0.10	26 - 48	18 – 33
	Enc. Grd.	-	94 - 99	-	0.47	10 - 57	7 – 51
	Grd. 2 micas	95 - 98	94 - 100	0.68	0.15	9 – 39	7 – 18
	Grt. mv-bt	-	90 – 100	-	0.09	-	0 – 9

Or – ortoclase; An – anortite. K-feldsp. – feldspato potássico. Fncx. – fenocristal; mtx. – matriz. Grd. biot. – granodiorito biotítico; Grd. 2 micas – granodiorito de duas micas. Enc. Tnl. – encraves tonalíticos; Enc. Grd. – encraves grandioríticos; Grd. biot-mosc. – granodiorito biotítico-moscovítico; Grt. mv-bt – granito mocovítico-biotítico. - não existente.

Na maioria das amostras estudadas, verifica-se uma tendência geral para que os valores médios do componente Or do feldspato potássico sejam próximos de 90 %, tal como encontrado por vários autores em rochas granitóides de Portugal (e.g., Dias, 1987; Neves, 1991; Gomes, 1996); podendo ser interpretado como o reflexo de uma situação de equilíbrio estrutural inerente a este mineral.

O feldspato potássico ocorre como fenocristal e como constituinte da matriz nos encraves tonalíticos do granodiorito biotítico hospedeiro e também neste granodiorito e nos granodiorito biotítico-moscovítico e granodiorito de duas micas, De um modo geral, verifica-se que o feldspato potássico dos fenocristais e da matriz possuem idêntico teor de Or. Contudo, no granodiorito biotítico, o feldspato potássico da matriz tende a possuir mais Or do que os fenocristais respectivos (Tabelas 6, 8), sugerindo uma origem magmática para os

Tabela 9. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de amostras de plagioclase seleccionadas com zonamento oscilatório das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Enc. Tonalítico (E13G)					Enc. Granodiorítico (EP3)						Granodiorito de duas micas (REPA2)						
	bordo → centro					bordo → centro						bordo → centro						
SiO_2	60.88	59.74	55.53	56.50	55.53	63.07	59.68	60.61	62.65	61.00	62.27	64.77	61.77	64.84	62.68	58.39	60.12	58.73
TiO_2	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-
Al_2O_3	23.88	24.93	27.67	27.34	27.67	23.15	25.48	24.77	23.34	24.45	23.41	21.70	24.08	21.29	23.29	26.34	25.05	25.62
FeO	-	0.02	-	-	-	-	0.01	0.00	0.02	0.06	0.03	-	-	0.02	-	-	0.03	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	0.02	-	-	-	-	0.01	0.02	-	0.03
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.02
CaO	6.07	6.87	10.16	9.43	10.16	4.51	7.19	6.44	4.92	6.05	4.93	2.42	5.56	2.38	4.99	8.39	6.79	7.82
Na_2O	8.49	7.74	5.97	6.52	5.97	9.35	7.76	8.41	8.99	8.58	9.24	10.31	8.59	10.43	8.96	7.13	7.90	7.32
K_2O	0.11	0.14	0.12	0.12	0.12	0.13	0.14	0.14	0.20	0.16	0.16	0.10	0.13	0.12	0.18	0.08	0.11	0.11
P_2O_5	-	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.34	0.03	0.42	0.00	0.03	0.04	0.01
Total	99.49	99.54	99.52	99.98	99.52	100.28	100.30	100.46	100.17	100.39	100.12	99.69	100.22	99.54	100.15	100.43	100.07	99.66
Si	10.895	10.701	10.050	10.162	10.050	11.143	10.624	10.762	11.093	10.828	11.047	11.430	10.947	11.466	11.100	10.415	10.709	10.537
Al	5.037	5.263	5.903	5.795	5.903	4.820	5.345	5.184	4.872	5.115	4.895	4.514	5.029	4.436	4.861	5.537	5.259	5.418
P	-	0.005	0.003	0.004	0.003	0.004	0.002	0.002	0.001	0.004	0.005	0.051	0.005	0.062	-	0.005	0.006	0.002
Ti	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	-	-	-	-	-	0.002	0.001	0.001	-	-	-	-
Mg	-	0.001	0.001	-	0.001	-	-	0.001	-	0.001	0.001	0.001	-	-	-	-	-	-
Fe	-	0.003	-	-	-	-	0.001	0.000	0.003	0.009	0.005	-	-	0.003	-	-	0.004	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0.003	-	0.003	-	0.001	-	-	0.001	0.003	0.000	0.004
Na	2.947	2.689	2.095	2.275	2.095	3.203	2.678	2.894	3.086	2.954	3.179	3.527	2.951	3.575	3.076	2.465	2.727	2.547
Ca	1.163	1.319	1.971	1.818	1.971	0.853	1.371	1.225	0.933	1.151	0.936	0.458	1.055	0.451	0.946	1.604	1.296	1.504
K	0.025	0.032	0.027	0.028	0.027	0.028	0.032	0.032	0.046	0.036	0.037	0.023	0.030	0.028	0.040	0.019	0.025	0.025
Ba	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002
X (Total)	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	15.9	16.0	15.9	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0
Y (Total)	4.1	4.0	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	4.2	4.1	4.2	4.2	4.0	4.0	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1
Ab	71	67	51	55	51	78	66	70	76	71	77	88	73	88	76	60	67	62
An	28	33	48	44	48	21	34	30	23	28	23	11	26	11	23	39	32	37
Or	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Encrave tonalítico e encrave granodiorítico no granodiorito de duas micas hospedeiro. Enc. - encrave. - não detectado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

fenocristais de feldspato potássico. A percentagem de BaO, por sua vez, decresce desde o fenocristal para a matriz de feldspato potássico tanto nos granodioritos como no encrave tonalítico (Tabela 8); confirmando uma origem magmática para os fenocristais de feldspato potássico (Long e Luth, 1986).

Os valores do componente Or encontrados no feldspato potássico do granodiorito biotítico hospedeiro tende a compreender o intervalo de variação de Or do feldspato potássico dos seus encraves tonalíticos e grandioríticos (Tabela 8). No granodiorito biotítico-moscovítico foram encontrados os teores mais elevados de Or do feldspato potássico dos fenocristais (Tabelas 6, 8).

O teor de Or do feldspato potássico dos encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas apresenta o maior intervalo de variação deste componente do feldspato potássico nas várias rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Tabelas 6, 8), podendo reflectir uma maior variação nas condições de cristalização para estes encraves. Contudo, o teor de Or tende a aumentar desde os encraves tonalíticos para os encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro (Tabela 8).

Embora a maioria do feldspato potássico dos granitóides e seus encraves microgranulares de Oledo-Idanha-a-Nova não possuam P_2O_5, alguns valores significativos foram encontrados nos feldspatos potássicos de encraves tonalíticos e granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas. Nos feldspatos potássicos deste granodiorito hospedeiro e do granito moscovítico-biotítico, atinge o valor máximo de 0.40 % (Tabela 6). Estas rochas possuem apatite modal e normativa (Tabelas 1, 3) que concentra preferencialmente P_2O_5 (London, 1992; Bea et al., 1994a).

Os fenocristais de feldspato potássico dos granodioritos do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova possuem dimensões consideráveis, o que pode ser devido à dificuldade de nucleação destes minerais em alguns magmas graníticos (Vernon, 1984), bem como, à sua elevada taxa de crescimento máxima quando a taxa de nucleação é mínima (Swanson, 1977). Os magmas graníticos, por sua vez, ficam saturados em feldspato potássico a

temperaturas muito próximas do *solidus*, mas a existência de elevadas quantidades de fundido, no início da cristalização, permite a formação de fenocristais (Winkler e Schultes, 1982). Assim sendo, embora o feldspato potássico seja um dos últimos minerais a terminar de cristalizar, os magmas graníticos possuem quantidades suficientes de fundido para permitir o crescimento destes minerais, sendo este mais rápido do que o da respectiva plagioclase. Os fenocristais de feldspato potássico, com bordos irregulares, apresentam pequenas inclusões de plagioclase e biotite; o que pode ser justificado pelo crescimento contínuo dos fenocristais desde a fase inicial de cristalização do magma, com grande quantidade de fundido, até à sua fase final, com elevada quantidade de sólido, formado pelos cristais constituintes da matriz granítica.

4.3.1.2. PLAGIOCLASE

A plagioclase é o principal mineral dos encraves microgranulares e rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Tabela 1), ocorrendo tanto sob a forma de fenocristais como de matriz, excepto no granito moscovítico-biotítico onde é menos abundante e foi apenas encontrado como constituinte da matriz. Os teores do componente de An da plagioclase mostram uma grande variação tanto nos fenocristais como na matriz, embora apareçam alguns cristais homogéneos (Tabela 7). Nalguns encraves microgranulares foram encontrados cristais de plagioclase de dimensões inferiores à dos fenocristais, mas superiores à da plagioclase da matriz e com composição semelhante à dos fenocristais. A plagioclase dos fenocristais dos encraves microgranulares e das rochas granitóides é mais rica em anortite do que a plagioclase da matriz respectiva (Tabela 8).

Na sequência definida pelos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos, granodiorito biotítico hospedeiro, a plagioclase da matriz dos encraves tonalíticos apresenta a maior variação nos teores de An. A composição da plagioclase dos fenocristais destes

encraves varia de oligoclase (An_{20}) a labradorite (An_{54}) (Tabelas 7, 8). Os teores de anortite da plagioclase, determinados no centro dos cristais destes encraves microgranulares, são os mais elevados para estas rochas granitóides e variam entre 27 (na matriz) e 54 % (nos fenocristais) (Fig. 24; Tabela 8). A composição dos fenocristais varia de oligoclase a andesina nos encraves granodioríticos (An_{12-46}) e no granodiorito biotítico hopedeiro (An_{10-39}) (Tabela 8). A plagioclase da matriz, por sua vez, varia entre oligoclase e andesina nos encraves tonalíticos (An_{19-49}) e nos encraves granodioríticos (An_{11-35}), entre albite (An_8) e andesina (An_{32}) no granodiorito biotítico (Tabela 8). Há um decréscimo geral no teor de anortite da plagioclase dos fenocristais e da matriz desde os encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro (Fig. 24; Tabela 8), indicando que estas rochas estarão relacionadas por um processo de cristalização fraccionada. Assim, as plagioclases dos encraves microgranulares (fenocristais e matriz) tendem a possuir maior teor de anortite do que as plagioclases do granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 8). Na maioria dos cristais de plagioclase dos encraves microgranulares e do granodiorito biotítico hospedeiro, os teores mais elevados de An da plagioclase ocorrem no centro dos cristais; tratando-se de um zonamento normal (Fig. 24, Tabela 9).

O granodiorito biotítico-moscovítico tem fenocristais de albite (An_3) a oligoclase (An_{21}) e a plagioclase da matriz varia de albite (An_2) a oligolcase (An_{17}) (Tabela 8) e têm zonamento normal.

Não é possível estabelecer uma correlação linear entre o teor de anortite dos cristais de plagioclase e o teor em SiO_2 das rochas onde ocorrem (Tabelas 2, 6), dada a variação geralmente acentuada da composição da plagioclase no mesmo cristal e do fenocristal para a matriz na mesma amostra.

No granodiorito biotítico, as amostras menos deformadas (CARD e RA; Tabela 7), tendem a apresentar uma menor variação no teor de anortite da plagioclase do que a

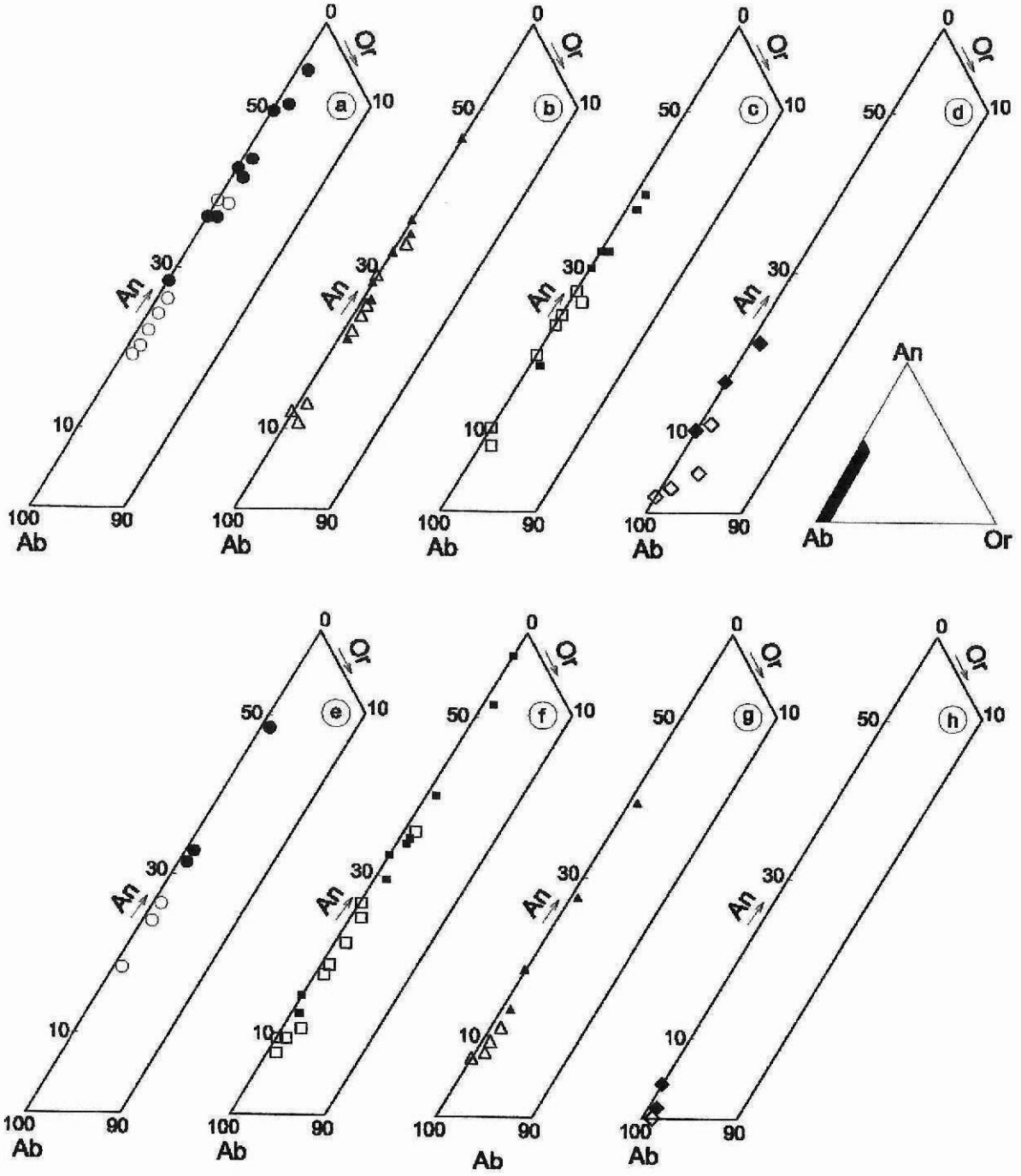

Figura 24. Representação da composição das plagioclases das rochas granitóides e dos encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama An – Or – Ab. Encraves no granodiorito biotítico: a) tonalíticos e b) granodioríticos; c) granodiorito biotítico; d) granodiorito biotítico-moscovítico. Encraves no granodiorito de duas micas: e) tonalíticos e f) granodioríticos; g) granodiorito de duas micas; h) granito moscovítico-biotítico. Símbolos: fechado – centro do cristal; aberto – bordo do cristal.

plagioclase das amostras mais deformadas, mas não há distinção na composição da plagioclase em função do grau de deformação.

Nos encraves tonalíticos e no granodiorito de duas micas hospedeiro, a plagioclase dos fenocristais e da matriz tem composição que varia entre oligoclase (An_{26}) e andesina (An_{48}) nos fenocristais e entre oligoclase (An_{18}) e andesina (An_{33}) na matriz (Tabela 8). Os encraves granodioríticos apresentam a maior variação na composição das suas plagioclases sendo encontradas composições desde oligoclase (An_{10}) a labradorite (An_{57}), nos fenocristais, e variando de albite (An_7) a labradorite (An_{51}), na matriz (Tabelas 7, 8). Dos encraves granodioríticos para o granodiorito de duas micas hospedeiro tende a diminuir o teor de anortite da plagioclase, passando a uma composição de albite (An_9) – andesina (An_{39}), nos fenocristais, e de albite (An_7) a oligoclase (An_{18}), na matriz (Fig. 24; Tabela 8). Contudo, os valores mais elevados de An dos fenocristais e da matriz de plagioclase dos encraves tonalíticos são inferiores aos respectivos dos encraves granodioríticos, sugerindo que os encraves não estão relacionados entre si por um processo de cristalização fraccionada.

O granito moscovítico-biotítico tem a plagioclase mais pobre em anortite (An_{0-9}) com a composição de albite (Tabela 8).

No encrave tonalítico e no granodiorito de duas micas hospedeiro, as percentagens mais elevadas da molécula anortítica tendem a ocorrer no centro dos cristais de plagioclase (Fig. 24), mas noutros cristais o zonamento é complexo e com variação oscilatória (Tabela 9). Numa amostra de encrave granodiorítico verifica-se a presença de um zonamento oscilatório em que no meio do cristal foram encontrados os teores mais anortíticos (Amostra EP3; Tabela 9); tal como observado em cristais de plagioclase de rochas granitóides Portuguesas (e.g., Silva, 1995; Gomes, 1996; Gomes e Neiva, 2005). O zonamento oscilatório pontual encontrado em alguns cristais de plagioclase, indica algum desequilíbrio no magma que originou as rochas granitóides (Castro, 2001) ou alteração na composição do magma devido a processos de mistura, em sistema aberto.

Os padrões de zonamento complexo, por vezes oscilatório, observado em plagioclases sugerem a existência de alterações nas condições físico-químicas de cristalização do magma granítico. Em plagioclases de granitóides calco-alcalinos são frequentes os zonamentos oscilatórios complexos (Castro et al., 1991a; Zorpi et al., 1991). Os zonamentos descontínuos são considerados como estando relacionados com a alternância de períodos de crescimento e de dissolução, ausência de crescimento ou crescimento lento. As causas justificativas apresentadas, por sua vez, associam-se a alterações na composição do magma, em sistema aberto, num processo de mistura de magmas, sobreaquecimento com ou sem alteração na composição do magma, descompressão sem perda de voláteis ou aumento do teor em água no magma (Anderson, 1984; Pearce e Kolinski, 1990; Castro et al., 1991a). Nalguns cristais dos encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro, é possível identificar a presença de superfícies de reabsorção repetidas, as quais podem ser justificadas pela ocorrência de processos auto-organizados, relacionados com a convexão dentro da própria câmara magmática (Pearce e Polinski, 1990; Castro et al., 1991a).

Na maioria dos cristais de plagioclase dos encraves tonalíticos e granodioríticos, foram encontrados teores mais anortíticos do que na plagioclase do granodiorito de duas micas hospedeiro (Tabela 8), o que associado à pequena dimensão que estes cristais apresentam e ao forte zonamento normal, sugere uma cristalização muito rápida e que poderão ser derivados de um magma mais básico do que o do granodiorito hospedeiro, tendo sido provavelmente a incorporação mecânica no magma granítico ou possuir um carácter restítico (Silva, 1995).

4.3.2. *Anfíbola*

Os cristais de anfíbola analisados ocorrem nos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. As médias das análises químicas obtidas e respectivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 23 oxigénios, são apresentadas na Tabela 10.

As fórmulas estruturais destas anfíbolas aproximam-se da fórmula estequiométrica definida para este mineral: $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F)_2$, em que os átomos A, B, C e T ocupam as posições A, M_4, M_1+M_2+M_3 e T, respectivamente (Deer et al., 1997a; Leake et al., 2003). Os catiões mais comuns de ocorrer nas referidas posições estruturais são os seguintes: A – Na, K; B – Na, Ca, Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+} e Li; C – Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Mn^{2+}, Zn, Cr, Ti e Li; T – Si, Al (Leake et al., 1997).

As fórmulas estruturais foram calculadas com o programa de Schumacher (1997), através do qual é possível obter uma estimativa dos valores de Fe^{2+} e Fe^{3+}, a partir do FeO_{total} obtido na microssonda electrónica. Se a análise química for completa, as determinações analíticas precisas e conhecida a estequiometria do mineral (soma de catiões e aniões), esta metodologia permite obter resultados semelhantes aos obtidos através de métodos de química clássica (Schumacher, 1997). Nas anfíbolas não é possível o conhecimento exacto da sua estequiometria, pois os elementos que ocupam a posição A podem ser variados. Contudo, através do conhecimento da estequiometria geral das anfíbolas, a distribuição dos seus elementos químicos pode ser utilizada para estimar um intervalo satisfatório do conteúdo de Fe^{3+} na fórmula estrutural.

A estrutura da anfíbola pode incorporar uma vasta variedade de catiões, de diferentes dimensões e cargas iónicas (Ernst e Liu, 1998), podendo reagir a diferenças composicionais da rocha onde ocorre, bem como, a variações nas condições de cristalização e equilíbrio; o que permite justificar a sua ocorrência associada a diferentes paragéneses (Hawthorne, 1997).

Tabela 10. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das anfíbolas dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves Tonalíticos no Granodiorito Biotítico																			
	Grunerite						Cumingtonite			Mg - Hornblda		Fe-Hornblda		Actinolite						
	E22		E23		E26A		E22		E23	E23		E25A		E9	E23		E25A		E25B	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão		Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	52.18	0.57	52.43	0.81	51.32	0.73	53.60	0.35	51.78	49.79	0.85	46.70	2.03	53.49	52.59	1.03	51.06	0.81	51.63	0.56
TiO_2	0.08	0.03	0.13	0.07	0.13	0.08	0.05	0.01	0.21	0.28	0.09	0.36	0.16	0.05	0.11	0.04	0.13	0.07	0.10	0.01
Al_2O_3	0.77	0.27	1.46	0.49	1.73	0.89	1.13	0.04	2.09	5.21	0.73	8.61	2.04	1.04	3.36	1.15	3.30	1.13	2.25	0.15
FeO	25.49	0.21	25.90	0.36	26.34	0.16	23.60	0.43	23.72	15.98	0.44	19.31	1.11	16.08	15.19	0.65	17.52	1.06	15.01	0.32
MnO	1.86	0.17	2.59	0.16	2.48	0.22	2.11	0.02	1.77	0.68	0.09	0.82	0.20	0.67	0.64	0.08	0.50	0.15	0.82	0.05
MgO	13.73	0.20	12.47	1.01	10.97	0.48	13.96	0.18	13.43	11.49	0.50	8.40	1.06	13.73	12.79	0.74	11.09	0.83	14.06	0.12
CaO	2.20	1.13	1.54	0.77	2.71	0.50	2.78	0.55	5.44	11.59	0.33	11.38	0.86	11.97	11.93	0.27	12.07	0.53	11.64	0.34
Na_2O	0.09	0.03	0.16	0.07	0.21	0.01	0.09	0.03	0.30	0.69	0.12	0.76	0.17	0.11	0.34	0.12	0.32	0.18	0.23	0.02
K_2O	0.04	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.06	0.06	0.00	0.14	0.04	0.30	0.10	0.02	0.08	0.02	0.12	0.08	0.06	0.01
Total	96.44	2.65	96.72	0.49	95.94	3.12	97.40	0.58	98.73	96.84	0.49	96.44	1.13	97.15	97.04	0.45	96.12	0.92	95.81	0.56
Si	7.912	0.049	7.938	0.060	7.895	0.101	7.967	0.006	7.642	7.352	0.090	7.069	0.225	7.867	7.710	0.129	7.663	0.129	7.661	0.024
Al^{IV}	0.079	0.036	0.062	0.060	0.105	0.101	0.033	0.006	0.358	0.648	0.090	0.931	0.225	0.125	0.290	0.129	0.337	0.129	0.339	0.024
T	7.99	0.01	8.00		8.00		8.00		8.00	8.00		8.00		7.99	8.00		8.00		8.00	
Al^{VI}	0.059	0.063	0.199	0.044	0.208	0.062	0.165	0.015	0.005	0.433	0.048	0.509	0.176	0.053	0.292	0.076	0.246	0.077	0.055	0.022
Ti	0.010	0.003	0.015	0.008	0.015	0.009	0.006	0.001	0.024	0.031	0.010	0.041	0.018	0.005	0.012	0.004	0.015	0.008	0.012	0.002
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	-	-	0.238	0.160	0.063	0.123	0.075	0.027	0.033	0.038	0.053	0.075	0.194	0.114
Mg	3.104	0.031	2.813	0.204	2.516	0.106	3.094	0.017	2.954	2.529	0.101	1.895	0.228	3.008	2.795	0.151	2.461	0.150	3.110	0.035
Fe^{2+}	1.827	0.117	1.973	0.185	2.262	0.035	1.736	0.004	1.779	1.810	0.044	2.293	0.075	1.902	1.825	0.077	2.143	0.071	1.626	0.099
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.037	0.019	0.036	0.023	0.004	0.043	0.025	0.042	0.026	0.003	0.006
C	5.00		5.00		5.00		5.000		5.00	5.00		5.00	0.01	5.00	5.00		4.98	0.03	5.00	
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{2+}	1.405	0.076	1.307	0.120	1.127	0.051	1.199	0.071	0.910	0.004	0.012	0.029	0.089	0.050	0.004	0.015	0.003	0.006	0.043	0.039
Mn	0.239	0.020	0.332	0.020	0.323	0.028	0.266	0.004	0.221	0.048	0.020	0.043	0.043	0.080	0.037	0.031	0.021	0.027	0.100	0.009
Ca	0.358	0.186	0.251	0.129	0.447	0.084	0.443	0.085	0.860	1.833	0.046	1.847	0.144	1.886	1.874	0.042	1.942	0.098	1.850	0.086
Na	0.016	0.023	0.048	0.020	0.054	0.003	0.027	0.010	0.010	0.116	0.033	0.081	0.047	0.013	0.078	0.022	0.050	0.044	0.027	0.015
B	2.02	0.07	1.94	0.03	1.98	0.01	1.93	0.02	2.00	2.00		2.00		2.03	1.99	0.01	2.02	0.04	2.02	0.04
Na	0.009	0.013	-	-	-	-	-	-	0.077	0.082	0.022	0.142	0.059	0.018	0.019	0.020	0.044	0.043	0.041	0.017
K	0.007	0.008	0.005	0.006	0.012	0.009	0.015	0.012	-	0.027	0.007	0.059	0.019	0.004	0.014	0.004	0.023	0.015	0.011	0.003
A	0.016	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.11	0.03	0.20	0.07	0.02	0.03	0.02	0.07	0.05	0.05	0.02
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.49		0.46	0.02	0.43		0.51	0.01	0.52	0.58	0.01	0.448	0.041	0.61	0.60	0.02	0.54	0.02	0.65	0.02
N	6		8		10		6		1	11		12		1	13		5		5	

Mg – Hornblda – horneblenda magnesiana; Fe – Hornblda – horneblenda ferrífera. Dpadrão – desvio padrão. - não detectado. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 23 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 10. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das anfíbolas dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Encraves Granodioríticos no Granodiorito biotítico																			
	Grunerite				Cumingtonite					Mg - Horneblenda										
	E20		E24		E20		E24		EQ	E8		E18		E20		E24		EQ		E11
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão		Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média
SiO_2	52.37	0.51	51.91	0.23	52.72	0.45	51.78	1.21	52.80	49.55	0.81	50.50	1.34	50.23	0.31	49.33	1.12	50.96	1.24	48.79
TiO_2	0.18	0.05	0.10	0.05	0.10	0.04	0.11	0.04	0.13	0.26	0.09	0.28	0.11	0.40	0.05	0.16	0.09	0.51	0.02	0.13
Al_2O_3	1.49	0.25	1.30	0.67	1.10	0.30	1.43	0.34	1.38	5.09	0.62	6.08	0.98	5.08	0.27	5.36	1.22	5.48	0.42	11.23
FeO	25.19	0.22	26.34	0.34	23.12	1.44	22.72	1.37	18.87	15.47	0.74	16.69	0.63	16.25	0.45	16.46	0.82	17.11	0.83	16.56
MnO	3.15	0.30	2.91	0.05	2.96	0.27	2.39	0.32	2.63	0.68	0.13	0.72	0.12	1.03	0.10	0.69	0.11	1.09	0.24	0.57
MgO	13.16	0.39	13.42	0.13	13.64	0.16	13.52	0.36	13.97	12.18	0.39	11.47	0.66	12.09	0.21	12.06	0.76	11.72	0.59	9.30
CaO	1.18	0.34	1.10	0.34	2.78	1.46	4.65	1.21	5.79	11.75	0.57	12.30	0.25	10.76	0.52	11.66	0.40	11.47	0.72	12.03
Na_2O	0.19	0.06	0.14	0.03	0.11	0.05	0.16	0.02	0.15	0.52	0.11	0.63	0.22	0.57	0.09	0.58	0.13	0.76	0.14	1.11
K_2O	0.01	0.01	0.11	0.17	0.02	0.02	0.07	0.09	0.02	0.15	0.04	0.16	0.04	0.19	0.02	0.14	0.06	0.20	0.04	0.22
Total	96.92	0.57	97.34	0.97	96.64	0.59	96.82	1.74	95.73	95.85	1.17	98.85	1.84	96.60	0.30	96.44	1.47	99.29	1.04	99.94
Si	7.900	0.030	7.839	0.072	7.93	0.05	7.789	0.056	7.915	7.391	0.070	7.346	0.111	7.440	0.023	7.324	0.116	7.374	0.093	7.017
Al^{IV}	0.100	0.030	0.161	0.072	0.07	0.05	0.210	0.056	0.085	0.609	0.070	0.654	0.111	0.560	0.023	0.676	0.116	0.626	0.093	0.983
T	8.00		8.00		8.00		8.00		8.00	8.00		8.00		8.00		8.00		8.00		8.00
Al^{VI}	0.164	0.046	0.069	0.060	0.129	0.032	0.044	0.044	0.159	0.286	0.067	0.388	0.071	0.327	0.029	0.260	0.121	0.310	0.060	0.920
Ti	0.020	0.005	0.012	0.005	0.012	0.005	0.012	0.004	0.015	0.029	0.010	0.031	0.012	0.045	0.006	0.017	0.010	0.055	0.002	0.014
Fe^{3+}	0.005	0.014	0.051	0.024	0.004	0.012	0.083	0.075	-	0.199	0.082	0.099	0.079	0.165	0.017	0.320	0.112	0.181	0.127	0.000
Mg	2.960	0.072	3.020	0.029	3.060	0.037	3.032	0.100	3.121	2.710	0.091	2.486	0.120	2.668	0.042	2.669	0.166	2.528	0.101	1.994
Fe^{2+}	1.851	0.074	1.848	0.051	1.794	0.050	1.828	0.086	1.705	1.722	0.051	1.932	0.099	1.794	0.043	1.709	0.126	1.877	0.086	1.992
Mn	0.000	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	0.03	0.06	0.02	-	-	0.02	0.02	0.04	0.04	0.07
C	5.00		5.000		5.00		5.00		5.00	5.00	0.01	5.00	0.01	5.00		5.00		5.00		4.99
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{2+}	1.322	0.054	1.427	0.053	1.111	0.204	0.947	0.159	0.660	0.008	0.022	-	-	0.055	0.043	0.015	0.033	0.014	0.028	-
Mn	0.402	0.038	0.372	0.004	0.377	0.034	0.305	0.039	0.333	0.060	0.044	0.032	0.024	0.127	0.015	0.082	0.028	0.091	0.059	-
Ca	0.191	0.055	0.178	0.054	0.446	0.235	0.751	0.194	0.931	1.878	0.093	1.918	0.057	1.707	0.077	1.858	0.068	1.779	0.111	1.854
Na	0.055	0.019	0.023	0.019	0.029	0.014	0.017	0.013	0.044	0.057	0.030	0.055	0.029	0.111	0.020	0.065	0.022	0.116	0.034	0.146
B	1.97	0.02	2.00		1.97	0.03	2.02	0.03	1.97	2.00	0.02	2.01	0.02	2.00		2.00		2.00		2.00
Na	0.002	0.004	0.020	0.011	0.001	0.004	0.025	0.012	-	0.094	0.030	0.123	0.064	0.054	0.006	0.100	0.033	0.097	0.057	0.163
K	0.003	0.003	0.021	0.033	0.005	0.004	0.013	0.018	0.004	0.029	0.007	0.030	0.008	0.035	0.004	0.026	0.012	0.036	0.007	0.040
A	-	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01	0.04	0.02	-	0.12	0.03	0.15	0.06	0.09	0.01	0.13	0.04	0.13	0.05	0.20
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.48	0.01	0.48	-	0.51	0.02	0.52	0.01	0.57	0.61	0.01	0.56	0.02			0.61	0.03	0.57	0.02	0.50
N	7		3		8		11		1	19		15		4		30		4		2

Mg – Horneblenda – horneblenda magnesiana. Dpadrão – desvio padrão. - não detectado. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 23 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 10. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das anfíbolas dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Encraves Granodioríticos no Granodiorito biotítico												Granodiorito Biotítico												
	Actinolite												Grnrite	Ctonite	Mg - Hornebienda						Actinolite				
	E8		E18		E20		E24		EQ		E11		PSG	PSG	NP		OI		PSG		Np		OL		PSG
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão			Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	
SiO_2	53.51	0.84	53.28	1.21	53.12	1.17	52.43	1.08	51.34	0.84	52.71	1.75	52.40	51.84	50.78	0.83	51.33	0.93	49.77	0.55	53.22	1.23	53.23	0.85	53.83
TiO_2	0.32	0.26	0.16	0.10	0.14	0.07	0.11	0.06	0.19	0.05	0.04	0.04	0.09	0.06	0.18	0.05	0.23	0.07	0.19	0.07	0.16	0.04	0.15	0.05	0.12
Al_2O_3	4.62	0.35	3.06	1.26	2.85	1.20	2.96	0.95	3.26	0.81	2.78	1.49	0.96	1.87	5.69	0.88	6.46	0.94	5.90	0.56	3.47	0.89	3.81	1.30	2.18
FeO	15.78	0.52	16.44	1.63	15.08	0.71	16.22	1.61	15.19	0.61	15.25	0.59	25.44	23.67	16.45	0.98	16.02	1.00	16.33	0.73	14.63	0.81	15.83	0.62	14.96
MnO	0.89	0.14	0.85	0.41	0.83	0.14	0.88	0.42	0.86	0.16	0.43	0.10	3.33	3.29	0.80	0.10	0.81	0.12	0.78	0.05	0.74	0.13	0.82	0.09	0.80
MgO	12.66	0.50	12.98	0.57	13.45	0.64	13.45	0.84	13.13	0.41	12.89	0.41	13.27	13.79	12.01	0.52	11.70	0.75	11.89	0.46	13.04	0.93	12.89	1.22	13.81
CaO	11.95	0.89	11.83	1.86	11.79	0.39	11.12	1.56	11.78	0.50	12.15	0.52	1.11	2.81	11.89	0.49	12.35	0.56	11.57	0.17	11.90	0.87	12.74	0.23	11.99
Na_2O	0.48	0.36	0.35	0.22	0.25	0.13	0.31	0.16	0.34	0.10	0.14	0.14	0.15	0.26	0.63	0.13	0.64	0.20	0.70	0.09	0.44	0.15	0.59	0.22	0.19
K_2O	0.34	0.36	0.08	0.06	0.07	0.04	0.09	0.11	0.10	0.04	0.12	0.05	-	0.04	0.14	0.04	0.18	0.07	0.13	0.04	0.08	0.04	0.08	0.05	0.02
Total	100.55	0.09	99.01	1.39	97.37	0.41	97.58	1.28	96.17	0.97	96.52	3.04	96.75	97.62	98.61	1.62	99.89	1.48	97.07	0.73	97.70	2.54	100.13	0.72	97.90
Si	7.590	0.064	7.692	0.133	7.753	0.145	7.664	0.097	7.804	0.077	7.766	0.147	7.938	7.739	7.374	0.088	7.366	0.104	7.340	0.070	7.719	0.078	7.801	0.069	7.807
Al^{IV}	0.410	0.064	0.308	0.133	0.247	0.145	0.336	0.097	0.396	0.077	0.234	0.147	0.062	0.261	0.626	0.088	0.634	0.104	0.660	0.070	0.281	0.078	0.399	0.069	0.193
T	8.00		8.00		8.00		8.00		8.00		8.00		8.00	8.00	8.00		8.00		8.00		8.00		8.00	0.00	8.00
Al^{VI}	0.362	0.101	0.211	0.092	0.209	0.072	0.174	0.102	0.174	0.075	0.246	0.133	0.108	0.068	0.348	0.083	0.459	0.112	0.366	0.029	0.316	0.202	0.243	0.153	0.180
Ti	0.034	0.028	0.017	0.011	0.015	0.007	0.012	0.006	0.021	0.006	0.005	0.004	0.010	0.006	0.020	0.005	0.025	0.008	0.022	0.008	0.018	0.005	0.016	0.006	0.013
Fe^{3+}	0.035	0.033	0.060	0.071	0.050	0.053	0.135	0.070	0.163	0.061	0.037	0.052	-	0.172	0.197	0.090	0.054	0.067	0.231	0.030	0.058	0.061	0.063	0.070	0.021
Mg	2.677	0.108	2.789	0.114	2.926	0.132	2.929	0.127	2.898	0.073	2.833	0.122	2.996	3.068	2.601	0.123	2.503	0.153	2.571	0.106	2.818	0.161	2.743	0.234	2.986
Fe^{2+}	1.837	0.037	1.861	0.057	1.779	0.075	1.732	0.071	1.706	0.070	1.837	0.023	1.885	1.686	1.794	0.098	1.868	0.107	1.783	0.083	1.716	0.060	1.828	0.136	1.794
Mn	0.051	0.044	0.051	0.032	0.020	0.024	0.018	0.026	0.039	0.029	0.033	0.021	-	-	0.037	0.030	0.087	0.014	0.027	0.008	0.068	0.026	0.088	0.017	0.006
C	5.000		4.994	0.014	5.00		5.00	0.01	5.000		4.993	0.012	5.00	5.00	5.00		5.00	0.01	5.00		5.00	0.01	4.98	0.03	5.00
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{2+}	-	-	0.067	0.177	0.011	0.016	0.116	0.182	0.013	0.023	0.006	0.013	1.337	1.098	0.007	0.016	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.056	0.040	0.054	0.079	0.062	0.037	0.093	0.066	0.069	0.045	0.021	0.020	0.427	0.416	0.061	0.029	0.012	0.015	0.070	0.004	0.022	0.025	0.011	0.012	0.092
Ca	1.816	0.110	1.827	0.275	1.843	0.057	1.741	0.244	1.869	0.078	1.918	0.057	0.161	0.449	1.849	0.062	1.898	0.072	1.828	0.019	1.847	0.108	1.950	0.016	1.863
Na	0.075	0.075	0.054	0.049	0.053	0.024	0.049	0.040	0.049	0.021	0.025	0.024	0.044	0.037	0.083	0.036	0.090	0.072	0.102	0.015	0.087	0.051	0.039	0.020	0.045
B	1.95	0.09	2.00	0.01	1.99	0.02	2.00		2.00		1.97	0.05	1.99	2.00	2.00		2.00		2.00		1.96	0.07	2.00		2.00
Na	0.058	0.083	0.045	0.033	0.017	0.018	0.04	0.02	0.048	0.014	0.015	0.018	-	0.037	0.095	0.033	0.143	0.066	0.097	0.027	0.037	0.036	0.123	0.047	0.007
K	0.061	0.066	0.015	0.011	0.013	0.007	0.02	0.02	0.019	0.008	0.023	0.010	-	0.008	0.027	0.007	0.029	0.013	0.025	0.007	0.014	0.007	0.014	0.010	0.004
A	0.12	0.06	0.06	0.04	0.03	0.02	0.06	0.03	0.07	0.02	0.04	0.03	-	0.04	0.121	0.034	0.17	0.07	0.12	0.03	0.05	0.03	0.14	0.06	0.01
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.59	0.01	0.59	0.03	0.62	0.02	0.61	0.03	0.63	0.01	0.61	0.01	0.48	0.52	0.59	0.02	0.57	0.03	0.59	0.02	0.62	0.02	0.60	0.04	0.62
N	3		15		20		33		12		5		1	1	12		10		4		6		5		1

Grnrite – grunerite; Ctonite – cumingtonite; Mg – Horneblenda – horneblenda magnesiana. Dpadrão – desvio padrão. - não detectado. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 23 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

A classificação das anfíbolas depende dos iões dominantes que ocupam a posição B. Quando os catiões dominantes são o Mg+Fe+Mn+Li, são classificadas de anfíbolas magnésio-ferríferas, se o catião Ca é o predominante na posição B, as anfíbolas são cálcicas. Os membros da série cumingtonite-grunerite têm a fórmula geral $(Mg,Fe^{2+},Mn)_7[Si_8O_{22}](OH)_2$ (Deer et al., 1997a). Cada um destes grupos referidos pode ser subdividido relativamente ao Si da fórmula estrutural e à razão $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Leake et al. 1997, 2003).

As composições médias de cada tipo de anfíbola das diversas amostras analisadas dos encraves microgranulares e do granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova foram projectadas no diagrama Si atómico versus $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ de Leake et al. (1997) (Fig. 25). Nas anfíbolas dos encraves tonalíticos e granodioríticos e do granodiorito biotítico hospedeiro foram encontradas diferentes composições químicas, correspondentes a anfíbolas magnésio-ferríferas e anfíbolas cálcicas (Fig. 25; Tabela 10).

Nos encraves tonalíticos predominam as anfíbolas magnésio-ferríferas, e dentro destas a grunerite, enquanto que nos encraves granodioríticos e no granodiorito biotítico passam a predominar as anfíbolas cálcias, horneblenda magnesiana, relativamente às anfíbolas magnésio-ferríferas. De referir, que no granodiorito biotítico hospedeiro apenas foi encontrado um cristal de grunerite e de cumingtonite na amostra com maior grau de deformação (Fig. 25; Tabela 10). A ocorrência de vários tipos de anfíbolas numa mesma rocha poderão indicar variações nas condições físicas de cristalização dos magmas ou posteriores modificações na composição das anfíbolas devido a reacções *subsolidus* (e.g., Campos, 1997).

Alguns cristais de anfíbola encontrados nos encraves microgranulares e no granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova apresentam composição química aleatória, sem constituir uma variação regular e gradacional do centro para o bordo do cristal. Contudo, esta variação química não está relacionada com a orientação cristalográfica dos cristais (Droop, 1994; Campos 1997; Campos et al., 2002).

Anfíbolas de Mg-Fe-Mn-Li:
$(Ca+Na_B) < 1.00$; $(Mg,Fe^{2+},Mn,LiB) \geq 1.00$;
$Li<1.00$

Anfíbolas Cálcicas:
$Ca_B \geq 1.00$; $(Na+K) < 0.50$

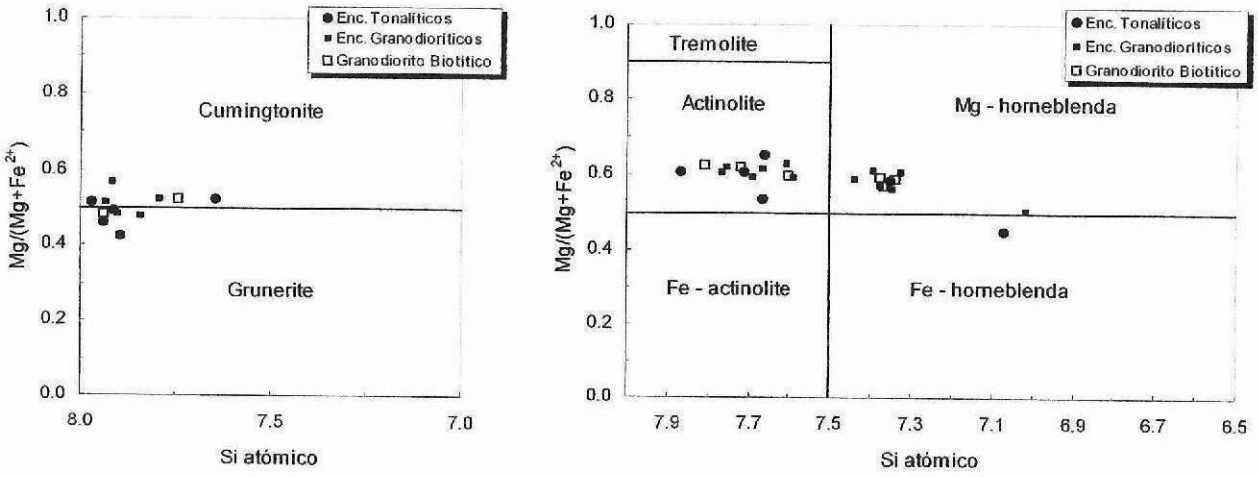

Figura 25. Projecção das composições da anfíbola dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama de Leake et al. (1997). Enc. – encraves.

Os teores de Ca e Na possíveis de encontrar nos membros da série cumingtonite-grunerite são geralmente baixos e podem ser atribuídos à existência de impurezas ou de pequenos intercrescimentos. Do mesmo modo, apenas quantidades limitadas de Mg e Fe ocorrem substituindo (Ca,Na) nas anfíbolas cálcicas e sódicas; o que justifica a imiscibilidade existente entre as anfíbolas magnésio-ferríferas e as anfíbolas cálcicas e sódicas. Nos principais grupos das anfíbolas podem ocorrer diversas soluções sólidas com substituições (Mg,Fe^{2+}) e (Al,Fe^{3+}). Contudo, entre o grupo das anfíbolas magnésio-ferríferas e das anfíbolas cálcicas existe uma grande diferença no tamanho dos catiões que ocupam a posição B; pelo que não é possível a ocorrência de soluções sólidas entre estes dois grupos, sendo frequente a exsolução lamelar de um tipo de anfíbola noutro, dependendo da

composição química das rochas onde ocorrem. Contudo, a solubilidade de actinolite em anfíbolas Mg-Fe parece ser superior do que em horneblenda (Deer et al., 1997a).

Nos encraves tonalíticos, a grunerite constitui a anfíbola mais abundante, tanto sob a forma de cristais alongados e isolados sem zonamento óptico nem químico, bem como, ocupando o núcleo de cristais rodeados de horneblenda ferrífera (Fig. 26a.1), ou horneblenda magnesiana e actinolite, sendo esta de *subsolidus* (Fig. 26b.1). Nalguns cristais, a horneblenda magnesiana apresenta exsoluções de grunerite (Fig. 26b.2) e a ocorrência de actinolite de *subsolidus*. Foram, ainda, encontrados cristais em que predomina actinolite de *subsolidus* e com zonas mais claras de grunerite e cumingtonite (Figs. 26c.1; 26c.2). Há ainda cristal com Fe-horneblenda e actinolite, sendo esta de *subsolidus* (Figs. 26a.2).

Nos encraves granodioríticos, a associação das anfíbolas encontrada é variada e com tendência aumentar a quantidade de anfíbolas cálcicas em detrimento da anfíbolas magnésio-ferríferas. Foram encontrados cristais de horneblenda magnesiana com exsoluções de cumingtonite e grunerite e a ocorrência de actinolite de *subsolidus*, geralmente nos bordos (Figs. 26d.1; 26d.2; 26e.1) e cristais de actinolite de *subsolidus* com inclusões de cumingtonite e titanite (Fig.26e.2). Contudo, tendem a predominar cristais constituídos por horneblenda magnesiana ou actinolite de *subsolidus* sem zonamento óptico evidente nem variação regular na composição química.

No granodiorito biotítico, por sua vez, predominam os cristais de horneblenda magnesiana com prováveis exsoluções de cumingtonite e grunerite (Figs. 26f.1; 26f.2) e a ocorrência de actinolite *subsolidus*. Tanto a horneblenda magnesiana como a actinolite apresentam um aspecto homogéneo, sem zonamento óptico nem variação regular na composição química. As anfíbolas das rochas graníticas do plutão de Kavala (Grécia), estudadas por Neiva et al. (1996), apresentam uma composição química homogénea e sem zonamento. No tonalito da área de Rebordelo-Agrochão, foram também encontrados cristais

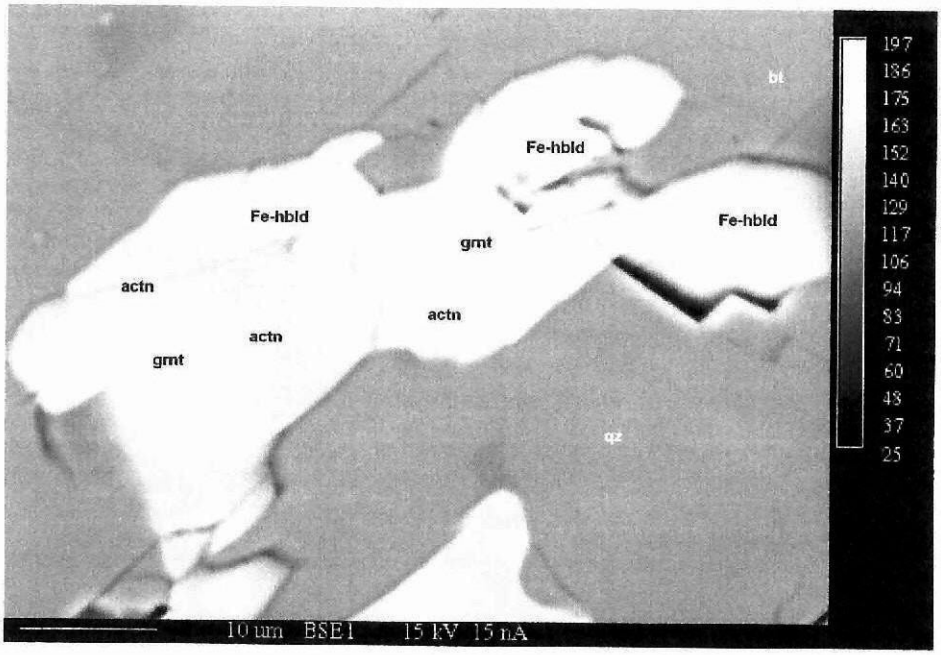

Figura 26a.1. Cristal de anfíbola, mostrando grunerite rodeada de horneblenda ferrífera e de actinolite de *subsolidus*. O cristal está incluso em quartzo. Fe-hbld – horneblenda ferrífera; grnt – grunerite; actn – actinolite; bt – biotite; qz – quartzo. Este cristal pertence ao encrave tonalítico E25A.

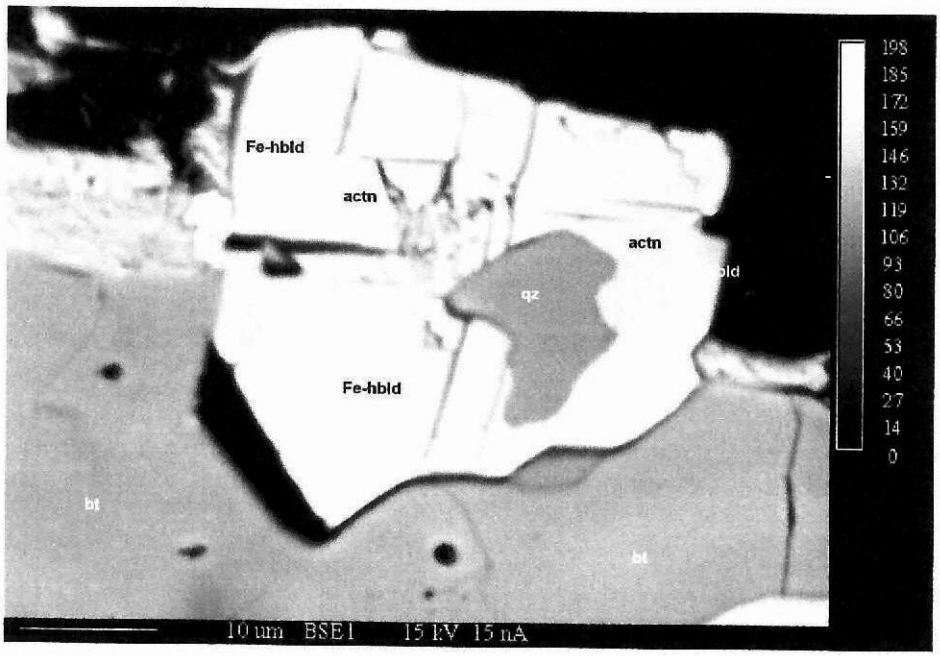

Figura 26a.2. Cristal de Fe-horneblenda com zonas mais escuras de actinolite, esta provavelmente de *subsolidus*, inclusa em biotite a que está associada clorite. Fe-hbld – horneblenda ferrífera; actn – actinolite; bt – biotite; qz – quartzo; cl - clorite. Este cristal pertence ao encrave tonalítico E25A.

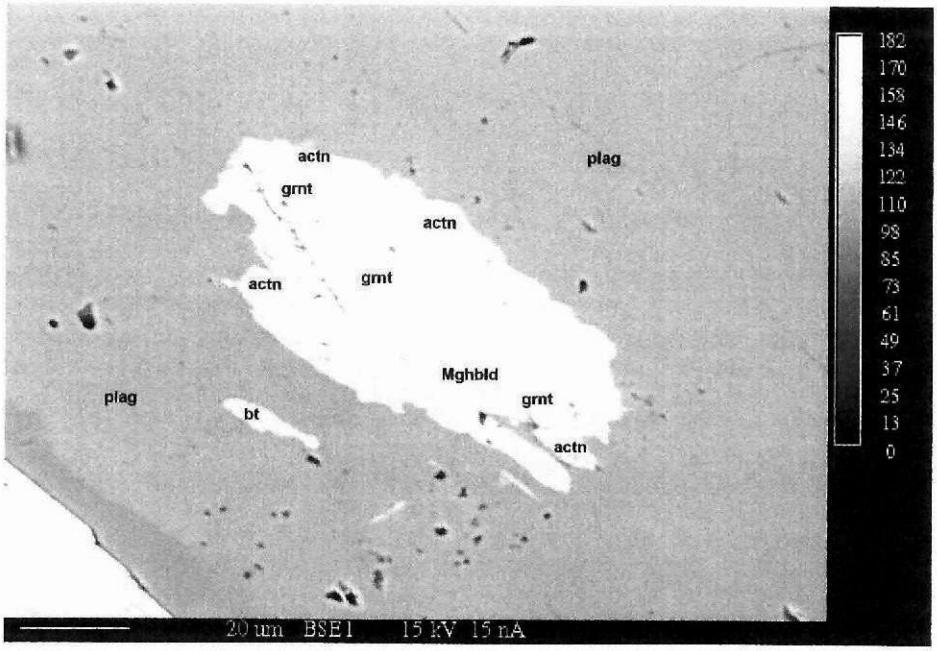

Figura 26b.1. Cristal de anfíbola com centro de grunerite, rodeada de horneblenda magnesiana e nos bordos com actinolite de *subsolidus*. Grnt – grunerite; Mghbld – horneblenda magnesiana; actn – actinolite; plag – plagioclase; bt – biotite. Este cristal pertence ao encrave tonalítico E23.

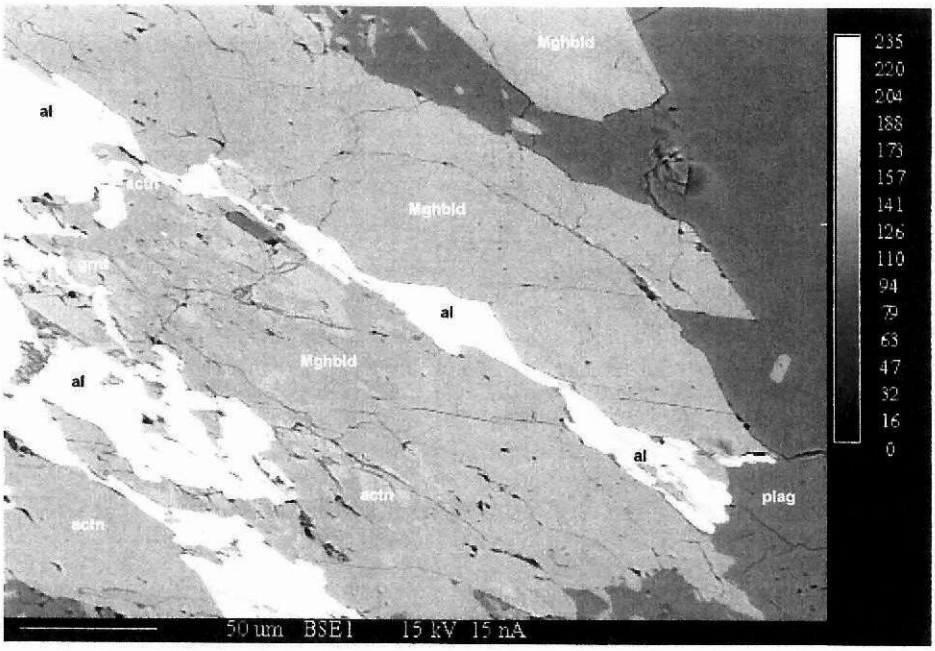

Figura 26b.2. Cristal horneblenda magnesiana de aspecto homogéneo, com exsoluções mais claras de grunerite e a ocorrência de actinolite de *subsolidus*. Este cristal é atravessado por alanite. Mghbld – horneblenda magnesiana; grnt – grunerite; actn – actinolite; al – alanite; plag – plagioclase. Este cristal pertence ao encrave tonalítico E23.

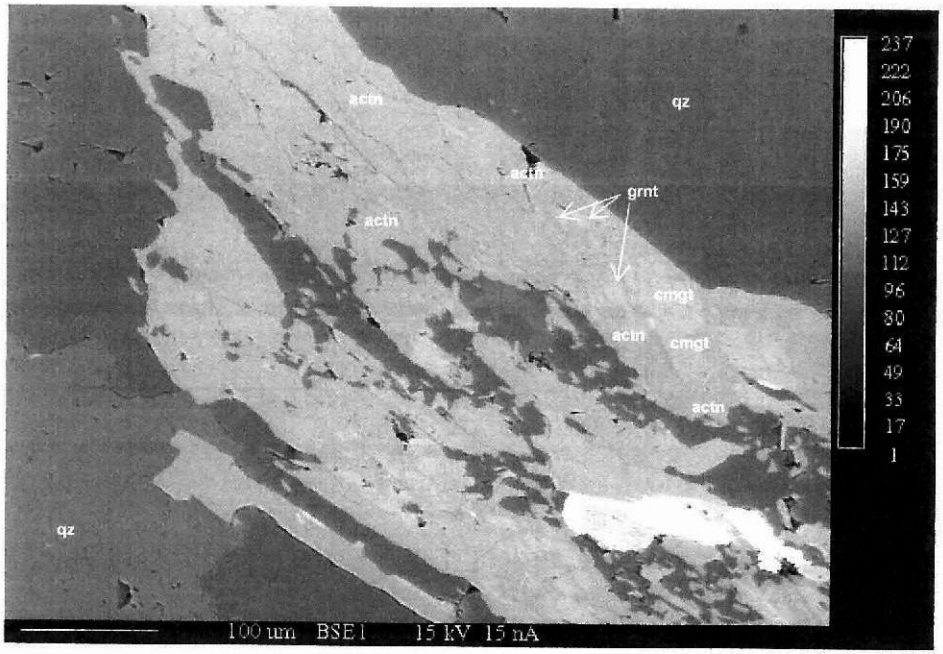

Figura 26c.1. Cristal dominante de actinolite de *subsolidus* com zonas interiores mais claras de cumingtonite e grunerite. Cmgt – cumingtonite; grnt – grunerite; actn – actinolite; ilm – ilmenite; qz – quartzo. Este cristal pertence ao encrave tonalítico E23.

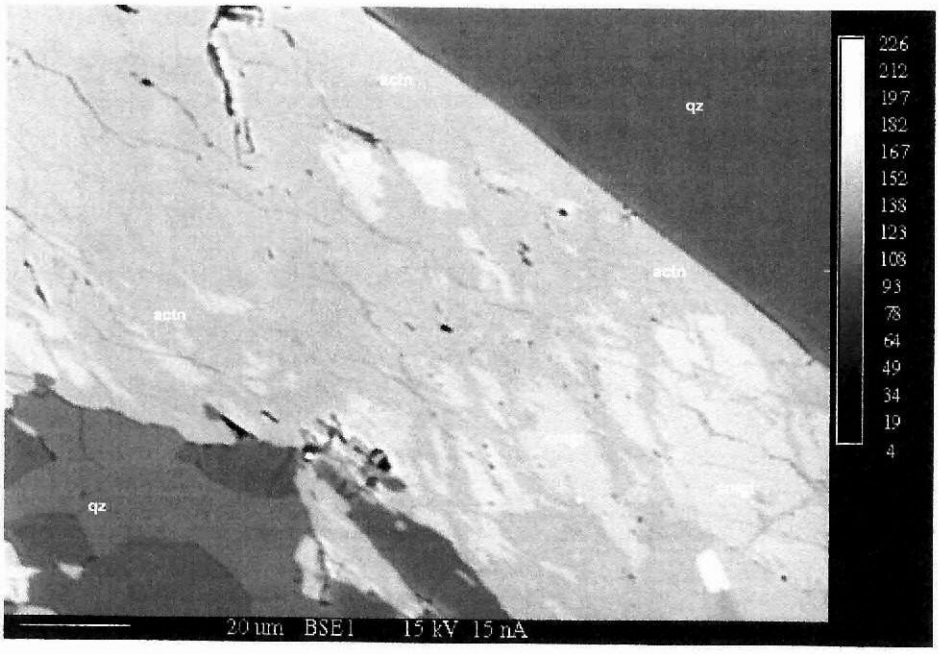

Figura 26c.2.Ampliação do cristal da Fig. 2c.1. Cmgt – cumingtonite; grnt – grunerite; actn – actinolite; ilm – ilmenite; qz – quartzo. Este cristal pertence ao encrave tonalítico E23.

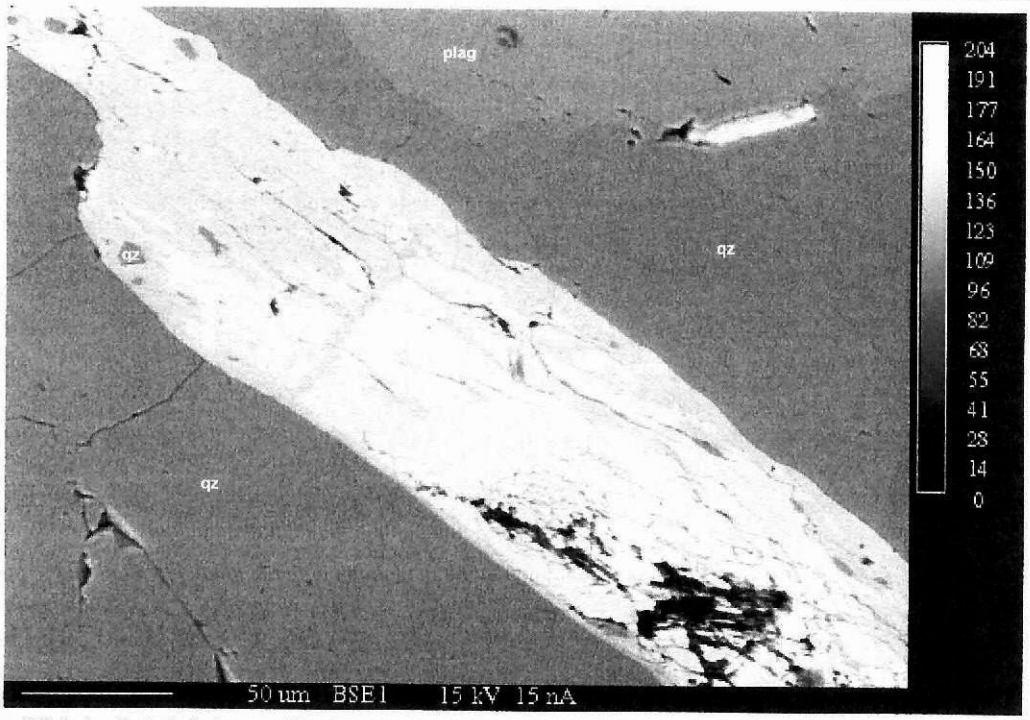

Figura 26d.1. Cristal de anfíbola com várias composições. Zona central de exsolução de cumingtonite com pequenas zonas de horneblenda magnesiana e bordos de actinolite de *subsolidus*. Na parte inferior da cumingtonite ocorre grunerite. Mghbld – horneblenda magnesiana; cmgt – cumingtonite; grnt – grunerite; actn – actinolite; qz – quartzo; plag – plagioclase. Este cristal pertence ao encrave granodiorítico E24.

Figura 26d.2. Cristal de anfíbola com com exsolução central de grunerite na horneblenda magnesiana e a ocorrência de actinolite de *subsolidus*. Grnt – grunerite; Mghbld – horneblenda magnesiana; actn – actinolite; ilm – ilmenite; qz – quartzo. Este cristal pertence ao encrave granodiorítico E24.

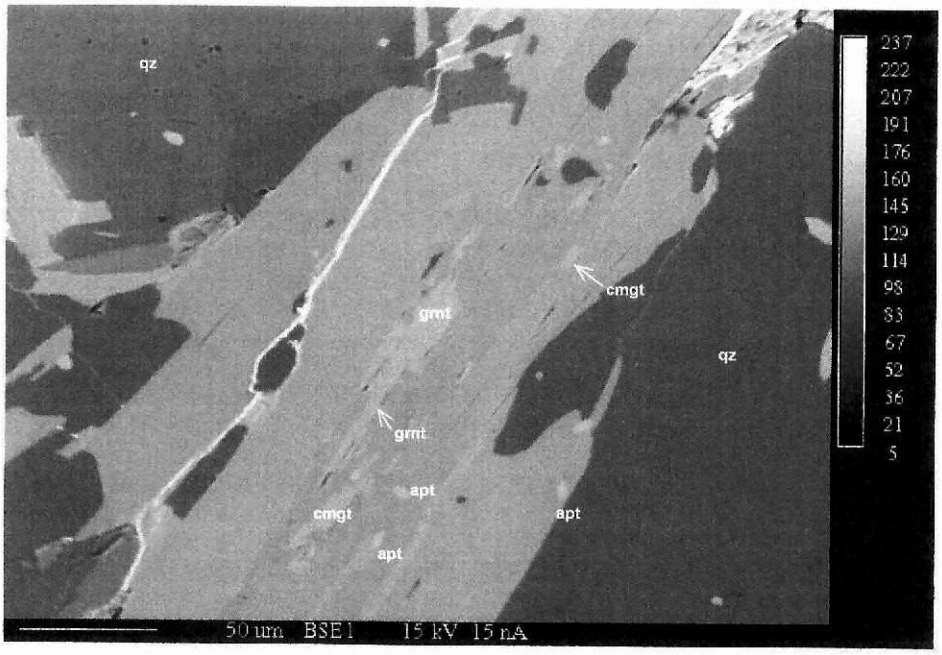

Figura 26e.1. Cristal de horneblenda magnesiana incluso no quartzo do encrave granodiorítico EQ. Tem exsoluções de grunerite no centro do cristal e cumingtonite em zona intermédia e a ocorrência de actinolite no bordo inferior, provavelmente de *subsolidus*. Mghbld – horneblenda magnesiana; grnt – grunerite; cmgt – cumingtonite; actn – actinolite; apt – apatite; qz – quartzo.

Figura 26e.2. Cristal de actinolite de *subsolidus* com inclusões de cumingtonite e titanite. Este cristal de anfíbola está incluso na biotite do encrave granodiorítico EQ. Actn – actinolite; cmgt – cumingtonite; tit – titanite; bt – biotite; qz – quartzo.

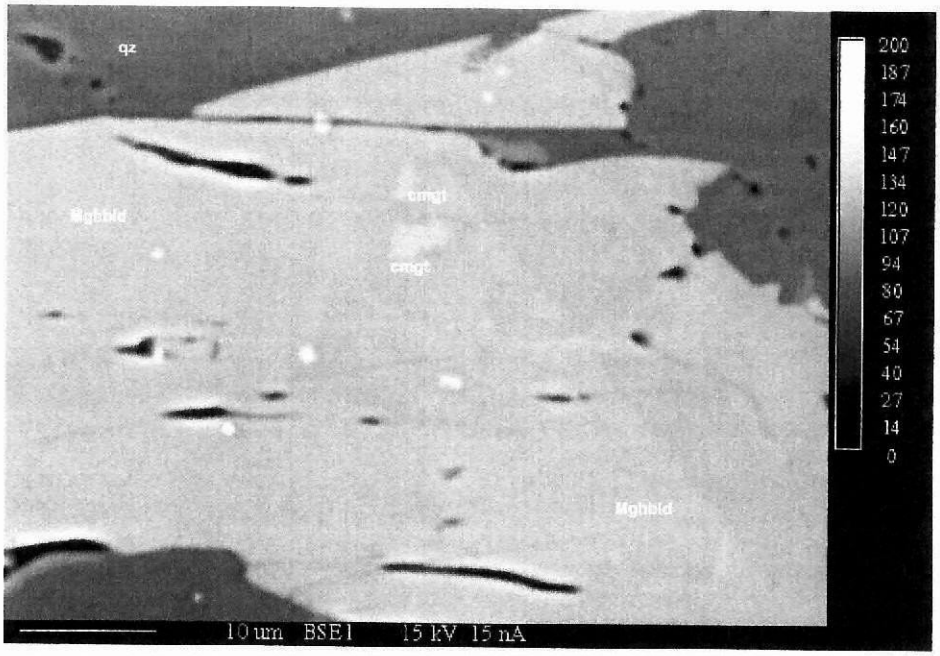

Figura 26f.1. Cristal de horneblenda magnesiana com provável exsolução de cumingtonite e incluso em quartzo. Mghbld – horneblenda magnesiana; cmgt – cumingtonite; qz – quartzo. Este cristal pertence ao granodiorito biotítico NP.

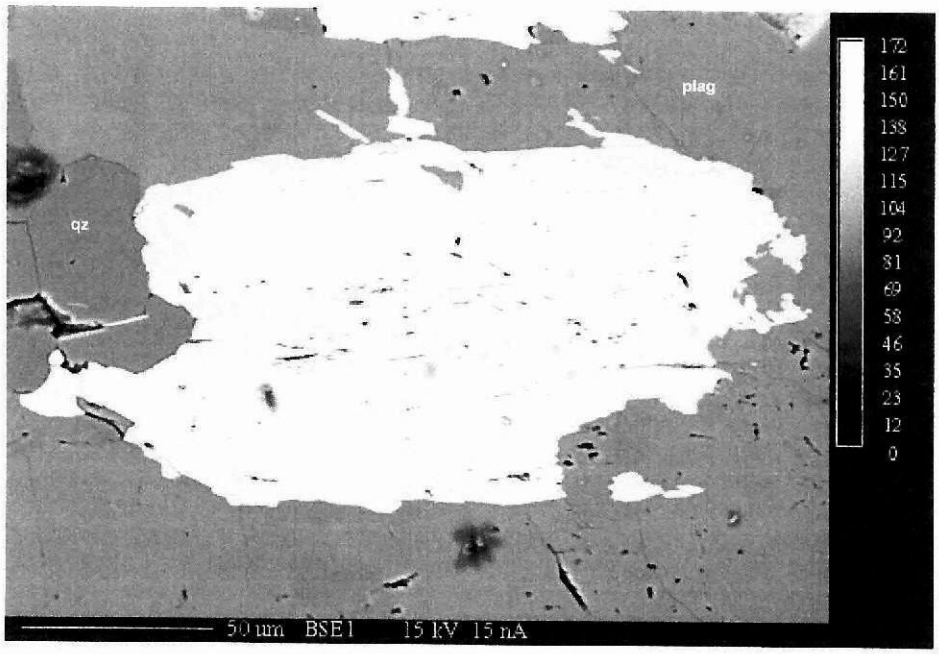

Figura 26f.2. Cristal de horneblenda magnesiana com exsoluções de grunerite e ocorrência de actinolite de *subsolidus*. Mghbld – horneblenda magnesiana; grnt – grunerite; actn – actinolite; qz – quartzo; plag - plagioclase. Este cristal pertence ao granodiorito biotítico NP.

homogéneos de horneblenda, ocupando o núcleo de cristais zonados, com bordos de actinolite de *subsolidus* (Gomes e Neiva, 2005).

A inexistência de um zonamento sem uma variação regular entre o núcleo e o bordo dos cristais das anfíbolas cálcicas, como observado nas rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, fornece algumas incertezas na interpretação das informações petrogenéticas dadas pelas análises individuais (Ernst, 2002).

A estrutura apresentada pelas anfíbolas dependerá da temperatura de cristalização, em que um aumento da temperatura levará a uma menor diferença entre as posições A e B (Deer et al., 1997a). A lacuna composicional estabelecida entre estes dois grupos de anfíbolas decresce com o aumento da temperatura (Robinson et al., 1982). Sueno et al. (1973) sugerem que a mistura de catiões que ocorrem na posição M4 é desordenada para valores mais baixos de temperatura e com o aumento da mesma, estes catiões se movem para junto da posição ocupada pelo Ca. Com estas trocas poderão ser justificadas tanto a solução sólida estabelecida entre as anfíbolas cálcicas e as anfíbolas magnésio-ferríferas, em condições de temperaturas mais elevadas, bem como, a ocorrência de exsoluções, quando as temperaturas são mais baixas.

No plutão granodorítico de Barcroft foram, também, encontradas associações de cristais de actinolite intercrescidos com cristais de menores dimensões da série cumingtonite-grunerite; indicando que estes cristais de cumingtonite-grunerite terão cristalizado a baixas temperaturas (Ernst, 2002).

As reacções que ocorrem entre a cumingtonite e os feldspatos existentes na rocha permitem a produção de biotite e horneblenda, com o aumento da pressão, em detrimento na cumingtonite; tanto em anfibolitos como em sistemas graníticos (Evans e Ghiorso, 1995).

As anfíbolas cálcicas constituem a fase principal das rochas intrusivas máficas e intermédias, dado que a sua variação composicional é função das condições a que foram sujeitas, possibilitando a explicação de alguns processos de cristalização/recristalização dos maciços encaixantes (Ernst, 2002). Diversos estudos têm sido realizados com anfíbolas

cálcicas naturais e sintéticas, os quais mostram que a elevadas temperaturas, há um aumento em Mg/(Mg+Fe), Ti, Al, Na e K e decréscimo em Si e Fe(t)+Mg+Mn±Ca na composição química das anfíbolas (Ernst, 2002). Nas anfibolas cálcicas das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova podem ser referidas três possíveis gerações distintas com composição de horneblenda magnesiana, Fe-horneblenda e actinolite, associadas a um decréscimo de temperatura, em que esta última corresponderá a uma fase tardia e deverá ter sido formada em condições *subsolidus* (Solá et al., 2003). Os cristais de cumingtonite e grunerite podem ser inclusões nas horneblendas ferrífera (Fig. 26a.1) e horneblenda magnesiana (Fig. 26b.1) e exsoluções na horneblenda magnesiana (Figs. 26b.2; 26d.1; 26d.2; 26e.1).

Nas anfíbolas do granodiorito biotítico e seus encraves microgranulares não foram encontradas diferenças composicionais significativas entre as anfíbolas que ocorrem dispersas na matriz e as anfíbolas que constituem pequenos aglomerados e associadas à biotite; à semelhança do encontrado por Campos (1997), nas rochas granitóides do nordeste do Brasil.

Embora a maioria dos cristais de anfíbola do granodiorito biotítico e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova não sejam homogéneos e apresentem variabilidade composicional dentro do próprio cristal verifica-se, nas anfíbolas cálcicas, uma tendência em decrescer a quantidade de $(Na+K)_A$ com o aumento do teor em Si, para a horneblenda magnesiana e para a actinolite (Fig. 27); o que está de acordo com o encontrado por outros autores (Chivas, 1981; Yamaguchi, 1985; Pe-Piper, 1988; Campos, 1997).

A estrutura das anfíbolas permite a ocorrência de substituições duplas e complexas, que envolvam vários balanços de carga, para além da substituição de Mg por Fe^{2+}. A identificação destas substituições pode ser idealizada através da relação da composição da anfíbola com o membro terminal tremolite (Robinson et al., 1971; Czamanske e Wones, 1973; Blundy e Holland, 1990).

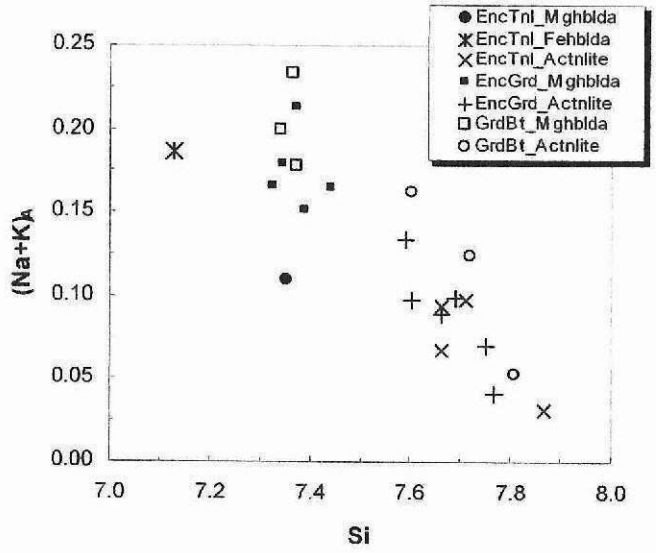

Figura 27. Projecção das anfíbolas cálcicas do granodiorito biotítico e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama Si versus $(Na+K)_A$.

EncTnl – encraves tonalíticos; EncGrd – encraves granodioríticos; GrdBt – granodiorito biotítico. Mghblda – horneblenda magnesiana; Fehblda – horneblenda ferrífera; actnlite – actinolite.

A compensação de cargas com a introdução de Al na posição tetraédrica pode ser feita de vários modos, sendo dependente da temperatura, em que o mais comum é a entrada de Na e K na posição A; correspondente à substituição do tipo edenite ($Si + \square A = Al^{IV} + Na_{(A)}$) (Blundy e Holland, 1990). A substituição do tipo edenite é, também, dominante se a anfíbola e a plagioclase tiverem cristalizado em equilíbrio (Castro e Stephens, 1992). Uma outra compensação de carga será a introdução de Al na posição octaédrica, em substituição dos iões divalentes das posições M1-M3; correspondente à substituição do tipo tshermaquite [$SiR^{2+}_{(M1M3)} \leftrightarrows Al^{IV}+Al^{VI}$] (Blundy e Holland, 1990).

Estas substituições duplas que ocorrem na estrutura das anfíbolas podem ser avaliadas através de correlações binárias entre os diversos catiões das fórmulas estruturais. Nas anfíbolas cálcicas dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova foram encontradas correlações positivas entre $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti$

e Al^{IV} e entre Na+K e Al^{IV} (Figs. 28.a, 28.b), o que mostra um predomínio da substituição do tipo tshermaquite $Al^{IV}Al^{VI} \leftrightarrows SiR^{2+}_{(M1M3)}$. Contudo, a substituição do tipo edenite $Al^{IV}Na \leftrightarrows Si\square_A$ está, também, presente (Deer et al., 1997a). Estas substituições foram, também, encontradas nas anfíbolas das rochas graníticas do plutão de Kavala (Neiva et al., 1996). A melhor correlação linear para as anfíbolas cálcicas dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro é entre $(Na+K)_A+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti$ e Al^{IV} (Fig. 28.c), onde estão envolvidas as substituições do tipo tshermaquite e edenite. Semelhantes correlações e respectivas substituições foram encontradas nas anfíbolas cálcicas estudadas por Neiva et al. (1996) e Campos et al. (2000, 2002).

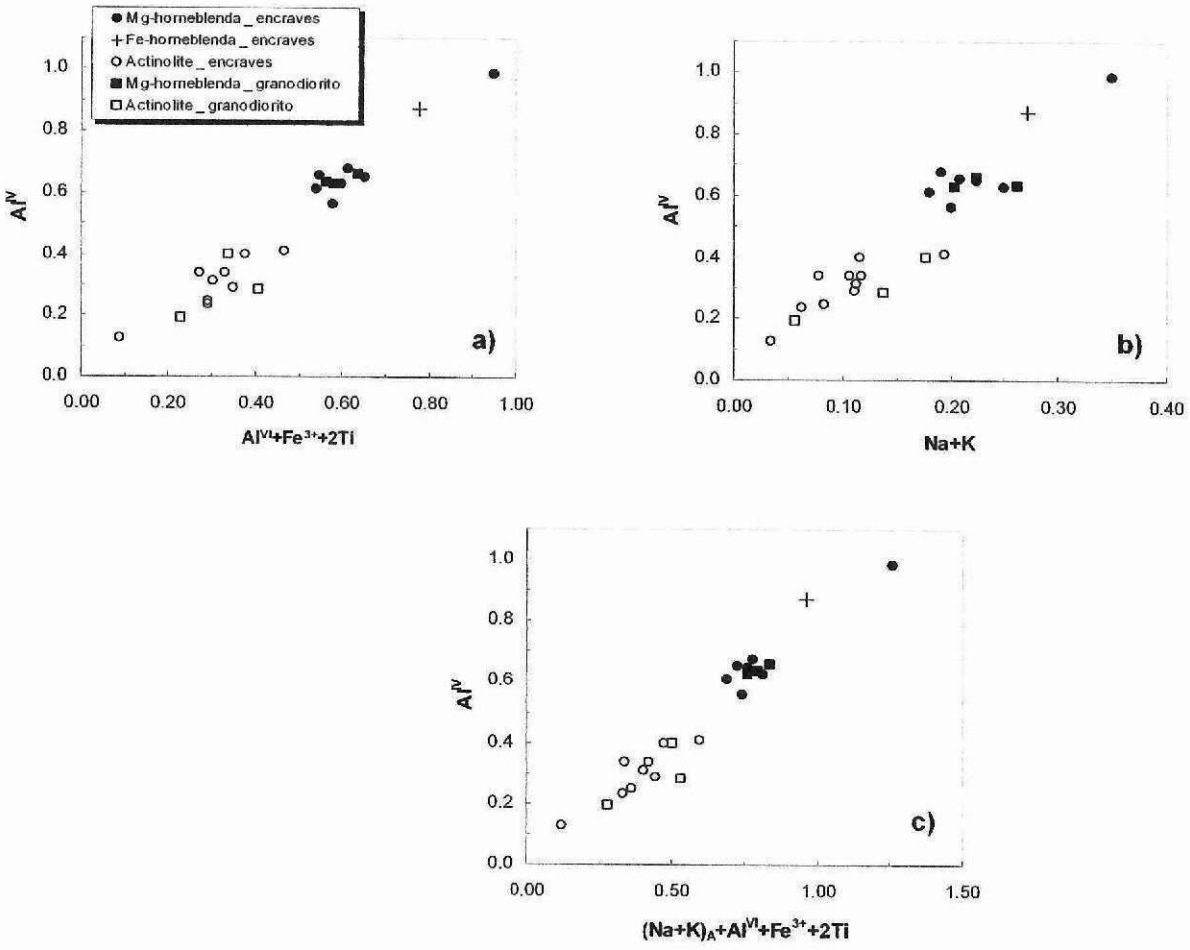

Figura 28. Diagramas de substituição nas anfíbolas cálcicas do granodiorito biotítico e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. a) $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti$ versus Al^{IV}; b) Na+K versus Al^{IV}; c) $(Na+K)_A+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti$ versus Al^{IV}.

A ocupação parcial das posições A por Na e K e a substituição de Al^{VI} por Fe^{3+} e Ti nas posições octaédricas são compensadas pela substituição de Si por Al^{IV} nas posições tetraédricas e deverão resultar em Al^{IV} = ocupação da posição A + [Al^{VI} + Fe^{3+} + $2Ti^{4+}$] (Czamanske e Wones, 1973). Dado que esta correlação passa pela origem poderá referir-se que não deverão ter ocorrido outras substituições significativas (Fig. 28.c).

A quantidade de Al_2O_3 numa anfíbola cálcica aumenta com o aumento da pressão e da temperatura (Moody et al., 1983), pois o Al tende a substituir o Si ao aumentar a temperatura e a ser substituído por Mg+Fe, na posição M2, com o aumento da pressão (Hawthorne, 1981; Gilbert et al., 1982; Robinson et al., 1982; Anderson e Smith, 1995).

Nas anfíbolas dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova há uma tendência de variação contínua linear de Al^{VI}, Mg, Na, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ e Al_{total}, em função da quantidade de Si (Fig. 29).

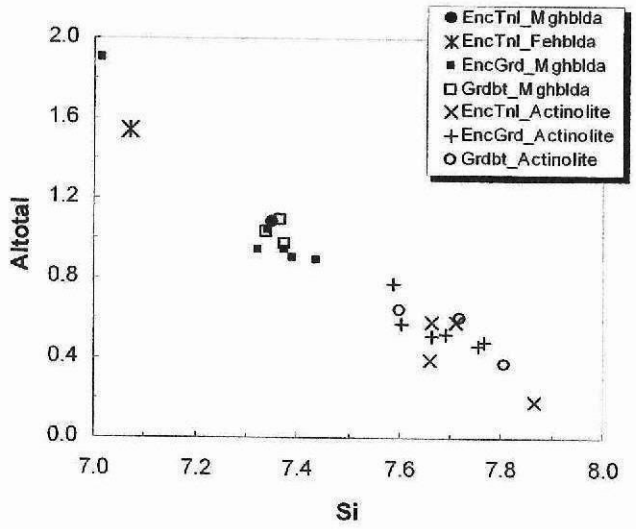

Figura 29. Diagrama Al_{total} versus Si para as anfíbolas cálcicas do granodiorito biotítico e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. EncTnl – encraves tonalíticos; EncGrd – encraves granodioríticos; Grdbt – granodiorito biotítico. Mghbld – horneblenda magnesiana; Fehbld – horneblenda ferrífera.

Contudo, as composições das anfíbolas cálcicas (horneblenda magnesiana e horneblenda ferrífera) dos encraves microgranulares e do granodiorito biotítico hospedeiro são semelhantes e não apresentam uma variação regular desde os encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico. Há a distinção esperada entre actinolite de *subsolidus* e as outras anfíbolas cálcicas (Fig. 29). Entre as anfíbolas magnésio-ferríferas, por sua vez, não foi possível encontrar nenhuma variação regular, pois as suas composições revelam elevada dispersão.

As anfíbolas magmáticas apresentam valores inferiores a 7.3 de Si na fórmula estrutural (Leake, 1978); pelo que a ocorrência de actinolite indica modificações no *subsolidus* das anfíbolas magmáticas. Helz (1982) mostrou que a actinolite não é uma fase magmática. Alguns autores sugerem que as anfíbolas com Si superior a 7.3 cristalizaram no *subsolidus*, na presença de um fluído e serão derivadas de piroxena (Chivas, 1981).

A elevada quantidade de cristais de actinolite encontrados e alguns aspectos de alteração pós-magmática, poderão ser justificados por reequilíbrios químicos tardios ocorridos na anfíbola, pois a anfíbola magmática pode reequilibrar com o fluído no *subsolidus* e a sua composição dependerá das condições de pressão e de fO_2 do fluido (Speer, 1987; Pe-Piper, 1988). Nos encraves microgranulares e no granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova não foram encontradas piroxenas, embora seja admitida a ocorrência de reacções da horneblenda magnesiana precoce com os fluidos no *subsolidus* dando origem à actinolite; tal como observado nas rochas granitóides de Rebordelo-Bouça-Torre de D.Chama-Agrochão (Gomes, 1996).

Diversos estudos laboratoriais têm sido realizados com anfíbolas para determinar as suas condições de estabilidade. Ghose e Weidner (1972) submeteram a grunerite a condições de temperatura entre 700 - 800° C e verificaram que em condições oxidantes, a grunerite oxidava e era formada magnetite, enquanto que em condições redutoras, a grunerite se decompunha em outros minerais. Phillips et al. (1991), por sua vez, submeteram cristais naturais de grunerite a uma temperatura de 700° C e verificaram que

ocorriam quebras nas ligações estruturais, conjuntamente com a decomposição, resultando produtos enriquecidos em Fe e empobrecidos em Mg e em Si, relativamente à grunerite. Alguns autores definem como um valor máximo de estabilidade para a grunerite de 650º C (Fonarev e Korolkov, 1980; Deer et al., 1997a), enquanto que outros autores consideram o valor de temperatura de 760º C (Miyano e Klein, 1986).

Nas anfíbolas magnésio-ferríferas, grunerite e cumingtonite, há uma tendência em aumentar o teor de Mn e em decrescer o de Fe^{2+} desde os encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro, com o decréscimo do FeOtotal das rochas granitóides (Tabela 11); o que apoia a possível sequência de cristalização fraccionada sugerida para estas rochas.

Tabela 11. Valores atómicos médios de Mn e Fe^{2+} das anfíbolas magnésio-ferríferas e de FeOt dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro.

	Grunerite			**Cumingtonite**		
	EncTnl	EncGrd	Grdbt	EncTnl	EncGrd	Grdbt
Mn atómico	1.91	2.41	2.66	1.53	2.14	2.61
Fe^{2+} atómico	20.91	20.71	20.44	18.75	17.40	18.85
%FeOt dos granitóides	5.72	4.55	2.92	5.72	4.59	2.92

EncTnl – encraves tonalíticos; EncGrd – encraves granodioríticos; Grdbt – granodiorito biotítico.

4.3.3. *Biotite*

Os valores médios dos elementos maiores e menores da biotite dos granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e as suas fórmulas estruturais são apresentadas nas Tabelas 12 e 13. O número de iões da biotite foi calculado com base em 11 átomos de oxigénio.

As análises químicas e as fórmulas estruturais da biotite dos granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e os elementos menores das biotites separadas das várias amostras analisadas são apresentados no Anexo IV.

No diagrama Mg – (Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti) – (Fe^{2+}+Mn) de Foster (1960), a maioria das biotites dos granitóides e dos seus encraves microgranulares são biotites ferríferas com Mg/Fe inferior à unidade (Fig. 30). Contudo, a biotite do granodiorito biotítico e seus encraves tonalíticos e granodioríticos apresentam composição menos ferrífera, projectando-se algumas amostras no campo da biotite magnesiana ou na transição da biotite magnesiana para a biotite ferrífera (Fig. 30).

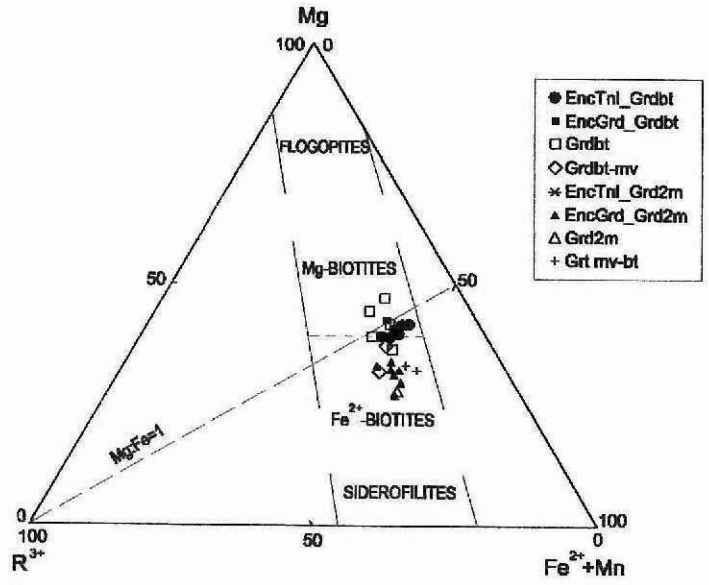

Figura 30. Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama triangular Mg – R^{3+}(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti) – (Fe^{2+}+Mn) de Foster (1960). Símbolos como na Figura 13.

Tabela 12. Análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

	Encraves tonalíticos no Granodiorito biotítico		Encraves granodioríticos no Granodiorito biotítico		Granodiorito biotítico			Granodiorito biotítico-moscovítico		Encraves tonalíticos no Granodiorito 2 micas		Encraves granodioríticos no Granodiorito 2 micas		Granodiorito de duas micas		Granito moscovítico biotítico	
					Deformada	Não deformada											
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	36.21	0.33	36.30	0.35	36.02	36.45	0.67	35.75	0.60	35.71	1.47	35.44	0.30	34.44	0.621	33.98	0.97
TiO_2	1.82	0.18	1.91	0.38	1.90	1.79	0.42	1.98	0.59	1.99	0.08	1.99	0.16	1.59	0.790	2.63	0.36
Al_2O_3	16.66	0.57	16.77	0.63	15.96	17.35	0.29	17.73	0.30	17.67	0.09	18.11	0.26	18.20	0.542	18.21	1.26
Fe_2O_3	0.84	0.11	0.58	0.14	0.56	1.06	0.69	1.66	1.51	0.49		1.10	0.46	1.06		0.01	-
FeO	18.64	0.61	18.70	0.71	18.15	16.90	0.76	19.04	0.49	18.67		20.48	0.98	20.95		26.00	1.02
MnO	0.31	0.05	0.35	0.02	0.31	0.32	0.03	0.30	0.01	0.40	0.10	0.56	0.15	0.68	0.085	0.13	-
MgO	10.02	0.29	9.95	0.54	11.20	9.70	0.97	8.74	0.97	9.49	0.28	7.58	0.58	6.71	0.254	5.25	0.23
CaO	0.04	0.03	0.04	0.03	0.08	0.14	0.19	0.07	0.07	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.019	0.05	0.02
Na_2O	0.07	0.01	0.06	0.02	0.12	0.06	0.02	0.08	0.02	0.04	0.00	0.07	0.06	0.05	0.016	0.07	0.03
K_2O	9.41	0.09	9.46	0.07	9.45	9.33	0.04	9.11	0.14	9.30	0.13	9.25	0.09	9.12	0.214	9.68	2.60
F	0.26	0.06	0.28	0.14	0.26	0.20	0.21	0.40	0.12	0.33	0.03	0.32	0.09	0.19	0.056	0.56	0.06
Cl	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.016	0.01	0.01
	94.27	0.35	94.39	0.27	96.03	93.29	0.28	94.88	0.40	94.13	1.18	94.61	0.67	93.24	1.479	96.58	1.09
O=F	0.11	0.02	0.12	0.06	0.11	0.08	0.09	0.17	0.05	0.14	0.01	0.14	0.04	0.08	0.024	0.24	0.02
O=Cl	-		-		0.01	-		0.01		-		-		-	0.004	-	-
Total	94.16		94.27		95.91	93.21		94.70		93.98		94.47		93.16		96.35	
N	**51**		**55**		**14**	**56**		**37**		**23**		**29**		**10**		**10**	
Cr	224		277		223	211	15	113		177		113	65	120		29	
V	389		376		388	333	7	176		370		301	26	148		34	
Nb	20		15		20	21	6	34		25		43	21	60		195	
Zn	343		348		341	340	13	555		362		540	39	510		1450	
Sn	3		*		6	14	0	10		11		23	8	38		85	
Li	276		205		289	341	48	706		1090		1036	64	1080		1700	
Ni	100		119		103	115	10	50		115		46	25	56		13	
Zr	10		*		21	29	13	36		12		76	25	67		35	
Cu	11		17		20	38	47	10		19		15	9	22		33	
Sc	50		50		54	45	1	22		51		51	7	24		11	
Y	13		10		*	11		*		5		12	2	18		10	
Ba	1435		1260		1160	1070	57	*		1010		388	145	*		71	
Rb	371		349		405	403	7	214		576		724	36	249		1580	
Cs	27		33		31	82	58	922		97		158	33	717		1430	
Ta	2		*		*	*		110		*		10	5	256		106	
Co	42		42		43	40	3	*		42		36	1	*		*	
Ga	36		34		39	41	4	34		37		47	1	26		37	
Hf	*		*		*	*		*		*		2	1	6		*	
Pb	*		*		8	9	5	*		*		13	4	*		*	
Th	2		*		*	9	2	6		*		3	1	34		4	
Tl	3		*		*	*		*		*		7		6		22	
N	**2**		**1**		**2**	**3**		**2**		**1**		**5**		**1**		**2**	

Dpadrão – desvio padrão. – sem significado. * - valor abaixo do limite de detecção. N – número de análises. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 13. Fórmulas estruturais médias das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova correspondentes às análises da Tabela 12.

	Enc. tonalíticos no Granodiorito biotítico	Enc. granodioríticos no Granodiorito biotítico	Granodiorito biotítico Deformada	Granodiorito biotítico Não deformada	Granodiorito biotítico-moscovítico	Enc. tonalíticos no Granodiorito 2 micas	Enc.granodioríticos no Granodiorito 2 micas	Granodiorito de duas micas	Granito mvbt
Si	2.788	2.790	2.854	2.808	2.740	2.750	2.734	2.723	2.586
Al^{IV}	1.212	1.210	1.146	1.192	1.260	1.250	1.266	1.277	1.414
Al^{VI}	0.300	0.309	0.266	0.383	0.342	0.354	0.382	0.419	0.399
Ti	0.105	0.110	0.107	0.104	0.114	0.115	0.115	0.095	0.151
Fe^{3+}	0.048	0.034	0.031	0.061	0.096	0.028	0.064	0.063	0.001
Fe^{2+}	1.200	1.202	1.139	1.089	1.220	1.203	1.321	1.385	1.655
Mn	0.020	0.022	0.020	0.021	0.020	0.026	0.036	0.059	0.009
Mg	1.150	1.140	1.253	1.114	0.998	1.089	0.872	0.791	0.596
Y	2.82	2.82	2.82	2.77	2.79	2.82	2.79	2.81	2.81
Ca	0.003	0.003	0.006	0.011	0.006	0.003	0.004	0.003	0.004
Na	0.010	0.008	0.018	0.008	0.012	0.006	0.010	0.007	0.011
K	0.924	0.927	0.905	0.917	0.890	0.914	0.910	0.920	0.940
X	0.94	0.94	0.93	0.94	0.91	0.92	0.92	0.93	0.955
Cl	0.063	0.068	0.061	0.048	0.098	0.081	0.078	0.046	0.135
F	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001
OH	1.936	1.930	1.936	1.951	1.899	1.918	1.920	1.951	1.865

Enc. – encraves; mvbt – moscovítico-biotítico. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

A biotite analisada foi projectada no diagrama tipológico Al^{VI} - $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ dos quatro componentes principais (Fig. 31). A biotite dos granodioritos e seus encraves microgranulares situa-se entre valores de $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ de 0.4 a 0.7 e de Al^{VI} de 0.5 a 1.0; pelo que se projectam no campo da biotite comum. A biotite dos encraves microgranulares de composição tonalítica e granodiorítica que ocorrem no granodiorito biotítico possui composição semelhante; pelo que se sobrepõem no diagrama Al^{VI}- $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ (Fig. 31). A biotite do granodiorito de duas micas e seus encraves granodioríticos aproxima-se mais da linha que as separa das siderofilites litiníferas devido aos valores mais elevados de Al^{VI} que possuem (Fig. 31). A biotite do granito moscovítico-biotítico revela uma maior contribuição de siderofilite, pois apresenta os valores mais elevados de $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ e de Al^{VI} do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Fig. 31).

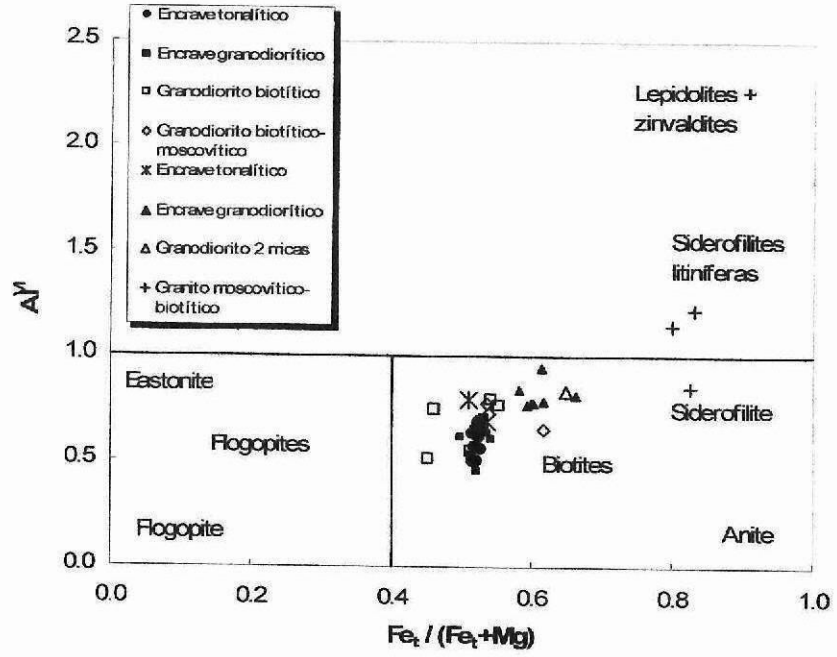

Figura 31. Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama Al^{VI} versus $Fe_t/(Fe_t+Mg)$, segundo Deer et al. (1966), modificado por Thorpe et al. (1990). (Encraves no granodiorito biotítico: • e ■; no granodiorito de duas micas: * e ▲).

As biotites dos granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova foram projectadas no diagrama MgO-FeOt-Al_2O_3 de Nockolds (1947) (Fig. 32). As biotites do granodiorito de duas micas e do granito moscovítico-biotítico situam-se no campo da biotite coexistente com moscovite, enquanto que as biotites do granodiorito biotítico, seus encraves tonalíticos e grandioríticos e do granodiorito biotítico-moscovítico projectam-se no campo da biotite não coexistente com outros minerais máficos (Fig. 32), o que está de acordo com as observações petrográficas, excepto para a biotite do granodiorito biotítico-moscovítico, que contudo se projecta próximo da curva de separação para o campo de coexistência destas micas.

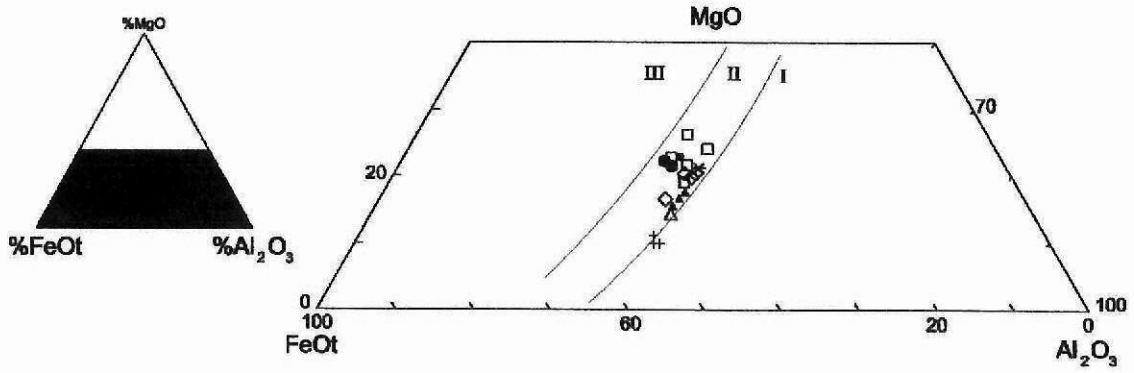

Figura 32. Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama MgO - FeOt – Al_2O_3 de Nockolds (1947). Campo das biotites: I – coexistente com moscovite; II – não coexistente com outros minerais máficos; III – coexistente com piroxena e anfíbola. Simbolos: encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico (•), encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico (▪), granodiorito biotítico hospedeiro (□), granodiorito biotítico-moscovítico (◊), encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas (*), encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas (▲) granodiorito de duas micas (△), granito moscovítico-biotítico (+).

As biotites correspondem aos minerais que mais reflectem a composição do magma a partir do qual cristalizam; pelo que constituem um importante indicador das condições de formação da rocha onde ocorrem (Nachit et al., 2005). O diagrama $Al^{IV}+Al^{VI}$ versus Mg, de Nachit et al. (1985), é um dos exemplos que pode ser utilizado (Fig. 33). A biotite do granodiorito biotítico e dos seus encraves microgranulares projecta-se no campo de biotite de rochas das séries calco-alcalinas e alumino-potássicas. As biotites do granodiorito biotítico-moscovítico e do granodiorito de duas micas e dos encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito de duas micas são características das séries alumino-potássicas (Fig. 33). A biotite do granito moscovítico-biotítico é a mais rica em $Al^{IV}+Al^{VI}$ e a menos

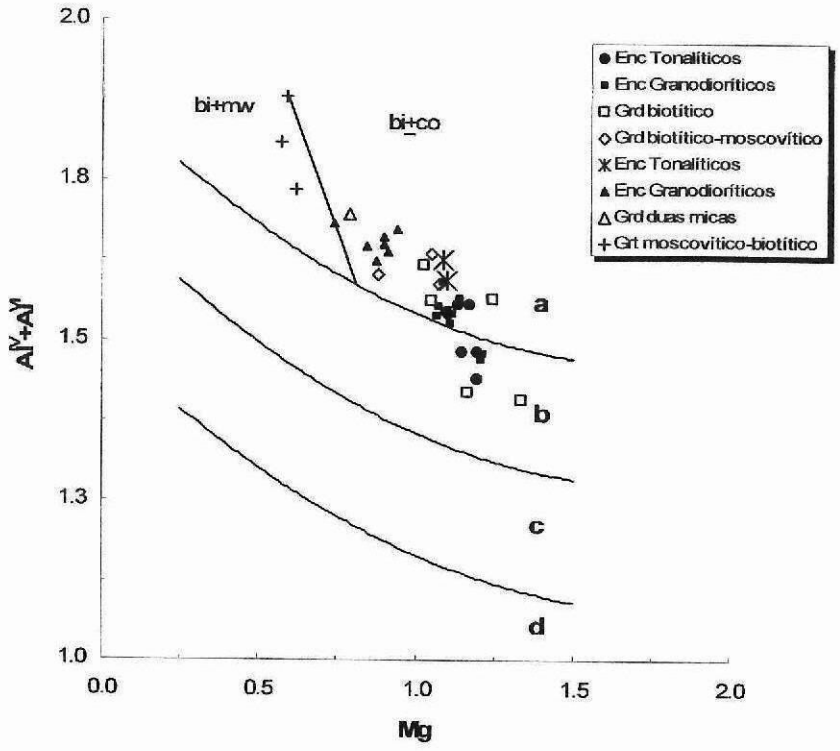

Figura 33. Projecção da biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, no diagrama $Al^{IV}+Al^{VI}$ versus Mg, segundo Nachit et al. (1985), adaptado segundo o critério de Rieder et al. (1998). Campo da biotite de rochas das séries: a) alumino-potássica; b) calco-alcalina; c) subalcalina; d) alcalina. Enc. – encraves; Grd – granodiorito; Grt – granito. (Encraves no granodiorito biotítico: • e ■; Encraves no granodiorito de duas micas: ⋆ e ▲). bi – biotite, mw – moscovite; co – cordierite.

enriquecida em Mg de todas as biotites deste plutão que, embora se projectando no campo de rochas das séries alumino-potássicas, se individualiza das restantes biotites pela sua composição distinta (Fig. 33). Embora várias biotites se projectem no campo de biotite associada com cordierite, este mineral não foi encontrado nas rochas estudadas.

Os diagramas de variação dos elementos e quocientes da biotite versus FeO_t das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova onde ocorrem mostram a existência de duas evoluções distintas (Fig. 34). As biotites dos encraves tonalíticos e granodioríticos no granodiorito biotítico hospedeiro, bem como, a biotite deste granodiorito biotítico definem uma evolução curvilínea sugerindo pertencer a uma série de cristalização fraccionada (Figs. 34, 34.a). Os comportamentos são idênticos aos de elementos maiores e menores da biotite de granitóides de séries de diferenciação magmática (e.g., Neiva, 1973, 1976, 1992, 1993, 1998; Neiva et al., 1987, 1996; Silva e Neiva, 1990; Neiva e Gomes, 1991; Neiva e Campos, 1992; Gomes e Neiva, 2002).

Da biotite das amostras mais deformadas (GPF e PSG) para a biotite das amostras menos deformadas do granodiorito biotítico há decréscimo em Mg, Cr, Zn, Ni e aumento em Fe e Nb (Tabela 12), sugerindo a existência de um processo de fraccionação deste mineral com o decréscimo do grau de deformação; tal como encontrado na biotite das rochas granitóides de Rebordelo-Agrochão (Gomes, 1996; Gomes e Neiva, 2005).

A biotite do granodiorito biotítico-moscovítico mostra um hiato na composição em relação à biotite do granodiorito biotítico, especialmente nos gráficos de Li, Ba/K, Ba/(K+Ca), Li/Mg, Co/Fe^{2+} (Fig. 34), V, Ba, Rb, Cs, Ta, Rb/K e Cs/K (Fig. 34.a), sugerindo que não está relacionada com a biotite da sequência descrita. Os gráficos Sn, Nb e Zn (Fig. 34, 34.a) confirmam que esta biotite não se pode relacionar com as biotites da sequência.

A biotite dos encraves granodioríticos no granodiorito de duas micas e a biotite deste hospedeiro definem uma evolução linear, apoiando um mecanismo de mistura (Figs. 34, 34.b) e sugerindo que a rocha hospedeira poderá ser híbrida (Campos et al., 2002).

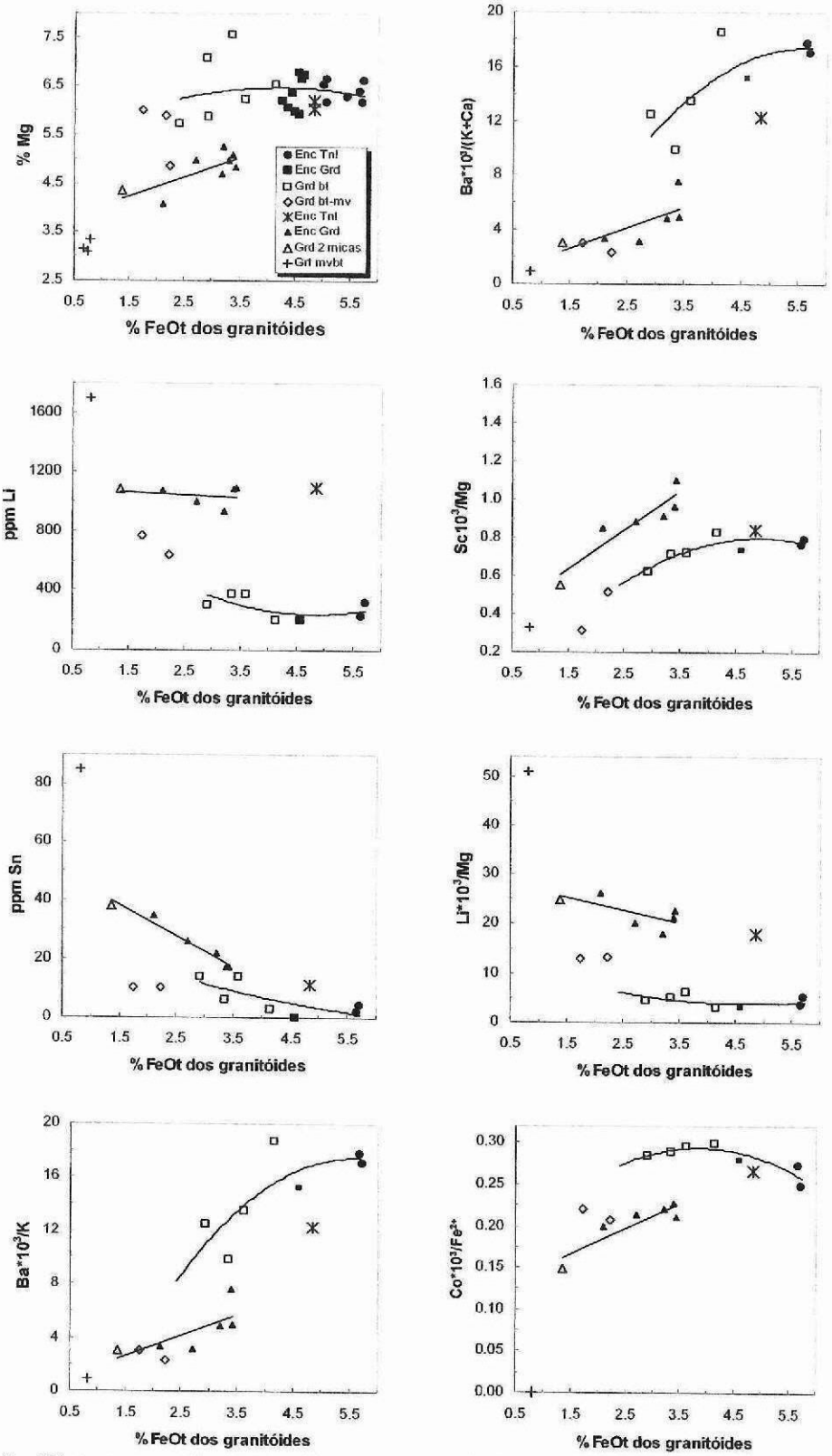

Figura 34. Diagramas de variação para a biotite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides. Enc Tnl – encraves tonalíticos; Enc Grd – encraves granodioríticos; Grd bt – granodiorito biotítico; Grd bt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; Grd 2 micas – granodiorito de duas micas; Grt mvbt – granito moscovítico-biotítico. (Encraves no granodiorito biotítico: • e ■; Encraves no granodiorito de duas micas: * e ▲).

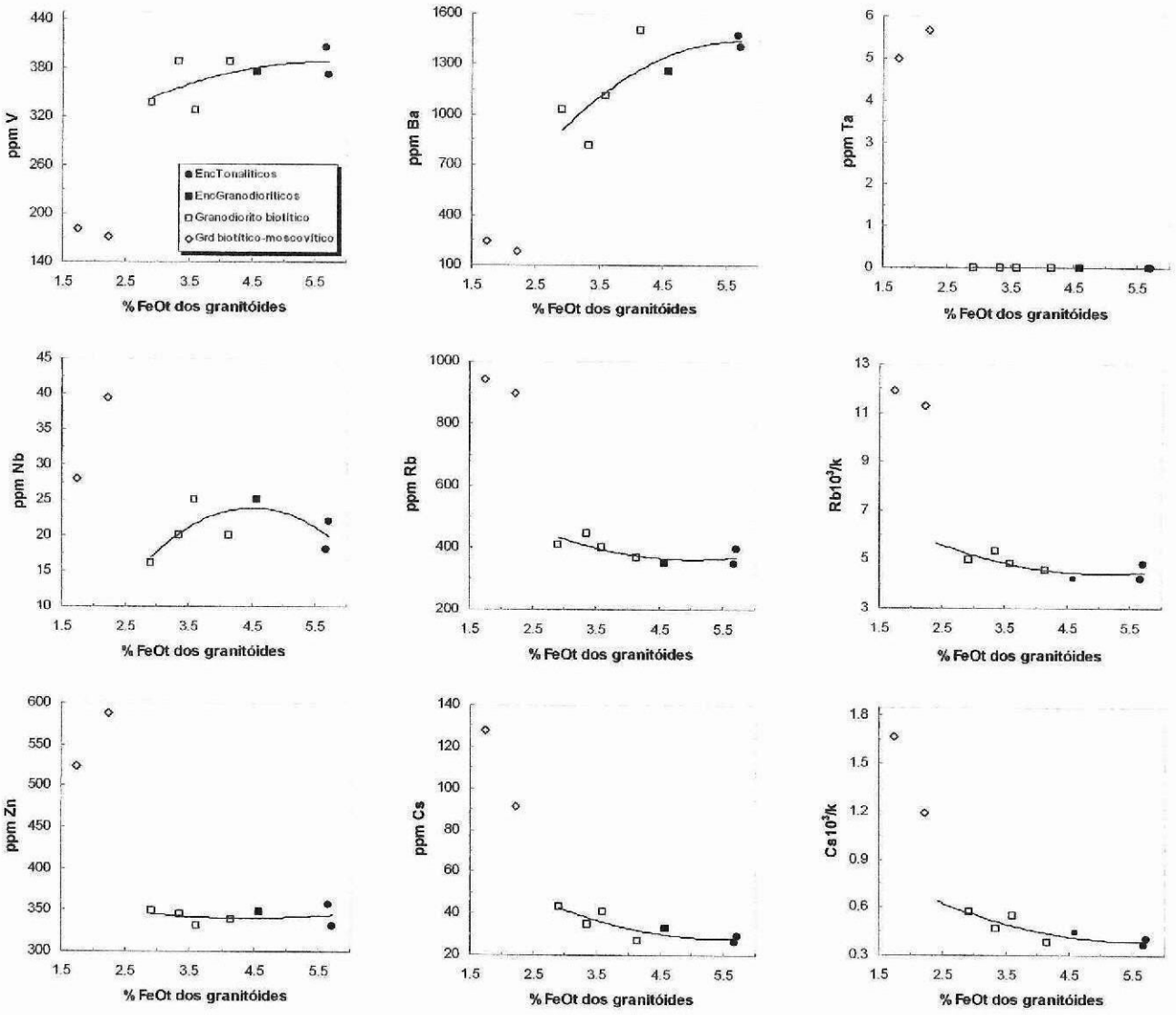

Figura 34.a. Diagramas de variação para a biotite do granodiorito biotítico e encraves microgranulares e granodiorito biotítico-moscovítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides. Enc – encraves; Grd – granodiorito.

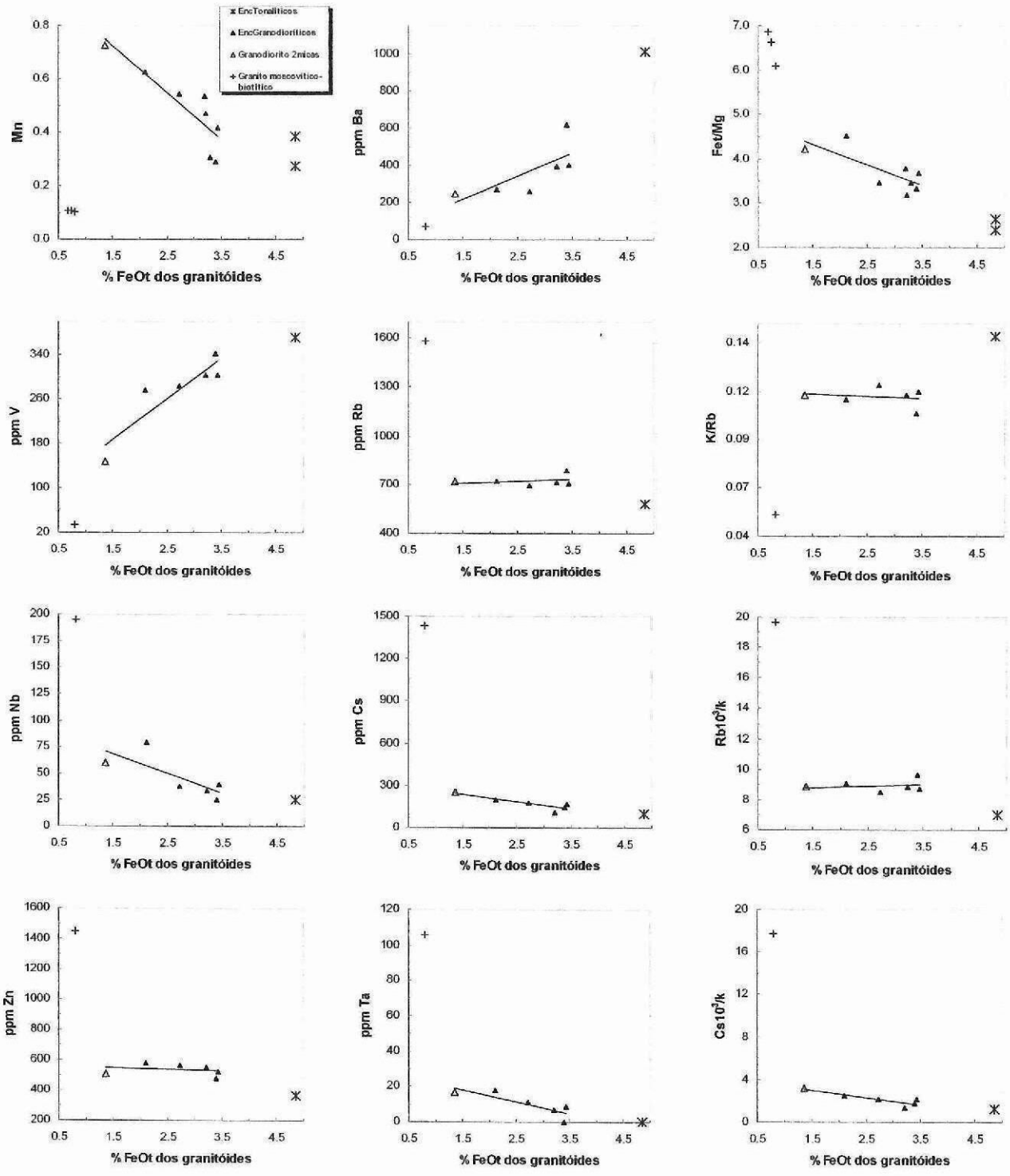

Figura 34.b. Diagramas de variação para a biotite do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares e granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides. Enc – encraves.

Contudo, há biotites de granitóides híbridos, mas em que há assimilação, em que os diagramas de variação dos seus elementos maiores e menores são semelhantes aos da sequência de diferenciação magmática (e.g., Lee e Van Loenen, 1970; Neiva, 1981; Gomes, 1989, 1990; Fleet, 2003). A biotite destes encraves granodioríticos é mais rica em Mg, V, Ba, Ba/K, Ba/(K+Ca), Sc/Mg e Co/Fe^{2+}, mais pobre em Sn, Mn, Nb, Cs, Ta, Li/Mg, Fe/Mg e Cs/K e possui valores idênticos de Li, Zn, Rb e K/Rb aos da biotite do granodiorito de duas micas hospedeiro (Figs. 34, 34.b), o que está de acordo com resultados de Albuquerque (1975), Barbarin (1991), Vernon (1991) e Silva (1995).

A biotite do encrave tonalítico neste granodiorito de duas micas projecta-se fora da evolução linear (Figs. 34, 34.b), sugerindo que não está relacionada com a biotite dos encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro.

A biotite do granito moscovítico-biotítico é a mais pobre em Mg, Mn, Ba, Ba/K, Ba/(K+Ca), Sc/Mg, Co/Mg, V e a mais rica em Li, Sn, Li/Mg, Nb, Zn, Rb, Cs, Ta, Rb/K, Cs/K e destacando-se das outras biotites e, por isso, sugerindo que não está relacionada com elas (Fig. 34, 34.b).

4.3.4. *Moscovite*

Os valores médios das composições químicas e elementos menores e as fórmulas estruturais respectivas da moscovite primária dos granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são dadas nas Tabelas 14 e 15. As análises químicas, fórmulas estruturais e elementos menores das moscovites analisadas são apresentadas no Anexo V.

O granodiorito biotítico-moscovítico, o granodiorito de duas micas hospedeiro e seus encraves granodioríticos e o granito moscovítico-biotítico possuem moscovite primária (Tabela 14). Foi possível separar moscovite primária para determinação dos seus elementos menores de todas estas rochas, excepto dos encraves. O diagrama do Ti mostra uma variação linear para as moscovites do granodiorito de duas micas e seus encraves granodioríticos (Fig. 35), indicando que estão relacionados. Os gráficos Ti, elementos menores e quocientes de elementos das moscovites (Fig. 35) confirmam que os dois granodioritos e o granito não estão relacionados.

A moscovite primária das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e seus encraves microgranulares distingue-se texturalmente da moscovite secundária. A moscovite primária apresenta-se sob a forma de placas tabulares euédricas, enquanto que a moscovite secundária ocorre em pequenas palhetas a substituir os feldspatos (Fleet, 2003).

A moscovite secundária foi encontrada no granodiorito biotítico e nas rochas granitóides que possuem moscovite primária (Tabela 16; Anexos VI). A moscovite secundária tende a ser mais pobre em Ti do que a moscovite primária do mesmo tipo de rocha (Tabelas 14, 16), o que está de acordo com resultados de Miller et al. (1981), Monier et al. (1984), Speer (1984), Monier e Robert (1986), Silva e Neiva (1990), Neiva (1992), Neiva e Campos (1993) e Gomes e Neiva (2000).

Tabela 14. Análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Granodiorito biotítico-moscovítico		Encrave granodiorítico no granodiorito duas micas		Granodiorito de duas micas		Granito moscovítico biotítico	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	46.23	0.21	45.88	1.06	46.46	0.21	46.26	0.38
TiO_2	0.84	0.42	0.30	0.15	0.06	0.17	0.27	0.12
Al_2O_3	35.10	0.24	34.54	1.16	36.04	0.28	35.34	0.53
Fe_2O_3	0.11		nd		0.09		0.12	0.01
FeO	0.79		nd		1.00		1.03	0.04
FeOt	np		1.39	0.46	np		np	
MnO	0.01		0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	0.67	0.10	0.87	0.46	0.57	0.05	0.57	0.09
CaO	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	
Na_2O	0.49	0.09	0.44	0.17	0.47	0.05	0.66	0.12
K_2O	10.50	0.09	10.72	0.07	10.79	0.17	10.13	0.14
F	0.03	0.01	0.05	0.08	*	0.07	0.13	0.04
Cl	0.01	0.01	0.01		*		*	
	94.78	0.63	94.26	0.87	95.52	0.32	94.68	0.53
O=F	0.01		0.02	0.03	0.00	0.03	0.05	0.02
O=Cl	0.00		0.00		0.00		0.00	
Total	94.76		94.24		95.52		94.63	
N	12		15		6		17	
Cr	40				*		*	
V	80				*		8	
Nb	45				55		59	
Zn	170				90		95	
Sn	*				50		162	
Li	16				180		321	
Ni	18				*		*	
Zr	*				16		23	
Cu	*				*		17	
Sc	22				20		32	
Y	848				*		*	
Ba	125				71		60	
Rb	69				852		935	
Sr	*				23		23	
Cs	*				130		174	
Ta	*				25		26	
Be	*				5		7	
Ga	80				80		85	
W	20				10		15	
N	1				1		2	

Dpadrão – desvio padrão. np – não apresentado. nd – não determinado. * - valor abaixo do limite de detecção. N – número de análises. Analista: I.M.H.R. Antunes

Tabela 15. Fórmulas estruturais das composições químicas médias das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-Nova, correspondentes às análises da Tabela 14.

	Granodiorito biotítico-moscovítico	Encrave granodiorítico no granodiorito duas micas	Granodiorito de duas micas	Granito moscovítico - biotítico
Si	3.085	3.094	3.081	3.092
Al^{IV}	0.915	0.906	0.919	0.908
Al^{VI}	1.847	1.838	1.898	1.876
Ti	0.042	0.015	0.003	0.014
Fe^{3+}	0.006	-	0.004	0.006
Fe^{2+}	0.044	0.079	0.055	0.057
Mn	-	0.002	0.001	0.001
Mg	0.066	0.087	0.057	0.057
Y	2.00	2.02	2.02	2.01
Ca	0.002	0.003	0.001	0.001
Na	0.063	0.057	0.060	0.086
K	0.894	0.923	0.913	0.864
X	0.96	0.98	0.97	0.95
Cl	0.007	0.010	-	0.027
F	0.001	0.001	-	0.001
OH	1.992	1.989	2.000	1.973

- valor abaixo do limite de detecção. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

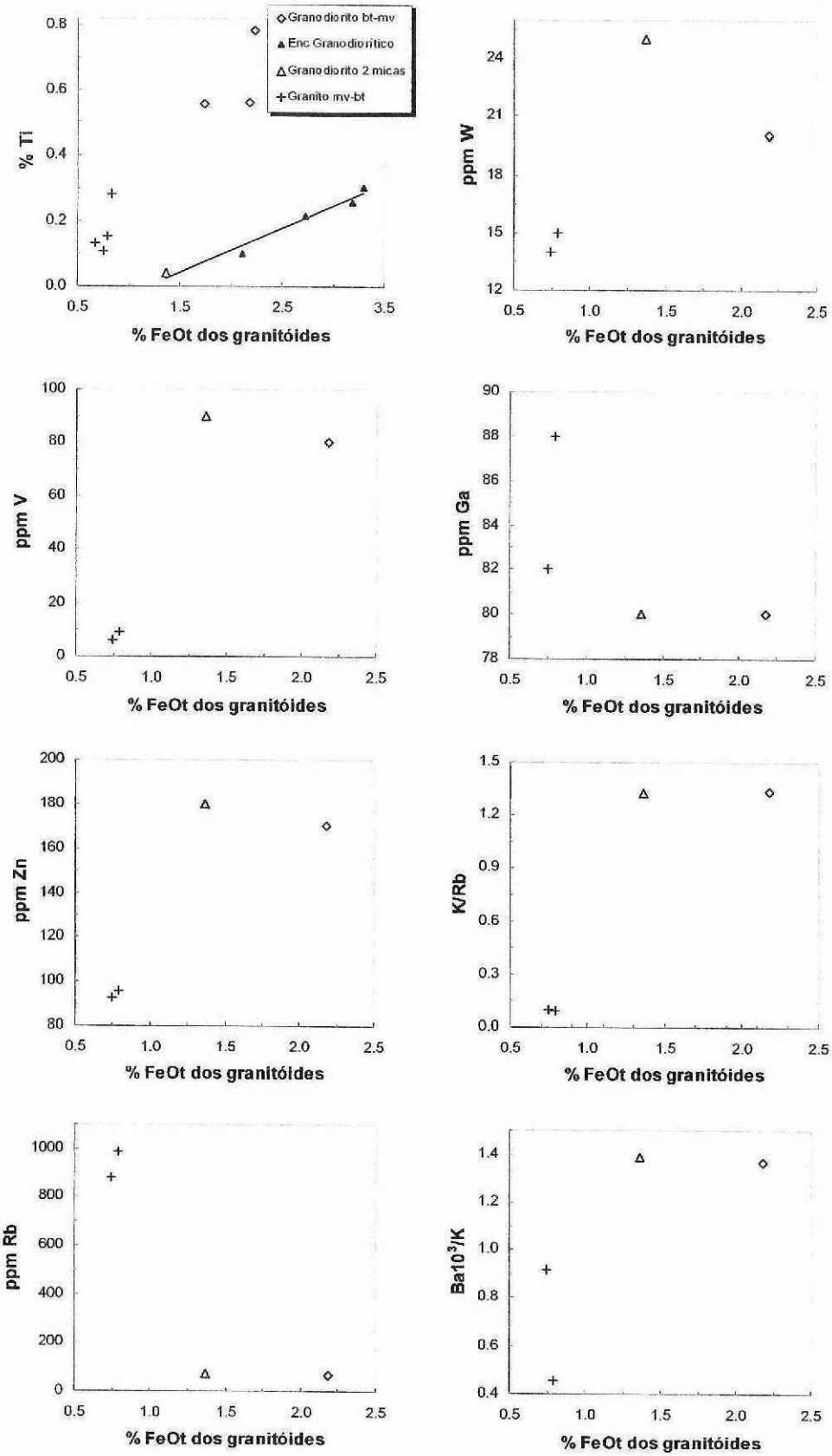

Figura 35. Diagramas de variação para a moscovite primária das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides. bt-mv – biotítico-moscovítico; Enc – encraves; mv-bt – moscovítico-biotítico.

Tabela 16. Composições químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Granodiorito biotítico	Granodiorito biotítico-moscovítico	Encrave granodiorítico no granodiorito duas micas	Granodiorito de duas micas	Granito moscovítico-biotítico
SiO_2	47.21	47.03	46.08	46.59	47.16
TiO_2	0.26	0.23	0.47	0.05	0.04
Al_2O_3	31.48	34.22	35.87	34.61	33.59
FeOt	2.52	1.62	0.97	1.52	1.80
MnO	0.10	0.04	0.02	0.01	0.02
MgO	1.64	0.86	0.55	0.90	0.60
CaO	0.55	0.30	0.03	0.01	0.03
Na_2O	0.20	0.26	0.46	0.27	0.49
K_2O	10.37	10.95	10.75	10.49	10.16
F	-	0.04	0.01	0.02	0.15
Cl	-	-	-	0.00	0.01
	94.33	95.53	95.21	94.48	94.07
O=F	0.00	0.01	0.00	0.01	0.06
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.33	95.52	95.21	94.47	94.00
N	3	6	3	3	5
Si	3.196	3.132	3.067	3.124	3.174
Al^{IV}	0.804	0.868	0.933	0.876	0.826
Al^{VI}	1.707	1.818	1.880	1.859	1.839
Ti	0.013	0.011	0.023	0.002	0.002
Fe^{2+}	0.143	0.090	0.054	0.085	0.101
Mn	0.006	0.002	0.001	0.001	0.001
Mg	0.166	0.085	0.055	0.090	0.060
Y	2.03	2.01	2.01	2.04	2.00
Ca	0.040	0.021	0.002	0.001	0.002
Na	0.027	0.034	0.059	0.036	0.064
K	0.895	0.930	0.913	0.897	0.873
X	0.96	0.98	0.97	0.93	0.94
Cl	-	0.007	0.002	0.003	0.032
F	-	-	-	-	0.002
OH	2.000	1.992	1.998	1.996	2.000

- valor abaixo do limite de detecção. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

4.3.5. *Esfena*

A esfena é um mineral primário encontrado nos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos, granodiorito biotítico hospedeiro e granodiorito biotítico-moscovítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. As fórmulas estruturais da esfena são calculadas na base de 4 átomos de Si (Higgins e Ribbe, 1976), admitindo que as posições tetraédricas ficam completamente ocupadas pelo Si. As médias das análises químicas e as fórmulas estruturais das esfenas destes encraves microgranulares e granodioritos são apresentadas na Tabela 17.

Na estimativa dos valores de Fe_2O_3 e FeO, a partir do FeO_{total} recorreu-se ao método de Droop (1987). Através desta metodologia, o valor de Fe^{3+} resulta da equação: F = 2x (1-T/S), em que F corresponde ao valor de Fe^{3+} numa fórmula estrutural com um número x de oxigénios, T representa o número ideal de catiões por fórmula unitária e S, o número total de catiões existentes para o valor x de oxigénios. Esta equação apenas se torna válida ao assumir que todo o ferro é ferroso e que é o único elemento com valência variável e, ainda, que o oxigénio é o único catião (Droop, 1987).

A composição química deste mineral tende a apresentar um ligeiro afastamento da fórmula estequiométrica teórica definida, $CaTi[SiO_4](O,OH,F)$, pois Ti é substituído por Al, Fe^{3+} e Cr, enquanto Ca^{2+} é substituído por Mg, Fe^{2+}, Mn, Na e K (Deer et al., 1997b) (Tabela 17).

A esfena dos encraves tonalíticos e granodioríticos tem valores médios mais elevados de Ti e Ca do que a esfena do granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 17), como seria de esperar. A esfena do granodiorito biotítico-moscovítico tem valores médios de Ti e Ca superiores ao da esfena do granodiorito biotítico, confirmando que não estão relacionadas. Não foi possível encontrar correlações entre os elementos atómicos da esfena e os respectivos teores de FeO_{total} das rochas granitóides e encraves microgranulares estudados.

Tabela 17. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da esfena dos encraves microgranulares, granodiorito biotítico hospedeiro e granodiorito biotítico-moscovítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves tonalíticos		Encraves granodioríticos		Granodiorito biotítico hospedeiro		Granodiorito biotítico - moscovítico	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	30.16	0.38	29.96	0.41	30.37	0.64	29.87	0.20
TiO_2	38.80	0.55	39.11	0.06	38.46	0.68	38.58	0.18
Al_2O_3	0.56	0.27	0.62	0.21	0.71	0.28	0.53	0.00
Cr_2O_3	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	0.78	0.28	0.50	0.14	0.86	0.50	0.67	0.20
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.13	0.01	0.21	0.10	0.19	0.32	0.06	0.06
MgO	0.05	0.02	0.04	0.02	0.37	0.39	0.14	0.09
CaO	29.00	0.37	29.17	0.31	28.41	0.88	29.05	0.65
Na_2O	0.02	0.01	0.07	0.16	0.01	0.02	0.05	0.06
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.03	0.25	0.27	0.33	0.44
F	0.20	0.07	0.12	0.07	0.23	0.24	0.27	0.02
	99.72	0.36	99.81	0.33	99.85	0.52	99.54	0.34
O≡F	0.09	0.03	0.05	0.03	0.10	0.10	0.11	0.01
Total	99.63	0.36	99.76	0.33	99.75	0.55	99.43	0.34
Si	4.000	-	4.000	-	4.000	-	4.000	-
Al	0.086	0.042	0.096	0.034	0.111	0.043	0.084	0.001
Fe^{3+}	0.078	0.027	0.051	0.015	0.085	0.048	0.068	0.020
Cr	0.002	0.002	-	-	-	-	-	-
Ti	3.869	0.081	3.927	0.057	3.811	0.129	3.887	0.045
Σ	4.04	0.04	4.07	0.09	4.01	0.15	4.04	0.03
Mg	0.010	0.004	0.008	0.003	0.073	0.077	0.026	0.019
Fe^{2+}	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.014	0.001	0.024	0.012	0.021	0.035	0.006	0.006
Na	0.005	0.004	0.019	0.043	0.003	0.006	0.011	0.017
Ca	4.120	0.098	4.173	0.059	4.009	0.170	4.169	0.066
K	0.002	0.002	0.002	0.004	0.041	0.046	0.057	0.076
Σ	4.15	0.10	4.23	0.09	4.15	0.19	4.27	0.04
F	0.086	0.027	0.052	0.027	0.096	0.098	0.112	0.008
N	6		7		6		3	

Dpadrão – desvio padrão. FeO e Fe_2O_3 – valores estimados a partir de FeO_{total} obtido na microssonda electrónica, utilizando o método descrito por Droop (1987). Fórmulas estruturais calculada na base de 4 átomos de Si. – não detectado. N – número de análises.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

4.3.6. *ALANITE*

A alanite é um mineral acessório que ocorre só nos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. As análises químicas médias e o desvio padrão obtidos para a alanite do granodiorito biotítico hospedeiro e seus encraves microgranulares são apresentados na Tabela 18. Estas análises apresentam totais bastante inferiores a 100 % face aos elevados teores de La, Ce e Th concentrados neste mineral e que não foram possíveis de quantificar através da microssonda electrónica.

Tabela 18. Análises químicas médias (% peso) e desvio padrão da alanite dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves tonalíticos		Encraves granodioríticos		Grandiorito biotítico	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	31.73	1.06	32.31	1.85	32.93	1.64
TiO_2	0.39	0.17	1.11	0.15	0.10	0.20
Al_2O_3	17.12	0.95	11.57	0.92	16.19	1.32
FeO	8.15	1.14	10.13	4.85	7.25	0.32
MnO	0.46	0.21	0.68	0.16	0.19	0.33
MgO	0.37	0.18	0.54	0.03	0.43	0.08
CaO	8.31	0.82	8.04	0.28	8.16	1.07
Na_2O	0.12	0.03	0.24	0.04	0.21	0.25
K_2O	0.06	0.03	0.16	0.03	0.02	0.03
Total	66.70	1.93	64.79	2.08	65.48	4.02
N	5		3		8	

Dpadrão – desvio padrão. N – número de análises.
Analista: I.M.H.R. Antunes.

A alanite dos encraves tonalíticos e granodioríticos possui mais Ti e Fe do que a alanite do granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 18).

Alguns cristais de alanite dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro apresentam zonamento óptico e consequente zonamento químico, tendo sido encontrados teores mais elevados de Fe, Mg e Ca no centro dos cristais de alanite comparativamente com os bordos respectivos (Tabela 19). Semelhante zonamento químico foi encontrado em cristais de alanite do granito de Lavadores por Silva (1995).

Tabela 19. Análises químicas (% peso) seleccionadas de zonamento químico em cristais de alanite dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Enc. tonalíticos E26		Encraves granodioríticos E24			Granodiorito biotítico NP				
	bordo	centro	bordo	→	centro	bordo	→			centro
SiO_2	30.95	31.23	32.89	32.47	32.26	32.26	36.63	32.08	31.97	32.74
TiO_2	0.44	0.42	0.91	0.78	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	16.76	17.54	12.66	13.25	13.30	14.51	10.58	14.68	14.87	13.65
FeO	8.19	8.53	7.96	8.23	8.62	7.85	7.59	7.20	8.23	8.95
MnO	0.65	0.62	0.78	0.65	0.50	0.00	0.01	0.14	0.00	0.17
MgO	0.50	0.66	0.59	0.64	0.73	0.17	0.27	0.40	0.61	0.59
CaO	9.63	10.42	8.23	9.25	10.40	8.16	7.42	8.78	9.73	9.85
Na_2O	0.11	0.10	0.17	0.23	0.15	0.00	0.97	0.22	0.14	0.09
K_2O	0.04	0.04	0.13	0.12	0.07	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00
Total	67.28	69.57	64.30	65.63	67.12	62.95	63.50	63.53	65.55	66.04

Enc. - encraves

4.3.7. APATITE

A apatite é um mineral acessório comum na maioria das rochas, sendo o mineral do grupo dos fosfatos mais abundante na natureza. A fluorapatite, por sua vez, constitui o membro final mais frequente nas rochas ígneas (Chang et al., 1998; Piccoli e Candela, 2002; Hughes e Rakovan, 2002). A apatite tem por fórmula geral $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$, podendo apresentar várias substituições através de catiões na posição estrutural ocupada pelo Ca e de aniões complexos na posição do ião PO_4^{3-} (Hughes e Rakovan, 2002)

A apatite foi analisada nos vários granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, bem como, nos seus encraves microgranulares. A apatite ocorre, preferencialmente, sob a forma de cristais bem desenvolvidos inclusos na biotite e nos feldspatos. Estes cristais têm inclusões de vários minerais, como zircão, ilmenite e rútilo.

Nas várias rochas granitóides estudadas, bem como, nos encraves microgranulares apenas foi encontrada fluorapatite. Na Tabela 20 são apresentadas as composições químicas médias e suas respectivas fórmulas estruturais das apatites encontradas nas rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 25 átomos de oxigénio (Chang et al., 1998).

Na fluorapatite da série definida pelos encraves de composição tonalítica e de composição granodiorítica e granodiorito biotítico hospedeiro, Mn, F e Mn/Ca tendem a aumentar e Ca, P+Ca e OH tendem a diminuir (Tabela 20), o que apoia a sequência de cristalização fraccionada. A concentração de Mn na apatite está directamente relacionada com o grau de fraccionação apresentado pela rocha (Piccoli e Candela, 2002). O Mn substitui parcialmente o Ca na apatite, podendo a razão Mn/Ca ser igual a 1:8 (Deer et al., 1997c).

Tabela 20. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da fluorapatite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves no granodiorito biotítico: Tonalíticos		Encraves no granodiorito biotítico: Granodioríticos		Granodiorito biotítico		Granodiorito biotítico-moscovítico		Encraves no granodiorito de duas micas: Tonalíticos		Encraves no granodiorito de duas micas: Granodioríticos		Granodiorito de duas micas	Granito moscovítico-biotítico	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Média	Dpadrão
SiO_2	0.17	0.05	0.18	0.21	0.09	0.06	-	-	0.10	0.06	0.06	0.05	-	-	-
Al_2O_3	0.14	0.01	0.21	0.22	0.01	0.01	-	-	0.05	0.02	0.04	0.03	-	-	-
FeO	0.12	0.03	0.22	0.09	0.13	0.08	0.26	0.11	0.35	0.13	0.49	0.21	0.20	0.11	0.05
MnO	-	-	0.03	0.02	0.13	0.06	0.52	0.22	0.06	0.02	0.04	0.01	0.12	0.10	0.05
MgO	0.01	0.02	0.12	0.07	0.01	0.02	0.06	0.05	0.23	0.08	0.20	0.08	0.02	0.01	0.01
CaO	55.43	0.36	55.01	0.32	54.49	0.64	53.20	0.76	53.89	0.39	54.44	0.66	54.76	53.39	0.51
SrO	nd	nd	nd	nd	-	-	0.04	0.03	nd	nd	nd	nd	-	0.17	0.10
Na_2O	0.06	0.02	0.09	0.13	0.04	0.04	-	-	0.14	0.11	0.14	0.10	0.01	-	-
K_2O	0.07	0.04	-	-	0.02	0.03	-	-	0.19	0.07	0.11	0.09	-	-	-
P_2O_5	41.32	0.46	41.54	0.39	42.35	0.43	41.82	0.54	41.77	0.22	41.54	0.38	42.85	42.22	0.76
F	2.29	0.32	2.33	0.29	2.56	0.34	3.77	0.03	2.85	0.12	2.52	0.39	2.08	3.56	0.23
Cl	-		-		0.01	0.01	0.06	0.04	nd		nd		0.01	0.03	0.02
Total	99.61	0.18	99.72	0.29	99.82	0.26	99.71	0.43	99.62	0.07	99.58	0.10	100.03	99.59	0.35
O≡F	0.96	0.24	0.98	0.24	1.08	0.24	1.59	0.36	1.20	0.25	1.06	0.25	0.88	1.50	0.33
O≡Cl	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-
Novo Total	98.65	0.39	98.74	0.36	98.74	0.44	98.11	0.63	98.42	0.45	98.52	0.42	99.15	98.09	0.58
P	5.782	0.055	5.794	0.039	5.876	0.052	5.812	0.053	5.821	0.021	5.808	0.042	5.929	5.859	0.069
Si	0.028	0.009	0.030	0.035	0.014	0.009	-	-	0.016	0.010	0.011	0.009	-	-	-
P+Si	**5.81**	0.05	**5.82**	0.02	**5.89**	**0.05**	**5.81**	0.05	**5.84**	0.03	**5.82**	0.04	**5.93**	**5.86**	0.07
Al	0.026	0.002	0.040	0.043	0.001	0.002	-	-	0.009	0.003	0.008	0.005	0.000	-	-
Mg	0.003	0.004	0.029	0.017	0.003	0.004	0.015	0.011	0.056	0.019	0.048	0.020	0.004	0.003	0.002
Fe	0.017	0.004	0.030	0.012	0.017	0.010	0.036	0.015	0.049	0.018	0.067	0.029	0.027	0.016	0.007
Mn	-	0.001	0.004	0.002	0.018	0.009	0.072	0.031	0.008	0.002	0.006	0.002	0.016	0.013	0.007
Na	0.020	0.007	0.030	0.041	0.013	0.012	0.000	-	0.046	0.036	0.046	0.033	0.004	-	-
Ca	9.814	0.083	9.709	0.087	9.569	0.123	9.358	0.142	9.505	0.071	9.633	0.138	9.589	9.376	0.130
Sr	-	-	-	-	-	-	0.004	0.003	-	-	-	-	-	0.016	0.009
K	0.014	0.009	-	-	0.004	0.006	-	-	0.041	0.016	0.023	0.020	-	-	-
Soma	**9.90**	0.08	**9.84**	0.10	**9.78**	0.14	**9.48**	0.14	**9.71**	0.05	**9.83**	0.10	**9.64**	**9.41**	0.13
F	1.196	0.169	1.213	0.147	1.327	0.178	1.965	0.020	1.484	0.063	1.317	0.201	1.076	1.845	0.128
Cl	-	-	-	-	-	0.002	0.017	0.012	-	-	-	-	0.004	0.008	-
OH	0.804	0.169	0.787	0.147	0.673	0.179	0.028	0.017	0.516	0.063	0.683	0.201	0.920	0.147	0.129
Mn*	-		0.0004		0.0018		0.0077		0.0008		0.0006		0.0017	0.0014	
N	6		6		12		6		6		7		2	6	

Dpadrão – desvio padrão. - valor abaixo do limite de detecção. nd – não determinado. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 25 átomos de oxigénio. Mn* = Mn/Ca. N – Número de análises. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Os teores de Cl, F e OH da apatite são considerados como bons indicadores da evolução dos fluidos magmáticos (Piccoli e Candela, 1994) e F aumenta durante a diferenciação. P+Ca diminui na apatite da série de diferenciação dos granitos estaníferos peraluminosos de Ervedosa (Gomes e Neiva, 2002).

As fluorapatites dos encraves tonalíticos e granodioríticos possuem mais F e menos Mn, Mn/Ca, OH, P+Ca do que a fluorapatite do granodiorito de duas micas hospedeiro (Tabela 20). Os comportamentos de F (Fig. 36), OH e P+Ca destas fluorapatites não são compatíveis com um processo de cristalização fraccionada dos encraves microgranulares para o granodiorito hospedeiro. Além disso, a apatite acicular foi encontrada nestes encraves tonalíticos e granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Fig. 12.VIII). A apatite acicular encontrada nos encraves máficos que ocorrem em rochas félsicas indicam um rápido arrefecimento do magma dos encraves quando introduzidos no sistema magmático hospedeiro (Reid et al., 1983; Holden et al., 1987; Sha, 1995).

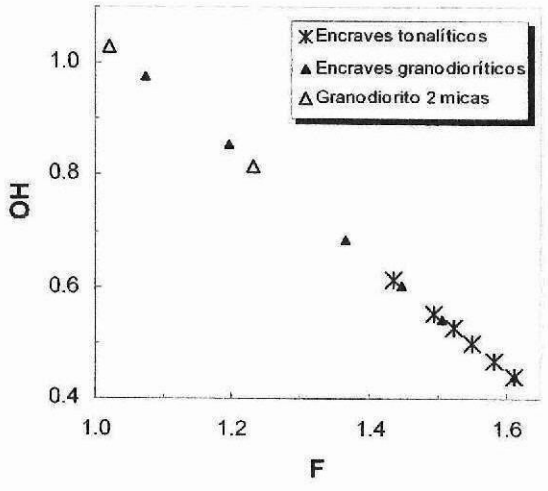

Figura 36. Diagrama de variação F versus OH para as fluorapatites do granodiorito de duas micas e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

A fluorapatite do granodiorito biotítico-moscovítico é a mais rica em Mn e F e a mais pobre em Ca das fluorapatites analisadas das rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Tabela 20), sugerindo que provavelmente resulta de um magma independente.

A composição química da fluorapatite do granito moscovítico-biotítico tende a apresentar os teores mais elevados de Sr e $Sr10^3/Ca$ das fluorapatites das rochas granitóides e seus encraves microgranulares (Tabela 20); indicando que este granito não está associado às restantes rochas do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

A apatite é um mineral que pode influenciar a evolução dos elementos menores no magma, pois constitui um abundante acessório que pode reter quantidades apreciáveis de REE na sua estrutura; permitindo obter importantes informações relativas aos processos petrogenéticos das rochas ígneas onde ocorrem (DeWolf et al., 1993; Bea et al., 1994b; Bea, 1996; Schaltegger et al., 1999; Hoskin et al., 2000; Hughes e Rakovan, 2002; Piccoli e Candela, 2002; Poitrasson et al., 2002). Contudo, nas análises obtidas de apatite dos granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova não foram detectadas REE.

A saturação da apatite e os coeficientes de partição das REE, Hf e Zr para a apatite e o zircão dependem da temperatura e dos teores de SiO_2, P_2O_5, Cl e F do magma (Piccoli e Candela, 1994; London et al., 1999). De um modo geral, quanto mais silicioso o magma, menor a quantidade de P_2O_5 necessária para precipitar apatite.

4.3.8. Óxidos

A ilmenite constitui o óxido mais abundante e foi encontrado em todas as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. As análises químicas e fórmulas estruturais médias da ilmenite, calculadas na base de 6 átomos de oxigénio, são apresentadas na Tabela 21.

Na ilmenite do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova foram encontradas correlações negativas entre Fe e Ti e entre Mn e Fe (Fig. 37); tal como encontrado por Neiva et al. (1987).

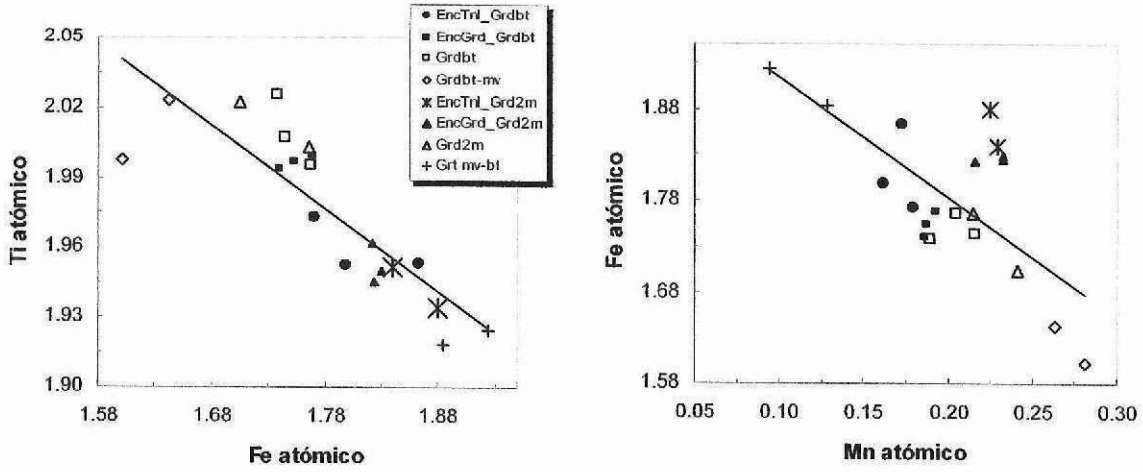

Figura 37. Correlação entre Fe e Ti e entre Mn e Fe da ilmenite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. EncTnl. – encraves tonalíticos; EncGrd – encraves granodioríticos; Grdbt – granodiorito biotítico; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; Grd2m – granodiorito de duas micas; Grt mv-bt – granito moscovítico-biotítico.

Nas ilmenites da série definida pelos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro verifica-se um aumento em Mn e em Mn/(Mn+Fe) e um decréscimo em Fe^{2+} e em Fe+Mn na composição das ilmenites com o decréscimo do FeOt das rochas granitóides (Fig. 38); o que apoia a sequência de cristalização fraccionada

Tabela 21. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais das ilmenites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

	Encraves Tonaliticos						Encraves Granodioríticos						Granodiorito biotítico								Granodiorito biotítico-moscovítico			
	no Granodiorito Biotítico																							
	E25A		E26		E27		EP7		RC		E11		NP		PSG		CARD1		CARD1_na plag		PB		GPVI	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
TiO_2	52.24	1.36	51.74	0.40	51.38	1.04	52.87	0.25	52.88	0.57	53.05	0.56	53.77	1.16	52.80	0.21	53.16	0.26	53.92	1.11	53.16	0.16	53.96	1.05
SiO_2	0.22	0.20	0.33	0.42	0.09	0.03	0.27	0.38	0.10	0.10	0.26	0.13	0.25	0.35	0.02	-	0.05	0.01	0.06	0.02	0.15	-	0.25	0.35
Al_2O_3	0.65	0.83	0.44	0.41	0.15	0.20	0.14	0.15	0.07	0.05	0.30	0.25	0.11	0.17	-	-	-	-	-	-	0.43	-	0.11	0.17
FeO	42.18	1.31	42.86	0.52	44.09	1.04	41.76	1.03	42.08	0.13	41.63	0.31	39.25	1.75	42.06	0.11	41.56	0.50	41.61	0.47	38.33	0.12	39.39	1.62
MnO	4.22	0.46	3.80	0.26	4.03	0.22	4.41	0.22	4.52	0.94	4.41	0.26	6.20	2.50	4.80	0.16	5.09	0.15	4.48	0.78	6.66	0.02	6.23	2.52
MgO	0.28	0.40	0.59	0.79	0.24	0.19	0.13	0.09	0.18	0.07	0.22	0.35	0.07	0.06	0.10	0.01	0.02	0.01	0.05	0.06	0.52	-	0.07	0.06
Na_2O	-	-	-	-	-	-	0.29	0.50	0.08	0.14	0.28	0.22	0.02	0.02	0.09	0.02	0.01	-	-	-	0.01	-	0.02	0.02
K_2O	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	0.02	0.03	0.05	0.07	0.06	0.05	-	-	-	-	-	-	0.31	-	0.06	0.05
CaO	0.08	0.10	0.35	0.27	0.29	0.26	0.06	0.08	0.11	0.02	0.08	0.05	0.11	0.05	0.48	0.48	0.32	0.08	0.23	0.14	0.22	-	0.11	0.05
TOTAL	99.86		100.12		100.28		99.92		100.03		100.26		99.83		100.34		100.21		100.35		99.89		100.18	
Ti	1.973	0.049	1.953	0.024	1.953	0.030	1.997	0.017	1.999	0.024	1.993	0.016	2.023	0.036	1.995	0.007	2.007	0.007	2.025	0.028	1.998	0.003	2.023	0.036
Si	0.011	0.010	0.016	0.021	0.004	0.001	0.014	0.019	0.005	0.005	0.013	0.007	0.012	0.017	0.001	-	0.003	0.001	0.003	0.001	0.007	0.001	0.012	0.017
Fe	1.771	0.065	1.798	0.031	1.864	0.053	1.753	0.047	1.769	0.004	1.739	0.019	1.642	0.068	1.767	0.004	1.745	0.022	1.738	0.030	1.601	0.013	1.642	0.068
Al	0.038	0.049	0.026	0.024	0.009	0.012	0.008	0.009	0.004	0.003	0.018	0.014	0.007	0.010	-	-	-	-	-	-	0.025	-	0.007	0.010
Mg	0.021	0.030	0.044	0.059	0.018	0.014	0.009	0.007	0.013	0.005	0.016	0.026	0.005	0.005	0.007	0.001	0.002	0.001	0.004	0.005	0.046	0.003	0.005	0.005
Mn	0.179	0.020	0.162	0.012	0.172	0.008	0.187	0.009	0.192	0.040	0.186	0.011	0.263	0.107	0.204	0.007	0.216	0.006	0.190	0.034	0.282	0.013	0.263	0.107
Na	-	-	-	-	-	-	0.028	0.049	0.008	0.014	0.027	0.021	0.002	0.002	0.008	0.002	0.001	-	-	-	0.001	-	0.002	0.002
K	-	-	0.001	0.001	0.001	0.001	-	-	0.001	0.002	0.003	0.005	0.004	0.003	-	-	-	-	-	-	0.020	-	0.004	0.003
Ca	0.004	0.005	0.019	0.014	0.016	0.014	0.003	0.004	0.006	0.001	0.004	0.003	0.006	0.003	0.026	0.026	0.017	0.004	0.012	0.007	0.012	0.002	0.006	0.003
Total	4.00	0.04	4.02	0.03	4.04	0.03	4.00	0.02	4.00	0.02	4.00	0.02	3.96	0.03	4.01	0.01	3.99	0.01	3.97	0.03	3.99	0.01	3.96	0.03
XMn	0.09		0.08		0.08		0.10		0.10		0.10		0.14		0.10		0.11		0.10		0.15		0.14	
N	3		3		3		4		4		4		3		3		3		4		3		4	

FeO – ferro total sob a forma de FeO obtido na microssonda electrónica. Dpadrão – desvio padrão. – abaixo do limite de detecção. XMn = Mn/(Mn+Fe). N – número de análises. Número de iões calculado na base 6 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes

Tabela 21. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais das ilmenites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Encraves Tonalíticos				Encraves Granodioríticos no Granodiorito de duas micas						Granodiorito de duas micas				Granito moscovítico-biotítico			
	E13g		E13f		ES		E12		E16		REPA1		REPA2		CTV		IDN2	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
TiO_2	51.09	0.10	50.47	0.67	51.14	0.70	51.01	0.73	51.43	1.04	52.83	0.55	53.58	0.19	50.40	0.69	50.22	0.25
SiO_2	0.05	-	0.02	0.01	0.04	0.03	0.05	0.03	0.07	0.02	0.04	0.05	0.02	0.01	0.57	0.14	0.39	0.16
Al_2O_3	0.08	-	0.05	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.06	0.03	0.07	0.02
FeO	43.32	0.19	44.10	0.26	43.15	0.31	43.01	0.08	42.95	0.41	41.87	0.54	40.61	0.99	45.30	0.69	44.38	0.45
MnO	5.34	0.19	5.20	0.21	5.41	0.31	5.41	0.31	5.01	0.78	5.04	0.45	5.69	0.75	2.19	0.70	3.00	0.02
MgO	0.12	-	0.10	0.01	0.33	0.22	0.53	0.21	0.26	0.34	0.01	0.01	0.01	0.01	0.28	0.14	0.71	0.20
Na_2O	0.02	0.02	0.10	0.08	-	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	-	-	-	-	0.53	0.17	0.34	0.11
K_2O	0.00	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.24	0.25	0.85	0.10
CaO	0.10	0.10	0.16	0.15	0.07	0.08	0.11	0.04	0.15	0.06	0.08	0.07	0.04	0.01	0.27	0.16	0.14	0.07
TOTAL	100.11		100.21		100.20		100.15		99.93		99.93		100.02		99.84		100.10	
Ti	1.952	0.002	1.934	0.017	1.950	0.018	1.945	0.021	1.962	0.035	2.003	0.014	2.022	0.001	1.925	0.026	1.918	0.003
Si	0.003	-	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.029	0.007	0.020	0.008
Fe	1.840	0.003	1.879	0.018	1.829	0.014	1.824	0.009	1.822	0.022	1.765	0.029	1.704	0.036	1.924	0.032	1.884	0.023
Al	0.005	-	0.003	0.001	0.003	0.002	0.001	-	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.003	0.001	0.004	0.001
Mg	0.009	-	0.008	-	0.025	0.017	0.040	0.016	0.019	0.026	0.001	0.001	0.001	0.001	0.021	0.010	0.054	0.015
Mn	0.230	0.007	0.224	0.010	0.232	0.014	0.232	0.014	0.215	0.034	0.215	0.019	0.242	0.033	0.094	0.030	0.129	0.001
Na	0.001	0.001	0.010	0.008	-	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	-	-	-	-	0.052	0.017	0.033	0.010
K	-	-	0.001	-	-	-	-	-	-	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.016	0.016	0.055	0.006
Ca	0.005	0.005	0.009	0.008	0.004	0.004	0.006	0.002	0.008	0.003	0.004	0.004	0.002	0.001	0.015	0.009	0.008	0.004
Total	4.04	-	4.07	0.02	4.05	0.02	4.05	0.02	4.03	0.04	4.00	0.01	3.98	-	4.08	0.03	4.10	0.01
XMn	0.11		0.11		0.11		0.11		0.11		0.11		0.12		0.05		0.06	
N	3		3		3		3		3		3		3		3		3	

FeO – ferro total sob a forma de FeO obtido na microssonda electrónica. Dpadrão – desvio padrão. – abaixo do limite de detecção. XMn = Mn/(Mn+Fe). N – número de análises. Número de iões calculado na base de 6 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

proposta para estas rochas e indica que a ilmenite é magmática (Buddington e Lindsley, 1964; Czamanske e Wones, 1973). Uma evolução idêntica da composição magmática da ilmenite foi encontrada em rochas e encraves microgranulares de Rebordelo-Bouça-Torre D. Chama-Agrochão (Gomes, 1996). Portanto, o teor de Mn e Mn/(Mn+Fe) da ilmenite estudada depende da temperatura (Buddington e Lindsley, 1964).

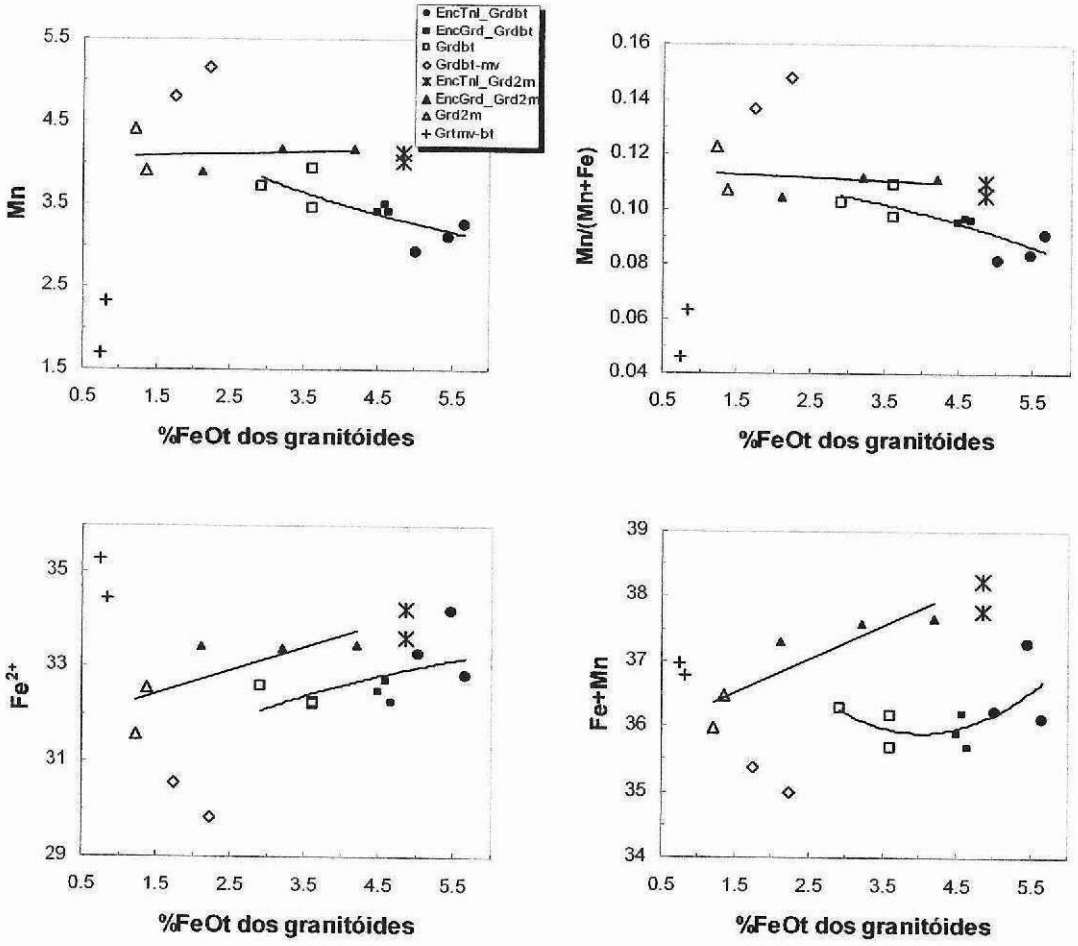

Figura 38. Diagramas de variação das ilmenites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus FeOt dos granitóides. EncTnl. – encraves tonalíticos; EncGrd – encraves granodioríticos; Grdbt – granodiorito biotítico; Grdbt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; Grd2m – granodiorito de duas micas; Grt mv-bt – granito moscovítico-biotítico.

A ilmenite do granodiorito biotítico-moscovítico projecta-se fora das curvas nos diagramas de variação das ilmenites da sequência de encraves tonalíticos, encraves

granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro (Fig. 38), mostrando que o granodiorito biotítico-moscovítico não se relaciona com esta sequência.

Na sequência de mistura de magmas sugerida para os encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro, por sua vez, as ilmenites apresentam uma variação linear com decréscimo em Fe e em Fe+Mn desde os encraves microgranulares para o granodiorito hospedeiro, com decréscimo do FeOt dos granitóides (Fig. 38). A ilmenite dos encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas projecta-se próximo da distribuição linear encontrada (Fig 38).

A ilmenite do granito moscovítico-biotítico é a mais pobre em Mn e Mn/(Mn+Fe) e a mais rica em Fe^{2+} e apresenta um hiato composicional relativamente à ilmenite das restantes rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, indicando que esta rocha granítica não pertence a nenhuma das evoluções referidas anteriormente (Fig. 38; Tabela 21).

O teor de TiO_2 da ilmenite e biotite coexistente tem sido referido como uma função da temperatura (Czamanske e Wones, 1973), contudo não foi encontrada qualquer correlação na distribuição do Ti entres estes dois minerais nas rochas granitóides e nos encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

No granodiorito biotítico e seus encraves microgranulares e no granodiorito biotítico-moscovítico ocorrem também cristais de magnetite e as suas composições químicas médias são dadas na Tabela 22. A magnetite dos granitóides e seus encraves do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Tabela 22) tem composição próxima do membro terminal (Deer et al., 1992). Contudo, no granodiorito biotítico-moscovítico, duas composições de magnetite foram distinguidas e uma delas tem significativo teor de TiO_2. Estas duas composições são as que mais se afastam da composição do membro terminal, embora estejam próximas.

No granito moscovítico-biotítico de Idanha-a-Nova foram, ainda, analisados cristais de rútilo, associados à biotite (Tabela 22). O rútilo do granito moscovítico-biotítico tem Fe em quantidade significativa (Tabela 22).

Tabela 22. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais médias do rútilo e da magnetite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

MAGNETITE

	Encraves no granodiorito biotítico:				Granodiorito biotítico	Granodiorito biotítico-moscovítico	
	Tonalítico		Granodiorítico				
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Oxd_esc	Oxd_claro
TiO_2	0.20	0.81	0.45	0.27	-	0.01	0.44
Al_2O_3	0.21	0.22	0.63	0.23	0.05	-	0.40
FeO	70.99	4.87	71.57	3.59	77.93	70.01	70.31
MnO	0.95	0.38	0.02	0.36	-	-	0.01
MgO	0.15	0.11	0.22	0.07	-	0.03	0.24
CaO	-	-	-	-	0.07	0.02	0.22
Na_2O	-	-	0.03	-	0.03	0.02	0.09
K_2O	-	-	0.01	-	0.01	0.02	0.20
SiO_2	0.02	0.12	0.12	1.55	0.17	-	0.24
TOTAL	72.52		73.06		78.26	70.11	72.15
N	10		14		2	3	2

RÚTILO

	Granito moscovítico-biotítico	
	Média	Dpadrão
TiO_2	97.60	1.23
Al_2O_3	0.09	0.11
FeO	1.12	0.71
MnO	0.01	0.02
MgO	0.04	0.03
CaO	0.06	0.03
SiO_2	1.07	0.85
TOTAL	99.99	
Ti	0.978	0.013
Si	0.014	0.011
Al	0.001	0.002
Fe	0.012	0.008
Mn	-	-
Mg	0.001	0.001
Ca	0.001	-
Total	1.01	
N	10	

Dpadrão – desvio padrão; oxd_esc – de cor escura; Oxd_claro – de cor clara. – valor abaixo do limite de detecção. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 2 átomos de oxigénio para o rútilo.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

4.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

4.4.1. MÉTODO U-Th-Pb EM MONAZITE POR EPMA

O cálculo de idades através do método U-Th-Pb, a partir de análises químicas, por microssonda electrónica, em cristais isolados de monazites, é uma técnica relativamente recente que na última década tem assumido grande importância na determinação da idade aproximada de episódios magmáticos e metamórficos. Tem sido aplicada com êxito por vários autores (e.g., Suzuki e Adachi, 1994; Montel et al., 1994, 1996; Rhede et al., 1996; Paquette et al., 1999; Cocherie e Albarède, 2001; Cocherie et al., 2005).

É uma metodologia económica, rápida, com boa resolução, podendo ser datados cristais com 5 μm, permitindo o estudo de heterogeneidades dentro de um mesmo cristal. Para além de que não ocorre a destruição dos minerais e são preservadas as relações texturais da amostras. Como principais desvantagens podem ser referidas a menor precisão e menor sensibilidade que esta metodologia apresenta, com um maior grau de incerteza associado, entre $\pm$ 20 a $\pm$ 50 Ma, comparativamente com outras técnicas de datação, como LA-ICP-MS e microssonda iónica (Cocherie et al., 1998). Uma outra desvantagem consiste na impossibilidade de testar a presença de um sistema fechado, uma vez que esta informação é indicada através da composição de Pb isotópico, a qual não é possível determinar com esta metodologia (Braun et al., 1998). Contudo, a maior limitação do método pode ser considerada a baixa precisão que apresenta, a qual é condicionada pelo teor em Pb e tratamento estatístico dos dados, não sendo possível obter uma precisão melhor do que 2 % em determinações individuais de U, Th e Pb (Cocherie e Albarède, 2001).

Os erros associados à idade obtida para cada ponto analisado dependem dos teores de U e Th da monazite e do teor em Pb, o qual está directamente associado à idade da monazite. Após tratamento estatístico, os erros associados a esta metodologia podem diminuir, contudo uma precisão de $\pm$ 20 a $\pm$ 30 Ma é obtida apenas ocasionalmente

(Cocherie e Albarède, 2001). Utilizando apenas a datação por U-Th-Pb, por microssonda electrónica, pode ser difícil a distinção entre dois episódios metamórficos com intervalo de aproximadamente 100 Ma (Cocherie e Albarède, 2001). A datação por U-Th-Pb em cristais de monazite, por microssonda electrónica, pode ser considerada como uma primeira e imediata informação relativa à idade de uma rocha constituindo o ponto de partida para mais e detalhados estudos isotópicos.

O princípio básico desta metodologia considera que a monazite, ao contrário do zircão, possui apenas pequenas quantidades de Pb comum. O Pb da monazite é proveniente do decaimento radioactivo de Th e U. Sendo a monazite um mineral rico em Th e U, o Pb radiogénico é rapidamente acumulado na sua estrutura e em menos de 100 Ma permanece numa quantidade que pode ser determinada com precisão através de microssonda electrónica (Montel et al., 1996). Este método tem significado geológico desde que: a) o Pb comum, não radiogénico, no momento de formação do mineral seja praticamente inexistente; b) não ocorram modificações na razão U/Th/Pb, excepto por decaimento radioactivo (Montel et al., 1996); c) que o sistema tenha permanecido fechado (Kuiper, 2005); d) que os isótopos de U estão presentes nas suas abundâncias crustais, não tendo ocorrido significativa modificação na concentração dos elementos (Montel et al., 1996; Cocherie et al., 1998; Williams e Jercinovic, 2002).

Esta técnica permite analisar os teores de U, Th e Pb em cristais de monazite pois, normalmente, este mineral, incorpora elevadas quantidades de Th e U no processo de formação, retém o Pb formado através da desintegração radioactiva e é concordante com o sistema isotópico U-Th-Pb. O erro do valor da idade obtida para cada ponto analisado depende directamente das concentrações de U e Th, considerando válidas as análises com teores de Th superiores a 230 ppm e de U e Pb superiores a 180 ppm. Considerando a precisão e exactidão associada às análises obtidas por microssonda electrónica, as incertezas associadas à idade individual determinada podem variar entre 40 e 120 Ma (2σ) para idades compreendidas entre 300 e 3000 Ma (Cocherie et al., 2005).

Na datação por U-Th-Pb de cristais de monazite das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, por microssonda electrónica, foram realizadas análises químicas em lâminas delgadas polidas de amostras representativas deste plutão (Fig. 39). Previamente procedeu-se à identificação e selecção de cristais de monazite através do microscópio electrónico de varrimento. Nestes cristais, foram realizadas análises qualitativas por microssonda electrónica, através da determinação da presença de P, Ce, La e Th, componentes principais destes minerais. Seguidamente foram determinadas as percentagens de Th, U e Pb em pontos isolados dos vários cristais de monazite (Fig. 39), utilizando uma microssonda electrónica Camebax SX-100, na Universidade Blaise Pascal, de Clermont-Ferrand (França), seguindo a metodologia de Montel et al. (1994). As quantidades de Th, U e Pb obtidas para cada cristal de monazite são introduzidas no programa informático GwBasic, com o qual é realizado um tratamento estatístico que permite obter a idade correspondente à população estudada e os valores de MSWD, representando os erros associados.

Se o sistema permaneceu fechado desde os primeiros estádios de cristalização até ao presente, os dados devem apresentar valores de MSWD iguais ou inferiores a 1, enquanto que quando o sistema sofreu alterações nomeadamente através de interacções fluidas entre os minerais, em que a monazite pode sofrer processos de recristalização, o valor de MSWD pode aumentar consideravelmente (Cocherie e Albarède, 2001). O modelo é válido quando o valor de MSWD é próximo de 1 (Montel et al., 1996).

Os resultados de análises químicas obtidos, por microssonda electrónica, em cristais de monazites de amostras representativas das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e respectivas idades resultantes das razões de U-Th-Pb são apresentados na Tabela 23.

A monazite dos encraves tonalíticos e dos encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico possui teores de Pb e de Th menos elevados do que a monazite do granodiorito biotítico hospedeiro. No granodiorito biotítico-moscovítico, por sua vez, as

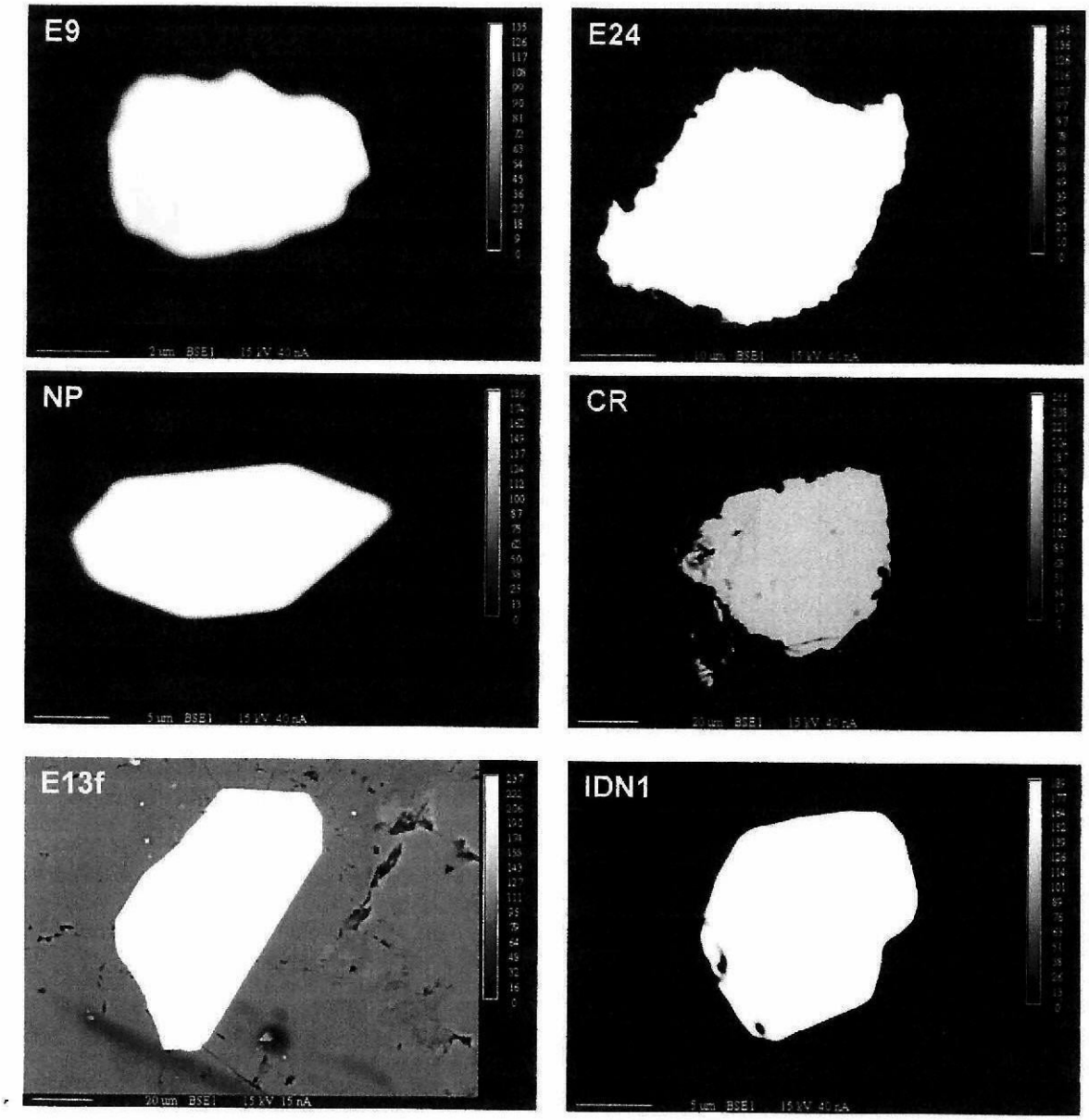

Figura 39. Cristais de monazite analisados por microssonda electrónica das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. E9. encrave tonalítico no granodiorito biotítico; E24. encrave granodiorítico no granodiorito biotítico; NP. granodiorito biotítico; CR. granodiorito biotítico-moscovítico; E13f. encrave tonalítico no granodiorito de duas micas; IDN1. granito moscovítico-biotítico.

monazites são mais ricas em U do que as monazites do granodiorito biotítico e dos encraves microgranulares que ocorrem neste granodiorito (Tabela 23).

A monazite do granodiorito de duas micas possui teores mais elevados de Pb, U e Th do que a monazite dos encraves tonalíticos e encraves granodioríticos que ocorrem

Tabela 23. Resultados de U-Th-Pb obtidos, por microssonda electrónica, em monazites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

Amostra	Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	T (Ma) ± σ	N	Idade média T (Ma)	MSWD	N
Encraves Tonalíticos no granodiorito biotítico								
E9	956 ± 19	1545 ± 33	39454 ± 108	473 ± 8	24	473 ± 8	3.6	24
Encraves Granodioríticos no granodiorito biotítico								
E24	1097 ± 22	2182 ± 35	44754 ± 122	470 ± 11	12	470 ± 7	0.4	22
RC	1096 ± 21	2163 ± 34	44983 ± 117	468 ± 7	10			
Granodiorito biotítico								
REPO	1170 ± 23	1909 ± 35	47459 ± 124	484 ± 11	13	482 ± 7	2.8	20
PSG	1162 ± 21	1873 ± 26	45280 ± 90	479 ± 6	10			
Granodiorito biotítico-moscovítico								
GPVI	1356 ± 27	6780 ± 39	38871 ± 106	482 ± 6	26	482 ± 6	1.5	26
Encraves Tonalíticos no granodiorito de duas micas								
E13f	969 ± 18	1471 ± 28	41813 ± 97	468 ± 7	14	468 ± 7	2.6	14
Encraves Granodioríticos no granodiorito de duas micas								
E16	672 ± 31	4086 ± 77	17864 ± 185	477 ± 28	6	474 ± 21	10.4	6
Granodiorito de duas micas								
REPA1	3449 ± 58	34071 ± 179	54124 ± 184	462 ± 9	6	473 ± 6	22.0	17
REPA2	3614 ± 67	36210 ± 174	54874 ± 193	474 ± 7	11			
Granito moscovítico-biotítico								
IDN1	3138 ± 55	33292 ± 137	37464 ± 168	481 ± 9	12	479 ± 6	1.7	23
SAL	4713 ± 75	54904 ± 213	34226 ± 114	483 ± 4	11			

N – número de análises.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

neste granodiorito de duas micas (Tabela 23).

A monazite do granodiorito biotítico-moscovítico é a monazite analisada mais rica em U (Tabela 23).

Os valores das idades obtidas por U-Th-Pb nas monazites dos encraves tonalíticos e encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico tendem a ser mais recentes do que a idade da monazite do granodiorito biotítico hospedeiro, o que não está de acordo com o esperado na sequência de diferenciação magmática para os encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro, mas considerando os erros na idade não há distinção significativa. Também considerando os erros analíticos obtidos, a idade destas rochas é semelhante. As monazites dos encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico apresentam maior dispersão nos valores de idade obtidos (Tabela 23). Contudo, as datações obtidas por microssonda electrónica apresentam-se consistentes e com precisão, face às dificuldades que esta metodologia apresenta (Tabela 23).

Os valores de MSWD obtidos para as monazites do granodiorito de duas micas hospedeiro e para as monazites dos encraves granodioríticos que ocorrem neste granodiorito são os mais elevados para as monazites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, provavelmente devido ao número de análises e dispersão que apresentam, tendendo a monazite a ser menos abundante nestas rochas (Tabela 23). Os valores mais elevados de MSWD revelam heterogeneidade nos dados obtidos o que pode ser resultante das incertezas associadas à metodologia (Pyle et al., 2005), ou a alguns fenómenos geológicos como a perda de Pb relacionada com o episódio Varisco, bem como, à presença de algum Pb inicial nos grãos de monazite ou a processos de alteração.

Considerando os erros obtidos nestas datações da monazite não há distinção significativa nas idades obtidas para a monazite as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Portanto, outra técnica de datação deve ser usada que dê resultados mais precisos.

4.4.2. MÉTODO U-Pb EM ZIRCÃO E MONAZITE POR ID-TIMS

A utilização de novas técnicas analíticas tem possibilitado que a obtenção de idades pelo método U-Pb seja cada vez mais usual, em detrimento de métodos clássicos os quais exigiam bastante tempo e nem sempre com resultados exactos e precisos. Algumas técnicas analíticas actuais como a diluição isotópica de microfracções de zircão e monazite, mono-zircão (por evaporação térmica) ou SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe), têm permitido obter idades absolutas bastante precisas. Portanto, a geocronologia U-Pb constitui uma técnica fundamental na datação de zircão e monazite das rochas.

A datação de cristais de zircão e monazite por ID-TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry) é um dos métodos isotópicos mais exacto e preciso, pois é relativamente insensível aos tratamentos químicos e sensibilidade da espectrometria de massa (Parrish e Noble, 2003). Contudo, a selecção dos cristais de zircão, para análise total ou parcial, deve ser cuidada face às complexidades associadas à sua estrutura interna e possível presença de núcleos herdados (e.g., Connelly, 2000; Tikhomirova, 2002) ou intercrescimentos (Connelly, 2000).

O urânio possui dois isótopos radioactivos, ^{238}U e ^{235}U, que decaiem para os isótopos estáveis ^{206}Pb e ^{207}Pb, respectivamente, através de duas sequências de decaimento independentes, enquanto que ^{232}Th decai para ^{208}Pb (Parrish e Noble, 2003). O ^{238}U é o mais abundante e o ^{235}U decai mais rapidamente, o que implicou a produção inicial de maior quantidade de ^{207}Pb relativamente a ^{206}Pb (Heaman e Parrish, 1991). O chumbo, por sua vez, possui quatro isótopos, dos quais o ^{208}Pb, ^{207}Pb e ^{206}Pb são considerados parcialmente radiogénicos, pois existiam numa determinada quantidade no momento inicial de formação da terra e o ^{204}Pb é o único isótopo com abundância constante. ^{204}Pb não é radioactivo, pelo que a sua abundância na terra não varia com o tempo (Parrish e Noble, 2003). O ^{208}Pb é proveniente da desintegração do ^{232}Th.

O Pb radiogénico (Pb*), ^{207}Pb e ^{206}Pb, produzido pelo decaimento do U permite obter duas idades independentes, de tal modo que, no momento da cristalização de uma determinada quantidade de Pb inicial no mineral, a quantidade total de Pb analisado resultará do somatório da quantidade de Pb inicial e Pb radiogénico. Pode, ainda, ser considerado uma terceira idade, não independente, a partir dos pares isotópicos $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{206}Pb/^{238}U$, correspondente à razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Rollinson, 1993).

A vantagem do sistema U-Pb, relativamente a outros sistemas, consiste na obtenção de três idades, duas independentes, a partir do mesmo mineral, o que confere uma elevada validade ao sistema (Simões, 2000). Numa situação ideal, em que o sistema terá permanecido fechado, as três idades serão coincidentes.

Nos minerais ricos em U e pobres em Pb, como é o caso do zircão e da monazite, a quantidade de Pb inicial comum presente é insignificante relativamente ao Pb radiogénico, pelo que não é determinado. Para determinar as idades U-Pb, as razões $^{207}Pb^*/^{235}U$ e $^{206}Pb^*/^{238}U$ são projectadas num diagrama binário, denominado concórdia. A curva da concórdia representa o conjunto de pontos que têm a mesma idade $^{207}Pb^*/^{235}U$ e $^{206}Pb^*/^{238}U$. A inclinação da recta que passa por um ponto e a origem corresponderá à idade $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$.

Num sistema fechado, os pontos correspondentes às fracções analisadas, após corrigido o Pb inicial, estarão situados na curva da concórdia e estes pontos são concordantes e têm três idades coincidentes. Se o sistema é aberto, tal como acontece na maioria dos episódios geológicos, os pontos correspondentes às fracções analisadas são designados por discordantes e podem situar-se acima ou abaixo da curva (Rollinson, 1993).

A idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ é a menos afectada pela perda de Pb, pois em situações de perda de ^{207}Pb e ^{206}Pb a sua razão permanece praticamente constante (Brownlow, 1979).

Um ponto concordante, situado na curva da concórdia, pode indicar a idade de um mineral. Contudo, o mais frequente é que os pontos correspondentes às fracções analisadas se projectem fora da curva da concórdia, com idade $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$ diferentes,

significando que ocorreu abertura no sistema. Nesta situação, a idade de cristalização do mineral será obtida através da recta de união dos vários pontos, recta da discórdia, e uma das duas intersecções com a concórdia (Faure, 1986). A abertura do sistema pode significar perda ou ganho de U, Pb ou de isótopos intermédios (Simões, 2000).

Num sistema aberto, os pontos tendem a localizar-se na parte inferior da curva da concórdia, indicando a perda de Pb que pode ser contínua ou episódica (Parrish e Noble, 2003).

A perda contínua de Pb é por difusão ao longo do tempo e não de uma forma súbita (Tilton, 1960). A difusão contínua durante um elevado período de tempo favorece a remoção de ^{207}Pb relativamente ao ^{206}Pb, pois a sua constante de desintegração é mais elevada (Brownlow, 1979), mas a razão $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ permanece constante. Nesta situação, as análises da amostra em causa distribuem-se ao longo de uma curva, que passa pela origem, e a sua intersecção superior corresponde à idade da amostra. A intersecção inferior, por sua vez, depende da taxa de difusão e não tem qualquer significado geológico (Brownlow, 1979).

A perda episódica de Pb, é considerada como um processo rápido e que ocorre num determinado instante T, devido a um acontecimento geológico responsável pela abertura do sistema (Wetherill, 1956). Neste modelo é possível determinar a idade da perda de Pb e a idade da amostra. Com este processo são, geralmente, obtidas três idades distintas sendo a idade $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ a menos afectada pela perturbação ocorrida. A intersecção superior do alinhamento dos pontos das análises corresponderá à idade de cristalização da amostra e a intersecção inferior, a idade em que ocorreu a perda de Pb (Davis et al., 2003).

Nos processos com perda de Pb, considera-se que as fracções dos minerais cristalizaram a partir do magma. Contudo, em algumas amostras de zircão é possível encontrar cristais que revelam a presença de uma geração relíquia proveniente do protólito e de uma geração resultante da cristalização do magma que originou a rocha. Geralmente a primeira geração ocorre sob a forma de núcleos inclusos em cristais da segunda geração. O

alinhamento destes pontos define uma discórdia inversa, em que a intersecção inferior com a concórdia corresponderá a uma idade mínima de instalação e a intersecção superior à idade do seu protólito (Davis et al., 2003). Os núcleos herdados nos cristais de zircão sendo provenientes do protólito possibilitam informações sobre os fenómenos geológicos mais antigos (Poitrasson et al., 2002), podendo resistir a elevadas temperaturas magmáticas (Paterson et al., 1992; Li, 1994; Poitrasson et al., 1998).

A temperatura de fecho do sistema U-Pb para estes minerais deve ser elevada, tendo sido estimado um valor superior a 800° C, de modo que as idades obtidas para as rochas correspondam às idades de cristalização e não de arrefecimento (Heaman e Parrish, 1991). É, ainda, fundamental que a abundância destes minerais nas rochas seja significativa para uma fácil concentração e que não sejam susceptíveis a alteração devido a acontecimento tectono-metamórficos ou de meteorização química das rochas (Faure 1986; Corfu et al., 2003). No entanto, é um mineral difícil de sofrer destruição podendo resistir a vários ciclos de sedimentação, metamorfismo e fusão magmática (Parrish e Noble, 2003).

A temperatura de fecho do sistema U-Pb no zircão é estimada como sendo superior a 800° C (Heaman e Parrish, 1991), valor considerado próximo da temperatura de cristalização dos magmas graníticos, pelo que a idade obtida pelo zircão corresponde geralmente à idade de cristalização da rocha. No entanto, podem ocorrer cristais de zircão relíquia, sob a forma de núcleos herdados, significando que a perda de Pb não terá sido total.

Os zircões com menores teores de U possuem menos Pb radiogénico e, de um modo geral, constituem as melhores fracções para análise, pois a destruição associada é menor, bem como a perda de Pb (Parrish e Noble, 2003).

A monazite é um mineral que cristaliza facilmente sob o efeito dos processos magmáticos ou metamórficos de temperatura média a elevada, implicando uma abertura do sistema U-Pb; a idade obtida pela monazite é geralmente a do último acontecimento térmico. No entanto, é importante considerar a possibilidade de existência de monazites

restíticas, embora sejam pouco frequentes (Parrish, 1990; Hawkins e Bowring, 1997). De um modo geral, nos diagramas concórdia é frequente que os pontos das fracções analisadas de monazites ígneas se situem acima da curva (Schärer, 1984; Parrish, 1990; Tomascak et al., 1996), devido a um excesso de ^{206}Pb, pelo que a idade $^{207}Pb/^{235}U$ deve ser considerada como a idade de cristalização da monazite (Parrish, 1990). O excesso de ^{206}Pb deve-se à introdução de ^{230}Th, proveniente do ^{238}U, na estrutura da monazite no momento da sua cristalização. Dado que a monazite incorpora grande quantidade de Th, há uma quantidade significativa de ^{238}Th que posteriormente vai decair para ^{206}Pb, resultando um excesso de ^{206}Pb relativamente ao esperado apenas por decaimento de ^{238}U presente no mineral (Schärer, 1984). O desequilíbrio de ^{230}Th inicial constitui uma das principais incertezas associadas a este método, pelo que deve ser considerada (Anczkiewicz et al., 2001; Mundil et al., 2001).

Na avaliação dos possíveis mecanismos responsáveis pela presença de monazites discordantes, de idade Pré-Câmbrica, alguns autores consideram que a perda de U possa estar associada a processos de alteração da uraninite ou a inclusões de torite ou, ainda, à incorporação excessiva de Pb radiogénico proveniente da dissolução de minerais enriquecidos em U (Hawkins e Bowring, 1997).

Para a análise isotópica U-Pb dos cristais de zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova foi seleccionada uma amostra representativa do granodiorito biotítico, granodiorito de duas micas e granito moscovítico-biotítico. Não foi considerado o granodiorito biotítico-moscovítico devido ao facto das relações de campo com o granodiorito biotítico sugerirem uma implantação contemporânea.

As características morfológicas e a estrutura interna dos cristais de zircão das amostras de rochas granitóides seleccionadas, levaram ao estudo de um total de nove fracções de zircão e de cinco fracções de monazite, nas quais foi determinada a idade através do métodos de U-Pb por ID-TIMS. A selecção das fracções de zircão e monazite

analisadas teve por base as suas características morfológicas e coloração, pelo que são mencionadas as principais características identificativas.

• Granodiorito biotítico (amostra REPO)

a) fracção 86/25 – zircões euédricos, com hábito acicular em prismas alongados (prismas com 2-3 na razão largura / comprimento), hialinos, geralmente incolores e não fracturados;

b) fracção 87/27 – vários zircões subédricos, correspondendo a cristais partidos e fragmentados, em que uma das faces pode ter forma prismática, hialinos de cor rosada ou levemente amarelada, alguns com inclusões (Fig. 40.a);

c) fracção 86/25 – vários zircões subédricos, geralmente alongados, correspondendo a fragmentos de cristais, hialinos de cor rosada;

d) fracção 88/S67 – grão de monazite euédrico, arredonado, não límpido, de cor amarela a acastanhada;

e) fracção 88/S82 – grãos de monazite arredonados, hialinos e de cor amarelada (Fig. 40.b).

• Granodiorito de duas micas (amostra REPA1)

a) fracção 86/26 – zircões subédricos, não totalmente hialinos, de cor amarelada, alguns com inclusões, fracturados nos bordos (Fig. 40.c);

b) fracção 86/28 – zircões euédricos, de forma prismática alongada (prismas com 4-6 na razão largura / comprimento), hialinos e incolores, alguns com pontuais inclusões, levemente partidos;

c) fracção 88/53 – zircões euédricos, de forma prismática curta, menos alongados do que a fracção 86/28, hialinos, de cor levemente amarelada;

d) fracção 86/S7 – grão de monazite euédrico, arredonado, incolor, sem inclusões;

e) fracção 86/S8 – grão de monazite euédrico, arredonado, cor amarelada (Fig. 40.d).

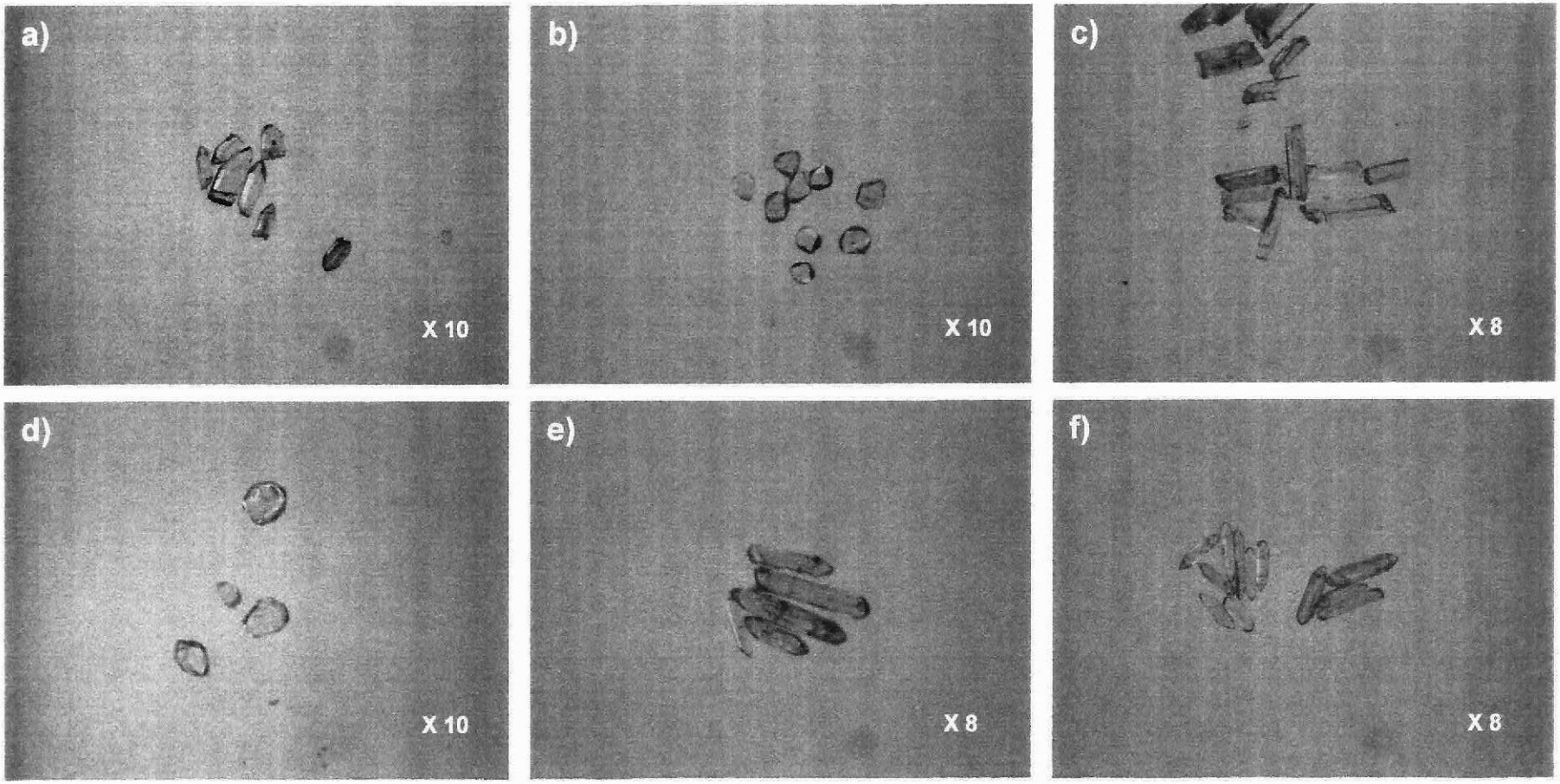

Figura 40. Características morfológicas de algumas fracções de zircão e monazite seleccionadas das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Granodiorito biotítico: zircão (a), monazite (b); granodiorito de duas micas: zircão (c), monazite (d); granito moscovítico-biotítico: zircão (e, f).

• Granito moscovítico-biotítico (amostra IDN1)

a) fracção 86/53 – zircões euédricos, alongados, multifacetados, hialinos, de cor levemente rosada, alguns com inclusões (Fig. 40.e);

b) fracção 86/54 – zircões euédricos, de forma prismática alongada, hialinos e incolores, alguns com raras inclusões;

c) fracção 88/50 – zircões euédricos, de forma prismática curta, de cor levemente rosada, sem inclusões (Fig. 40.f);

d) fracção 88/S10 – grão de monazite euédrico, arredonado, de cor acastanhada pouco frequente.

Os dados isotópicos de zircão e monazite dos três granitóides seleccionados do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são apresentados na Tabela 24.

Os pontos correspondentes às várias fracções analisadas foram projectados em diagramas concórdia e a boa concordância encontrada entre as idades de zircão e monazite, verificada em algumas das rochas granitóides, leva a que sejam apresentadas, também, as idades de zircão e monazite em conjunto.

Os zircões do granodiorito biotítico não apresentam teores relativamente elevados de U e tendem possuir a menor razão Th/U das rochas granitóides, com excepção de uma fracção do granodiorito de duas micas. Nas fracções de monazite foram encontrados os maiores valores para a relação Th/U (Tabela 24).

A projecção das análises das fracções de zircão do granodiorito biotítico no diagrama $^{206}Pb/^{238}U$ versus $^{207}Pb/^{235}U$ revela que são discordantes, não sendo possível a definição de uma boa recta que passe pelos diferentes pontos em simultâneo (Fig. 41.a). Das fracções de zircão analisadas, foi obtido um ponto bastante próximo da concórdia (86/25 zr), com uma discordância de 0.3 %, enquanto que os outros dois pontos afastam-se, para o lado direito da curva, sugerindo a presença de núcleos restíticos. Estes prováveis núcleos

Tabela 24. Dados isotópicos U-Pb de zircão e monazite do granodiorito biotítico, granodiorito de duas micas e do granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

Amostra	Características [1] [N]	peso [2] (µg)	U [2] (ppm)	Th/U [3]	Pbc [2,4] (ppm)	Pbc [2,4] (pg)	$^{208}Pb/^{204}Pb$ [5]	$^{207}Pb/^{235}U$ [6]	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ [6]	2σ	rho [7]	$^{206}Pb/^{238}U$ [6]	$^{207}Pb/^{235}U$ [6]	$^{207}Pb/^{206}Pb$ [6]	2σ	D (%) [8]
Granodiorito biotítico																	
REPO 86/25	Z eu sp [50]	85	488	0.19	0.04	5.7	35069	0.6021	0.0014	0.07702	0.00016	0.96	478	479	480	1.4	0.3
REPO 86/27	Z tips [f]	58	483	0.18	0.04	4.1	33040	0.5967	0.0026	0.07634	0.00033	0.96	474	475	480	2.8	1.2
REPO 88/52	Z tips [f]	60	504	0.18	0.03	3.6	40580	0.6008	0.0015	0.07679	0.00018	0.95	477	478	482	1.8	1.0
REPO 88/S67	Mz [1]	3	494	40.71	0.11	2.4	3078	0.6030	0.0026	0.07753	0.00028	0.82	481	479	469	5.6	-2.8
REPO 88/S82	Mz [7]	11	265	45.97	0.56	8.2	1746	0.6006	0.0025	0.07732	0.00025	0.81	480	478	466	5.4	-3.2
Granodiorito duas micas																	
REPA1 86/26	Z tips [40]	15	581	0.13	0.01	2.2	19473	0.6015	0.0016	0.07692	0.00019	0.93	478	478	481	2.1	0.6
REPA1 86/28	Z lp [f]	29	167	0.22	0.02	2.7	8786	0.5980	0.0018	0.07665	0.00023	0.86	476	476	475	3.6	-0.2
REPA1 88/53	Z lp [34]	21	260	0.21	0.17	5.7	4648	0.5987	0.0017	0.07666	0.00021	0.87	476	476	478	3.1	0.4
REPA1 86/S7	Mz [1]	1	1120	21.04	0.00	1.8	2915	0.5927	0.0025	0.07611	0.00024	0.79	473	473	471	5.8	-0.4
REPA1 86/S8	Mz [1]	1	381	31.79	0.00	1.7	1065	0.5855	0.0047	0.07534	0.00032	0.59	468	468	467	14.4	-0.3
Granito moscovítico-biotítico																	
IDN1 86/53	Z lp fragm [6]	1	1104	0.33	0.00	0.6	9558	0.6038	0.0028	0.07723	0.00034	0.92	480	480	480	4.1	0.1
IDN1 86/54	Z lp [4]	9	249	0.24	0.08	2.7	3934	0.5979	0.0025	0.07660	0.00027	0.85	476	476	477	4.8	0.2
IDN1 88/50	Z lp [2]	1	1758	0.30	0.23	2.2	3650	0.5768	0.0023	0.07380	0.00027	0.82	459	462	479	5.0	4.4
IDN1 88/S10	Mz [1]	1	262	1.37	2.86	4.9	279	0.6032	0.0078	0.07753	0.00030	0.42	481	479	469	26.1	-2.7

[1] Z – zircão; Mz – monazite; eu - euédricos; sp- forma prismática; tips - sem forma definida; lp – prismas alongados; lp fragm - prismas fragmentados. Todos os minerais foram sujeitos a abrasão. [N] – número de grãos em cada fracção (f > 50 grãos). Todos os zircões são claros e transparentes. [2] Pesos e concentrações melhores que 10%, excepto para as fracções próximo ou igual a 1 mg, correspondente ao limite de detecção da balança. [3] O modelo utilizado para a razão Th/U é condicionado pela relação $^{208}Pb/^{206}Pb$ e pela idade da amostra. [4] Pbc corresponde ao Pb total comum da amostra (inicial + branco). [5] Valores corrigidos por fraccionação e branco. [6] Valores corrigidos por fraccionação "spike", branco e Pb inicial comum; erros calculados através da propagação das várias incertezas; Pb inicial comum corrigido através do modelo de Stacey and Kramers (1975). [7] – excentricidade da elipse. [8] grau de discordância.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

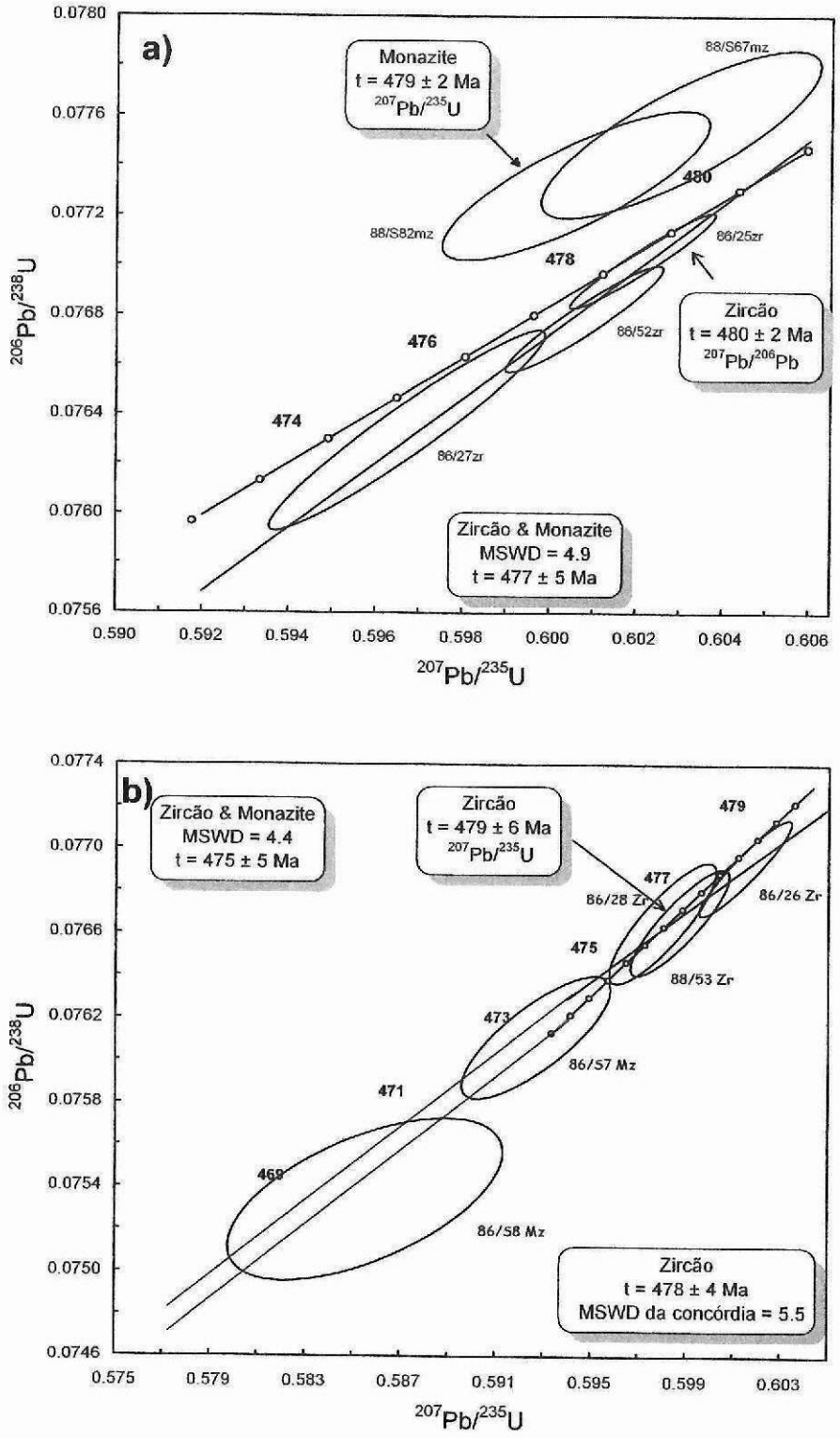

Figura 41. Diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. zr – zircão, mz – monazite. a) Granodiorito biotítico; b) granodiorito de duas micas.

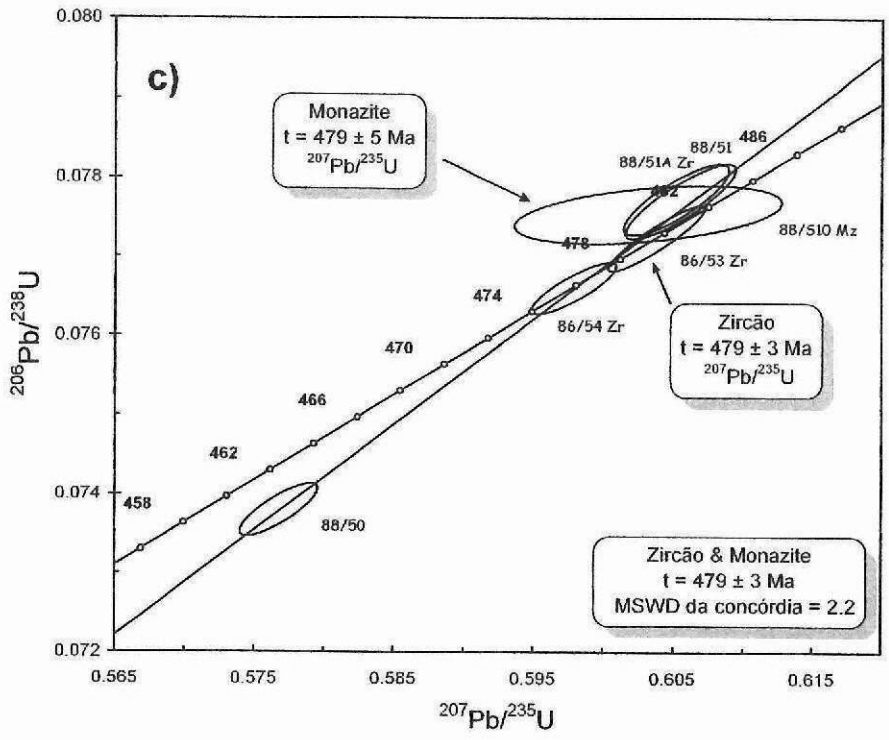

Figura 41. Diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. zr – zircão, mz – monazite. c) granito moscovítico-biotítico

restíticos podem influenciar os erros associados à curva da concórdia com uma idade de 480 ± 23 Ma e um valor de MSWD igual a 2.8, obtida através da intersecção com a curva da concórdia. O cristal de zircão mais concordante (86/25 zr) apresenta uma idade de 480 ± 2 Ma, dada pela razão $^{207}Pb/^{206}Pb$, semelhante à idade da discórdia (Fig. 41.a). O processo de cristalização magmática terá ocorrido em sistema aberto e, por isso, terá havido uma perda contínua de Pb e consequente modificação da idade destes cristais.

As monazites analisadas deste granodiorito situam-se acima da concórdia, sendo discordantes. Este fenómeno é frequente em monazites que incorporam elevadas quantidades de ^{230}Th aquando da sua formação. Estas quantidades, por sua vez, levam a

um excesso de ^{206}Pb, relativamente ao esperado apenas por desintegração de ^{238}U inicial, o que pode ser atribuído à contribuição de ^{206}Pb proveniente da desintegração de ^{230}Th, isótopo intermédio de desintegração de ^{238}U e incorporado durante a cristalização da monazite (Schärer, 1984). Esta situação pode ser atribuída ao excesso de ^{206}Pb devido a desequilíbrios na razão Th/U (Schärer, 1984), que é bastante frequente nas monazites Fanerozóicas, pois os processos de cristalização destes minerais requerem algumas anomalias iniciais de ^{230}Th (Corfu e Evins, 2002). Os excessos referidos são os responsáveis pelas elevadas razões $^{206}Pb/^{238}U$ frequentemente encontradas em monazites, enquanto que a razão $^{207}Pb/^{235}U$, por sua vez, não é afectada por estes desequilíbrios. A idade média $^{207}Pb/^{235}U$ para as duas monazites é de 478 $\pm$ 1 Ma, mas é possível que um dos cristais tenha sofrido alguma perda de Pb. A idade $^{207}Pb/^{235}U$ definida pelo cristal mais concordante de monazite é de 479 $\pm$ 2 Ma. As monazites discordantes possuem elevados teores de Th, como pode ser indicado pelo valor da razão Th/U (Tabela 24), como encontrado por Corfu e Evins (2002). Os desequilíbrios apresentados pela monazite leva a considerar que não deverá ser considerada a discórdia inversa obtida conjuntamente para o zircão e monazite, pois embora com uma idade de 477 $\pm$ 5 Ma, possui um erro mais elevado com MSWD igual a 4.9 (Fig. 41.a).

Embora a idade do granodiorito biotítico obtida através da idade do cristal de zircão mais concordante, a idade da monazite dada pela razão $^{207}Pb/^{235}U$ e da projecção conjunta do zircão e monazite seja semelhante, no mesmo intervalo de variação e dentro do erro analítico do método, o mais correcto para o granodiorito biotítico será considerar a idade do cristal de zircão mais concordante (86/25 Zr), de 480 $\pm$ 2 Ma, pois é o menos afectado por desequilíbrios e perdas de Pb.

Os resultados obtidos para as três fracções de zircão analisadas do granodiorito de duas micas não são muito distintos dos obtidos para os zircões do granodiorito biotítico (Figs. 41.a, b). Contudo, apresentam uma menor razão $^{206}Pb/^{204}Pb$ e uma das fracções analisadas tem teores de U baixos (Tabela 24). As monazites do granodiorito de duas micas

possuem os menores teores de Pb comum e das razões $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{206}Pb/^{238}U$ das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, pelo que as idades obtidas através destas razões isotópicas são as mais recentes (Tabela 24).

Os cristais de zircão, do granodiorito de duas micas, projectam-se junto da curva, sendo concordantes, embora com alguns cristais ligeiramente afastados da concórdia. Para este alinhamento foi obtida uma idade mínima de implantação da rocha de 478 ± 4 Ma, mas com um valor elevado de MSWD, de 5.5. Esta dispersão poderá ser atribuída a provável existência de núcleos herdados ou a alguma perda de Pb. Dois dos pontos correspondentes a duas fracções de zircão analisadas são praticamente concordantes (Tabela 24; Fig. 41.b), pelo que a idade obtida pelo cristal de zircão mais concordante (479 ± 6 Ma) e pela curva da concórdia é semelhante. Sempre que a intersecção inferior com a concórdia se situa próximo da origem indica que as fracções seleccionadas não apresentam núcleos herdados e que ocorreu um simples processo de perda contínua de Pb radiogénico, após a cristalização dos zircões (Wetherill, 1956). Para as fracções de zircão do granodiorito de duas micas, a intersecção inferior com a concórdia não se situa próximo da origem, o que sugere que alguns cristais de zircão das fracções seleccionadas poderão apresentar núcleos herdados.

A projecção dos cristais de monazite tende a afastar-se da projecção dos cristais de zircão, pois as monazites são facilmente afectadas pelos desequilíbrios associados aos vários episódios geológicos ocorridos (Kalt et al., 2000), apresentando um excesso de ^{206}Pb devido ao excesso de ^{230}Th que possuem. Devido aos desequilíbrios ocorridos na monazite, não deverá ser considerada a discórdia inversa obtida conjuntamente para o zircão e monazite, pois apresenta um erro elevado (MSWD = 4.4.). Contudo, a idade obtida através desta curva não se afasta muito dos valores de idade referidos anteriormente, sendo de 475 ± 5 Ma. O cristal de monazite tem uma idade $^{207}Pb/^{235}U$ igual a 479 ± 5 Ma.

A idade mais correcta a considerar para o granodiorito de duas micas será de 479 ± 6 Ma obtida através da razão da fracção de zircão mais concordante, pois a idade dada pela monazite é mais sensível aos desequilíbrios geológicos a que a rocha foi sujeita.

As três fracções de zircão analisadas para o granito moscovítico-biotítico são as que geralmente registam os teores mais elevados de U e de Th/U, mas geralmente valores menos elevados de $^{206}Pb/^{204}Pb$ do que as três fracções analisadas de zircão de cada um dos dois granodioritos do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Enquanto que as monazites deste granito apresentam os menores valores para o U e razões entre Th/U e $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Tabela 24).

Os cristais de zircão projectam-se numa posição próxima entre si e localizada junto da curva da concórdia, com excepção de um cristal de zircão (88/50 zr), com uma maior discordância (4.4 %), afastando-se da curva; pelo que não foi considerada a idade conjunta obtida para estas três fracções. A idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtida para o cristal de zircão mais concordante (86/53 zr) é de 479 ± 3 Ma (Fig. 41.c).

A concordância de idades zircão e monazite permite associar os dois minerais, os quais definem um bom alinhamento, com um valor de MSWD de 2.2, para uma idade de instalação de 479 ± 3 Ma. A idade $^{207}Pb/^{235}U$ obtida para o cristal de monazite mais concordante é de 479 ± 5Ma, sendo idêntica à obtida através da projecção conjunta dos cristais de zircão e monazite, bem como a idade do zircão, dada pela razão $^{207}Pb/^{206}Pb$.

A média das idades obtidas e das respectivas projecções leva a considerar que a idade de 479 ± 3 Ma, obtida através da curva da concórdia construída com as várias fracções de minerais analisados, possa ser considerada como a melhor aproximação à idade de instalação deste granito.

A idade média, obtida por U-Pb por espectrometria de massa, em cristais de zircão e monazite para o granodiorito biotítico, granodiorito de duas micas e granito moscovítico-biotítico apresenta-se semelhante entre si, indicando que estas rochas granitóides são contemporâneas e com uma idade de instalação de 480 a 479 Ma.

Nas rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova foi encontrada uma boa concordância entre as idades obtidas para zircão e monazite dos respectivos granitóides, o que permitiu associar os dois minerais. A discordância apresentada por algumas fracções de zircão e monazite e os desequilíbrios a que foram sujeitos no decurso dos processos geológicos, leva a considerar a idade obtida pela fracção de zircão e monazite mais concordante, como a idade de instalação destas rochas granitóides, pois estas idades são interpretadas como magmáticas, visto a presença de núcleos restíticos ser só inferida do afastamento de alguns zircões e monazites da concórdia. Como a idade seleccionada é sempre dada pelo zircão e monazite mais concordante, os possíveis núcleos restíticos não terão afectado as idades obtidas. Deste modo, é considerada uma idade de instalação de: a) 480 ± 2 Ma para o granodiorito biotítico; b) 479 ± 6 Ma para o granodiorito de duas micas; c) 479 ± 3 Ma para o granito moscovítico-biotítico. Comparando os vários valores de idades obtidos verifica-se uma forte coerência com pequenas variações incluídas no erro analítico associado ao processo (Tabela 25). Assim, e atendendo ao conjunto dos resultados obtidos e às incertezas nos valores das idade, é possível definir o intervalo de 473 – 485 Ma como o possível período para instalação destas rochas granitóides, mas provavelmente há cerca de 479 – 480 Ma, e afirmar que se tratam de maciços graníticos que revelam sincronismo de instalação (Antunes et al., 2006).

Tabela 25. Resumo das idades U-Pb obtidas para os granodioritos biotítico e de duas micas e granito moscovítico-biotítico do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

	Idade zircão (Ma)[1] $^{207}Pb/^{206}Pb$	Idade monazite (Ma)[2] $^{207}Pb/^{235}U$
Granodiorito biotítico	480 ± 2 Ma	479 ± 2 Ma
Granodiorito de duas micas	479 ± 6Ma	479 ± 5Ma
Granito moscovítico-biotítico	479 ± 3 Ma	479 ± 5 Ma

[1] idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ do cristal de zircão mais concordante; [2] idade $^{207}Pb/^{235}U$ do cristal de monazite mais concordante.

Os cristais de zircão das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são ígneos, pois apresentam valores para a razão Th/U compreendidos entre 0.13 e 0.33 (Tabela 24). Os zircões de rochas graníticas possuem razões Th/U compreendidas entre 0.15 - 1.20 (Ahrens et al., 1967).

Comparação das Idades Obtidas por U-Th-Pb e por U-Pb

As idades U-Th-Pb das monazites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova não são consistentemente superiores ou inferiores às idades de 480 e 479 Ma resultantes da idade obtida por U-Pb em zircão e monazite para cada uma destas rochas granitóides. Apenas no granito moscovítico-biotítico, as monazites revelaram uma idade U-Th-Pb igual à obtida por U-Pb em cristais de zircão e monazite (Tabela 26).

Contudo, mesmo com as incertezas analíticas associadas ao método de datação de U-Th-Pb em cristais de monazite, por microssonda electrónica, e com valores de MSWD superiores a 1, as idades obtidas estão de acordo com as resultantes da análise isotópica, por U-Pb, em cristais de zircão e monazite. Semelhantes variações foram encontradas em monazites das rochas migmatíticas da costa Oeste de África por Cocherie et al. (1998).

As monazites dos encraves tonalíticos e dos encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico e no granodiorito de duas micas hospedeiros, bem como neste último granodiorito hospedeiro possuem idades inferiores a 475 Ma (Tabela 26), podendo ter sido afectadas pela perda de Pb associada aos episódios geológicos de idade Varisca.

Tabela 26. Comparação dos resultados das datações por U-Pb-Th obtidas em monazites e por U-Pb obtidas em zircões e monazites nas rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanaha-a-Nova

	U-Pb-Th em monazite	U-Pb em zircão e monazite
Encraves Tonalíticos no granodiorito biotítico	473 ± 8 Ma	*
Encraves Granodioríticos no granodiorito biotítico	470 ± 7 Ma	*
Granodiorito biotítico	482 ± 7 Ma	480 ± 2 Ma
Granodiorito biotítico-moscovítico	482 ± 6 Ma	*
Encraves Granodioríticos no granodiorito de duas micas	474 ± 6 Ma	*
Granodiorito de duas micas	473 ± 6 Ma	479 ± 6 Ma
Granito moscovítico-biotítico	479 ± 6 Ma	479 ± 3 Ma

* - não determinada.

4.4.3. *MÉTODO* Rb-Sr E Sm-Nd DE ROCHA TOTAL

Na área em estudo procedeu-se ao estudo isotópico por Rb-Sr e Sm-Nd, para caracterizar isotopicamente os granitóides e, consequentemente, obter idades relativas à sua génese ou evolução e contribuir para a caracterização de possíveis fontes dos magmas. Procedeu-se, ainda, ao cálculo de idades Rb-Sr e sua comparação com os dados geocronológicos de U-Pb-Th obtidos em monazites e de U-Pb obtidos em cristais de zircão e monazite.

O Rb apresenta dois isótopos naturais, ^{85}Rb e ^{87}Rb, cujas abundâncias são de 72.15 % e 27.85 %, respectivamente (Duthou, 1992). Apenas o ^{87}Rb é radioactivo, transformando-se por decaimento radioactivo no isótopo ^{87}Sr, tendo como constante de desintegração $\lambda^{87}Rb = 1.42x10^{-11}$ anos^{-1} (Steiger e Jäger, 1977).

O estrôncio possui quatro isótopos, ^{84}Sr, ^{86}Sr, ^{87}Sr e ^{88}Sr, todos estáveis, e com abundâncias actuais, respectivas, de 0.56 %, 9.86 %, 6.99 % e 82.59 % (Faure, 1986). Face ao aumento de ^{87}Sr radiogénico, por transformação do ^{87}Rb ao longo do tempo geológico, as abundâncias relativas dos isótopos de estrôncio têm vindo a variar.

O Rb e o Sr ocorrem em quantidades variáveis nas rochas, estando presentes sob a forma de elementos vestigiais, e dispersam-se largamente nas rochas silicatadas, pelo que constituem um método de datação bastante utilizado na cronologia de rochas granitóides. O Rb tem afinidade geoquímica para o K, substituindo-o nos minerais potássicos, como as micas e os feldspatos potássicos, enquanto o que Sr possui afinidade para o Ca, substituindo-o principalmente nas plagioclases. O ^{87}Sr radiogénico que ocupa a posição estrutural do Rb, torna-se instável e móvel nas estruturas cristalinas, sendo susceptível de migrar para outros minerais receptores de Sr no decurso de um episódio térmico / hidrotermal ou sair do sistema (Faure, 1986; Simões, 2000).

A razão isotópica inicial de um magma é característica da fonte de onde foi extraído e permanecerá constante durante os processos de fracionação a que o magma possa ser

sujeito (Faure, 1986; Campos, 1997). O magma derivado dos processos de fusão parcial terá características idênticas à da sua fonte (Faure e Powell, 1972; Steiger e Jäger, 1977; DePaolo, 1981; Dodson, 1982). Contudo, alguns autores consideram que os episódios metamórficos antes da anatexia podem modificar as razões isotópicas (e.g., Taylor, 1980; Skjerlie e Patiño Douce, 1995).

Algumas rochas, com evidências geológicas e petrográficas de uma origem comum, podem apresentar variações na sua composição isotópica (Campos, 1997). Estas variações estão associadas a processos físicos que promovem uma alteração das razões isotópicas ao longo do tempo, como é o caso da presença de subsistemas com diferentes composições isotópicas e do processo de mistura de magmas (Faure e Powell, 1972; Vollmer, 1976; Steiger e Jäger, 1977; Langmuir et al., 1978; DePaolo, 1981; Dodson, 1982; Gray, 1984).

Com o estudo isotópico Rb-Sr pretende-se determinar a idade de instalação das diferentes rochas granitóides e obter indicações petrogenéticas a partir do valor da razão isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial. Neste método projectam-se os valores de $^{87}Rb/^{86}Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtidos para cada amostra, os quais se dispõem ao longo de uma recta designada por isócrona. O pendor desta recta é proporcional à idade t da rocha e o valor da razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ resulta da intersecção da recta com o eixo das ordenadas, para $^{87}Rb/^{86}Sr = 0$ (Rollinson, 1993).

No método das isócronas considera-se que se verificam as seguintes condições (Duthou, 1992):

- todas as amostras são cogenéticas e sofreram homogeneização isotópica, apresentando a mesma razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ no momento do bloqueio isotópico do sistema, durante a cristalização das rochas;

- todas as amostras evoluíram em sistema fechado para o Rb e Sr desde o bloqueio isotópico até à data actual;

- o arrefecimento dos minerais processou-se num tempo relativamente curto, comparativamente à idade de formação da rocha, pois as temperaturas de bloqueio do sistema Rb-Sr são diferentes para os vários minerais;

- entre o momento t e o presente, todas as amostras da rocha permaneceram como um sistema fechado tanto para o Rb como para o Sr, ou seja, não ocorreu qualquer migração destes elementos nem dos isótopos respectivos.

No decurso de um episódio térmico, o sistema isotópico Rb-Sr pode abrir e sofrer uma rehomogeneização que pode ser total ou parcial e afecta principalmente o ^{87}Sr radiogénico. Quando ocorre homogeneização à escala do maciço, todo o sistema é afectado, passando a ter um novo valor da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, correspondente à média do sistema na altura do arrefecimento térmico. Nesta situação, apenas pode ser datado o acontecimento térmico e não a idade de cristalização (Duthou, 1992). Em situações de homogeneização parcial, à escala da amostra, são apenas afectados os minerais constituintes de cada amostra, continuando o sistema Rb-Sr em rocha total fechado e a evoluir (Duthou, 1992).

Para a idade actual é possível definir uma isócrona formada pelo conjunto de amostras de rocha total, datando a idade de cristalização da rocha, em que a razão inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ corresponde ao valor presente no magma inicial e possui um significado genético (Duthou, 1992).

No decurso dos processos de alteração tardi a pós-magmáticos pode ocorrer abertura do sistema Rb-Sr sem homogeneização isotópica. Nestes processos, a circulação de fluídos em sistema aberto, promove a difusão do ^{87}Sr radiogénico e a consequente dispersão de pontos no diagrama $^{87}Rb/^{86}Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$. Neste caso, a qualidade do alinhamento diminui e os valores de t calculados não possuem significado geológico (Duthou, 1992).

A crusta continental está enriquecida em Rb em relação ao manto, pelo que está, também, enriquecida em ^{87}Rb e em Rb/Sr apresentando, consequentemente, uma razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ mais elevada. Os granitóides que resultaram de uma crusta continental antiga, possuem elevadas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, enquanto que nos resultantes de uma crusta continental juvenil, extraída directamente do manto, as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ serão mais baixas (Faure, 1986; Chappell e White, 1992).

O samário possui sete isótopos (144, 147, 148, 149, 150, 152 e 154), em que apenas o ^{147}Sm é radioactivo e representa cerca de 15 % do Sm total (Duthou, 1992). O ^{147}Sm transforma-se, por decaimento radioactivo, no isótopo ^{143}Nd e com a constante de desintegração $\lambda^{147}Sm = 6.54x10^{-12}$ anos^{-1} (Jacobsen e Wasserburg, 1980).

O neodímio tem, também, sete isótopos não radioactivos (142, 143, 144, 145, 146, 148 e 150), sendo o ^{143}Nd parcialmente radiogénico e constituindo cerca de 12 % do Nd actual. O ^{143}Nd radiogénico tem aumentado ao longo do tempo geológico por transformação do ^{147}Sm, pelo que as abundâncias relativas dos isótopos de Nd têm variado ao longo do tempo (Rollinson, 1993).

O Sm e o Nd ocorrem nas rochas ígneas com um comportamento geoquímico semelhante. O sistema Sm-Nd é um bom indicador petrogenético devido ao baixo fraccionamento do Sm em relação ao Nd. Os elementos de terras raras têm menor mobilidade do que os elementos alcalinos e alcalino-terrosos durante o metamorfismo, alteração hidrotermal e meteorização. Contudo, a razão Sm/Nd pode ser alterada durante a reciclagem crustal, quando existem minerais que fraccionam fortemente o Sm em relação ao Nd, como é o caso da granada (Sato et al., 1995).

Os princípios do método de datação Sm-Nd são os mesmos que os do método Rb-Sr. No entanto, as pequenas variações das razões Sm/Nd em rochas graníticas dificultam a obtenção de idades de cristalização, principalmente em amostras de rocha total (Sato et al., 1995). Contudo, os dados isotópicos Sm-Nd são de grande interesse petrogenético nas rochas granitóides.

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

A maioria das rochas formaram-se a partir de um manto terrestre e a modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre quando o magma é extraído do manto e incorporado na crusta. Em condições de equilíbrio, a modificação desta razão é devida essencialmente ao decaimento radioactivo, não sendo afectada pelos processos geológicos. Assim, é possível datar a idade em que o magma foi extraído do manto, mesmo que a rocha tenha sido sujeita a vários processos de diferenciação decorridos na crusta em diferentes períodos de tempo. A intersecção da linha de evolução isotópica do Nd de rochas cogenéticas com a linha de evolução isotópica do Nd para o manto pode ser considerada como a idade modelo de extracção do magma do manto para a crusta. No caso das rochas graníticas, as idades modelo indicam a idade de extracção dos seus protólitos a partir do manto e, por comparação com a idade de cristalização, fornecem indicações da taxa de reciclagem da crusta implicada na génese dessas rochas (Faure, 1986). Existem vários modelos de evolução isotópica do Nd para o manto superior dos quais podem ser referidos (Sato et al., 1995):

- modelo CHUR – baseia-se na evolução de um manto uniforme com uma composição isotópica Sm-Nd semelhante à dos condritos, resultando o conceito de "Chondritic Uniform Reservoir" (CHUR) (DePaolo e Wasserburg, 1976);

- modelo do manto empobrecido ("Depleted Mantle", DM) – caracteriza-se por apresentar uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ elevada e uma razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ baixa; com a extracção do Sm e Nd do manto para a crusta, o manto vai ficando empobrecido nestes elementos, mais em Nd do que em Sm, resultando um manto residual cada vez mais enriquecido na razão Sm/Nd, sendo superior à razão Sm/Nd do CHUR;

- modelo do manto enriquecido (EMI ou EMII) – caracteriza-se por ter uma reduzida razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ e uma razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ baixa (EMI) ou elevada (EMII); o enriquecimento do

manto, mais em Nd do que em Sm, pode ser atribuído à injecção de material crustal no manto em zonas de subducção.

A existência destes modelos permite a obtenção de três idades modelo T_{CHUR}, T_{DM} ou T_{EM} na determinação da idade de extracção do protólito a partir do manto, sendo utilizada preferencialmente a idade T_{DM}, pois corresponde a um modelo mais real. As idades modelo T_{DM} podem não ter significado quando o manto que produziu o magma é do tipo EM (manto enriquecido) ou HIUM (manto com elevada razão U/Pb), ou quando o magma resulta de um processo de mistura manto/crusta ou, ainda, se existe uma grande abundância de minerais que concentram terras raras e que fraccionam o Sm e o Nd (Sato et al., 1995).

No sistema Sm-Nd, o manto é mais radiogénico do que a crusta, ao contrário do que se verifica para o sistema Rb-Sr, apresentando valores superiores da razão inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$. A razão inicial do Nd, expressa por εNd_t, pode também ser utilizada na determinação da origem das fontes magmáticas (Sato et al., 1995):

$\varepsilon Nd_t > 0$ – significa que o magma se formou a partir de uma fonte mantélica e quanto maior o valor de ε, mais empobrecido é o manto;

$\varepsilon Nd_t < 0$ – significa que o magma teve origem a partir de uma fonte crustal e quanto maior a contribuição crustal, mais negativo é o valor de εNd_t.

Nos casos em que existem processos de mistura manto/crusta, o valor de εNd_t pode ser positivo ou negativo, dependendo do grau de contribuição dos componentes; podendo dificultar a interpretação do valor obtido.

Os resultados isotópicos obtidos pelo método Rb-Sr em amostras seleccionadas das rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são apresentados na Tabela 27.

Tabela 27. Resultados isotópicos Rb-Sr das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	% Erro (2 σ)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$
Encraves Tonalíticos no granodiorito biotítico							
E11	78	224	0.348	1.0036	0.713622	0.002	0.7068
E25A	82	212	0.388	1.0045	0.713422	0.003	0.7066
Encraves Granodioríticos no granodiorito biotítico							
RC	90	138	0.650	1.8847	0.718303	0.003	0.7054
E5	85	142	0.600	1.8836	0.718210	0.002	0.7053
Granodiorito biotítico							
NP	80	173	0.472	1.3457	0.714010	0.003	0.7048
Xg	80	366	0.223	0.6326	0.709597	0.003	0.7053
CARDO	76	170	0.447	1.2944	0.714031	0.003	0.7052
Granodiorito biotítico-moscovítico							
GPVI	160	90	1.779	5.1376	0.740857	0.005	0.7057
Encrave Tonalítico no granodiorito de duas micas							
E13g	210	125	1.680	4.9732	0.738190	0.002	0.7042
Encraves Granodioríticos no granodiorito de duas micas							
ES	154	124	1.245	3.5814	0.728362	0.002	0.7039
E12	125	102	1.227	3.5288	0.732114	0.004	0.7080
EPC	107	110	0.974	2.8326	0.727010	0.005	0.7077
E15	104	81	1.284	3.7123	0.734091	0.002	0.7088
Granodiorito de duas micas							
REPA1	112	77	1.457	4.1860	0.737977	0.003	0.7094
Granito moscovítico-biotítico							
CTV	246	84	2.932	8.4741	0.775579	0.004	0.7177
IDN1	201	38	5.292	15.4126	0.814954	0.003	0.7098
CEM	226	81	2.791	8.1731	0.771134	0.003	0.7154

Os valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ nas amostras das rochas granitóides e encraves microgranulares foram calculados para as idades obtidas por U-Pb em cristais de zircão e monazite.

Com os resultados obtidos foram tentadas várias isócronas de Rb-Sr utilizando o software informático Isoplot V. 2.06e de Ludwing (1999). As linhas de regressão foram calculadas pelo método dos mínimos quadrados e a qualidade da isócrona é avaliada pelo

parâmetro MSWD (média do somatório dos desvios quadrados), sendo os erros máximos de 1.2 % no quociente $^{87}Rb/^{86}Sr$ e de 0.0026 % no quociente $^{87}Sr/^{86}Sr$, com uma confiança de 95 % no intervalo 2σ.

A projecção dos resultados isotópicos dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro, definem uma errócrona de rocha total, com uma idade de implantação de 483 $\pm$ 64 Ma e com um valor de MSWD igual a 18 (Fig. 42.a), sendo um erro grande.

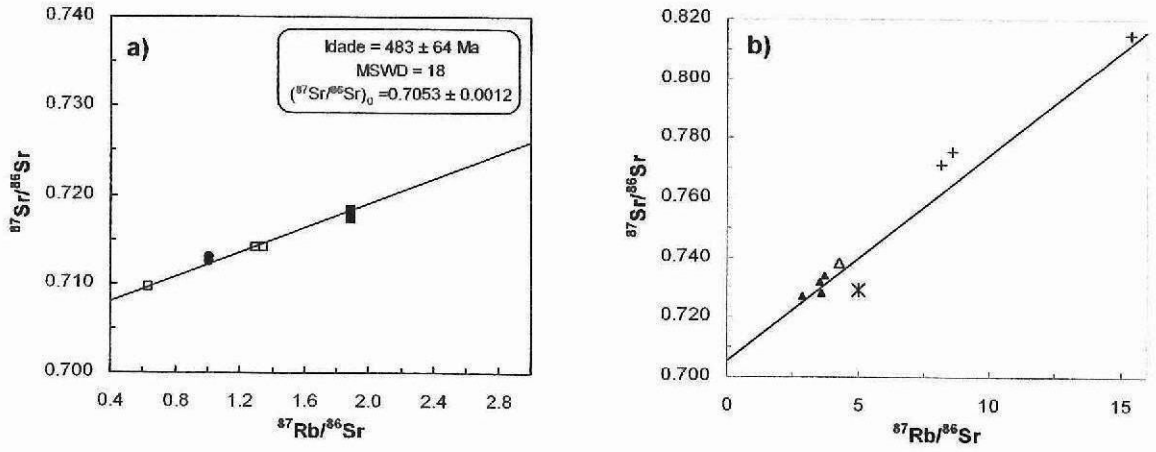

Figura 42. a) Errócrona obtida para os encraves tonalíticos (•), encraves granodioríticos (▪) e granodiorito biotítico hospedeiro (□); b) projecção das amostras dos encraves tonalíticos (∗) e dos encraves granodioríticos (▲) que ocorrem no granodiorito de duas micas, do granodiorito de duas micas hospedeiro (△) e do granito moscovítico-biotítico (+) do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova na errócrona traçada em a).

Para os encraves microgranulares que ocorrem no granodiorito biotítico e para o granodiorito biotítico-moscovítico foi considerada idade semelhante à obtida na amostra representativa do granodiorito biotítico analisada por U-Pb, que é de 480 Ma, face às suas relações de campo. Os valores médios das razões de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ de 0.7067 $\pm$ 0.0001,

0.7054 ± 0.0001, 0.7051 ± 0.0002 e 0.7057 ± 0.0020, obtidos para os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos, granodiorito biotítico e granodiorito biotítico-moscovítico, respectivamente, são valores característicos de rochas com uma provável contribuição mantélica. A média dos valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial para os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro é de 0.7056 ± 0.0006, semelhante ao obtido através da errócrona de Rb-Sr de rocha total com uma razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0.7053 ± 0.0012 (Fig. 42.a). Os valores da razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ não se apresentam constantes desde os encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro, indicando que a diferenciação magmática não poderá ter sido o único mecanismo a relacionar estas rochas, pois o processo de diferenciação magmática não afecta o valor da razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ (e.g., Taylor, 1980; Faure, 1986; Dalai et al., 2003; White, 2003) e mantendo-se praticamente constante com o aumento do teor em SiO_2, o que não se verifica nesta sequência (Fig. 43.a).

O valor da razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ (0.7057 ± 0.0020) obtido para o granodiorito biotítico-moscovítico é ligeiramente superior ao valor desta razão (0.7051 ± 0.0006 obtido para o granodiorito biotítico (Tabela 27).

As amostras dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro e ainda o granito moscovítico-biotítico, projectam-se fora da errócrona, indicando que não pertencem à sequência definida pelos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro e terão uma origem distinta (Fig. 42.b).

Para os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro não foi possível a obtenção de nenhuma isócrona nem errócrona, pois as rochas granitóides e os encraves microgranulares desta série não apresentam equilíbrio isotópico. Para estes encraves foi considerada a idade U-Pb de cristais de zircão e monazite, de 479 Ma, obtida para o granodiorito de duas micas hospedeiro e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ cresce com o aumento do teor em SiO_2 (Fig. 43.b). O valor médio da razão de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ dos encraves

tonalíticos (0.7041) representantes do magma básico revelam uma contribuição mantélica (Tabela 27). Para os encraves granodioríticos e para o granodiorito de duas micas hospedeiro, esta razão isotópica inicial revela uma contribuição crustal, pois foram obtidos valores médios de 0.7082 ± 0.0005 e 0.7094 ± 0.0020 (Tabela 27), respectivamente. Estes encraves microgranulares corresponderão a rochas híbridas de mistura de um magma mantélico empobrecido e um magma crustal. O granodiorito de duas micas hospedeiro será crustal, mas durante a mistura ter-se-à contaminado um pouco.

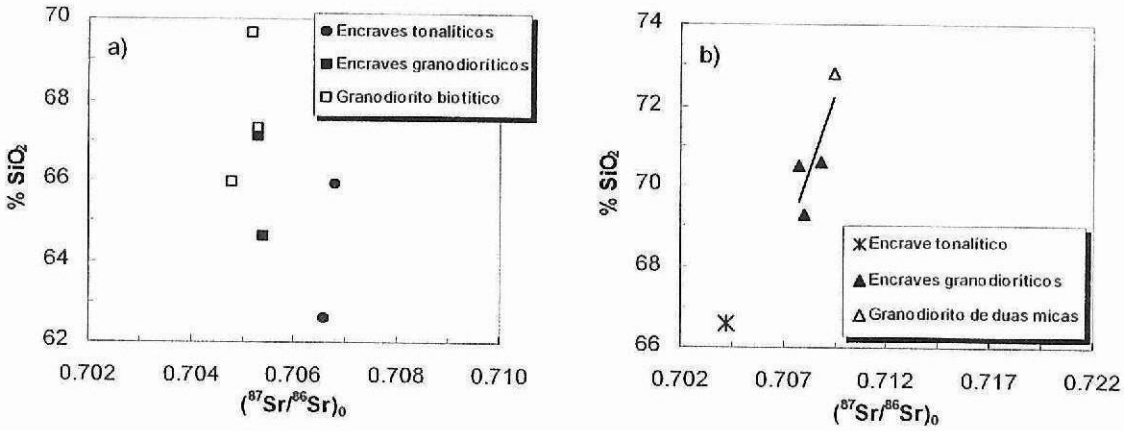

Figura 43. Diagramas de variação de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ versus SiO_2 das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. a) Encraves no granodiorito biotítico: (•) tonalíticos, (▪) granodioríticos; b) Encraves no granodiorito de duas micas: (*) tonalítico, (▲) granodioríticos.

O granito moscovítico-biotítico, por sua vez, possui os valores mais elevados de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479} = 0.7096 \pm 0.0018$ de todas as rochas granitóides e encraves microgranulares deste plutão (Tabela 27), indicando uma contribuição crustal para esta rocha e que não está relacionada com as restantes rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

Na Tabela 28 são apresentados os resultados isotópicos de Sm-Nd, obtidos em amostras seleccionadas e representativas das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Apresentam-se, também, os valores de $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ e de εNd_t calculados.

Tabela 28. Resultados isotópicos Sm-Nd das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	% Erro (2 σ)	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{480}$	εNd_{480}	T_{DM}
Encraves Tonalíticos no granodiorito biotítico								
E11	4.845	20.338	0.1440	0.512633	0.0020	0.512180	3.13	1.04
Encraves Granodioríticos no granodiorito biotítico								
RC	5.144	22.472	0.1350	0.512621	0.0020	0.512197	3.46	0.99
Granodiorito biotítico								
Xg	3.542	16.767	0.1277	0.512501	0.0016	0.512100	1.56	1.07
CARDO	5.358	25.957	0.1248	0.512497	0.0020	0.512105	1.66	1.05
Granodiorito biotítico-moscovítico								
GPVI	3.036	13.168	0.1394	0.512435	0.0020	0.511997	-0.45	1.35
	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	% Erro (2 σ)	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{479}$	εNd_{479}	T_{DM}
Encraves Tonalíticos no granodiorito de duas micas								
E13g	3.993	16.615	0.1453	0.512625	0.0019	0.512169	2.90	1.07
Encraves Granodioríticos no granodiorito de duas micas								
ES	4.240	18.803	0.1363	0.512579	0.0020	0.512151	2.54	1.04
E12	3.118	13.600	0.1386	0.512628	0.0020	0.512193	3.36	0.98
EPC	2.747	12.520	0.1327	0.512555	0.0016	0.512139	2.30	1.04
E15	2.546	11.474	0.1341	0.512560	0.0020	0.512139	2.31	1.05
Granodiorito de duas micas								
REPA1	1.483	6.270	0.1430	0.512493	0.0020	0.512044	0.46	1.30
Granito moscovítico-biotítico								
CTV	0.574	2.093	0.1658	0.512467	0.0050	0.511947	-1.45	1.92
IDN1	0.431	1.518	0.1717	0.512457	0.0020	0.511918	-2.01	2.18

No cálculo de εNd_t e das idades T_{DM} foi usado o modelo de DePaolo (1981) e a constante de desintegração do ^{147}Sm utilizada nos cálculos (λ = 6.54 *10^{-12} ano^{-1}) foi a proposta por Steiger e Jäger (1977). Para o cálculo de εNd_t foram utilizadas as constantes $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}$ = 0.512638 e $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR}$ = 0.1967 (Jacobsen et al., 1984), e para o T_{DM}, recorreu-se a $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM}$ = 0.513151 e $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM}$ = 0.22 (Liew e Hofmann, 1988).

As rochas granitóides e os encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, apresentam razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ variando de 0.1248 a 0.1717 e o granito moscovítico-biotítico apresenta os valores mais elevados desta razão (Tabela 28).

A existência de variação nos valores de εNd_{480} desde os encraves tonalíticos, para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro e sua variação irregular apoia a hipótese de que ocorreu outro mecanismo a relacionar estas rochas para além da diferenciação magmática.

O granodiorito biotítico-moscovítico regista valores negativos de εNd_{480} e valores mais elevados de T_{DM} que o granodiorito biotítico hospedeiro e seus encraves microgranulares (Tabela 28), comprovando que estas rochas não poderão estar relacionadas.

Os valores médios de εNd_{479} tendem a decrescer desde os encraves tonalíticos para os encraves granodioríticos e bruscamente para granodiorito de duas micas hospedeiro (Tabela 28), mas o valor mais elevado foi encontrado num encrave granodiorítico.

O granito moscovítico-biotítico, por sua vez, apresenta o menor valor de εNd e o maior valor de T_{DM}, totalmente distintos dos valores obtidos para as restantes rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Tabela 28), sugerindo que esta rocha não está relacionada com os granodioritos e corresponderá a uma pulsação magmática distinta.

Para a determinação do valor de εSr_t, calculado relativamente a UR (Uniform Reservoir) foram utilizados os quocientes $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7047$ e $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0847$ e as equações de Jacobsen e Wasserburg (1980) (Tabela 29).

Os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro projectam-se quadrante I, indicando que derivam de protólitos com enriquecimento em Sm e em Rb (Fig. 44.a). Os encraves tonalíticos e granodioríticos derivam de um manto mais empobrecido do que o granodiorito biotítico hospedeiro, pois quanto maior for o valor de

Tabela 29. Resultados de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, εSr_t e εNd_t das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$	εSr_{480}	εNd_{480}
Encraves Tonalíticos no granodiorito biotítico			
E11	0.7068	33.59	3.13
Encraves Granodioríticos no granodiorito biotítico			
RC	0.7054	13.71	3.46
Granodiorito biotítico			
Xg	0.7048	12.29	1.56
CARDO	0.7052	10.98	1.66
Granodiorito biotítico-moscovítico			
GPVI	0.7057	17.97	-0.45
	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$	εSr_{479}	εNd_{479}
Encraves Tonalíticos no granodiorito de duas micas			
E13g	0.7042	- 3.32	2.90
Encraves Granodioríticos no granodiorito de duas micas			
E12	0.7080	61.98	2.32
EPC	0.7077	50.62	3.36
E15	0.7088	46.36	2.30
Granodiorito de duas micas			
REPA1	0.7094	70.50	0.46
Granito moscovítico-biotítico			
CTV	0.7177	188.32	-1.45
IDN1	0.7098	76.18	-2.01

εNd_t, mais empobrecido é o manto (Sato et al., 1995). No granodiorito biotítico-moscovítico, por sua vez, a projecção de εNd_{479} versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ indica uma origem dominantemente crustal para esta rocha, derivando de protólitos empobrecidos em Sm e enriquecidos em Rb (Fig. 44.a; Tabela 29). Estas diferenças encontradas confirmam que o granodiorito biotítico-moscovítico não se poderá relacionar com os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro, correspondendo a uma outra pulsação magmática com origem distinta.

A projecção dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro, no diagrama εNd_t versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, projectam-se no quadrante I (Fig. 44.b; Tabela 29); tal como os encraves microgranulares e o granodiorito biotítico hospedeiro, sugerindo um protólito enriquecido em Sm e em Rb.

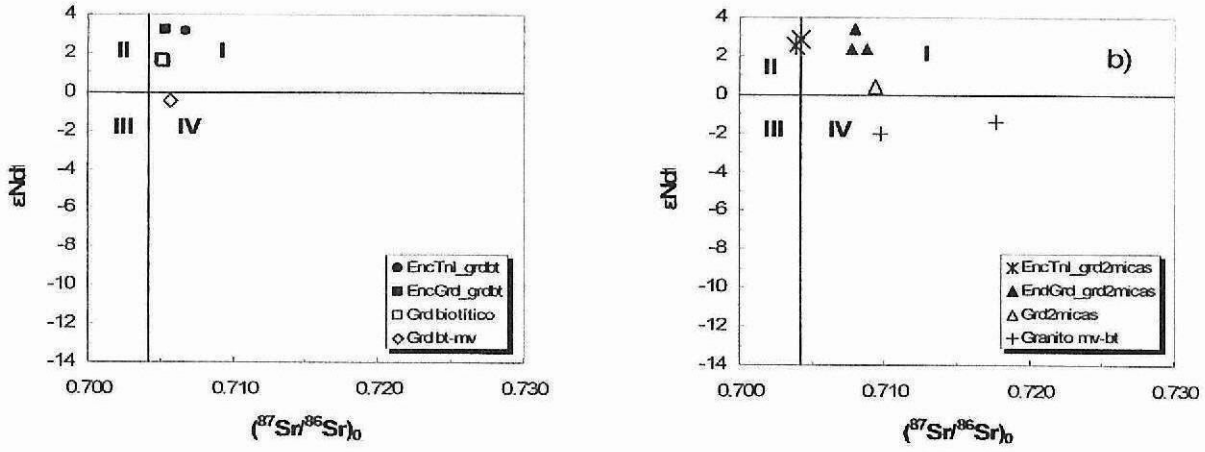

Figura 44. Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova no diagrama εNd_t versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. a) Encraves que ocorrem no granodiorito biotítico: • - tonalíticos; ■ - granodioríticos; □ - granodiorito biotítico hospedeiro; ◇ - granodiorito biotítico-moscovítico); b) Encraves que ocorrem no granodiorito de duas micas: ∗ - tonalíticos; ▲ - granodioríticos; △ - granodiorito de duas micas; + - granito moscovítico-biotítico).

O granito moscovítico-biotítico tem uma origem dominantemente crustal, pois projecta-se quadrante IV do diagrama εNd_t versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (Fig. 44.b). Este granito será proveniente de uma outra fonte magmática heterogénea relativamente a εNd_t.

4.4.4. Isótopos de Oxigénio de Rocha Total

Os isótopos de oxigénio ($\delta^{18}O$) e sua composição nas rochas indicam importantes informações quanto à origem e condições de formação das rochas (Faure, 1986). Têm sido particularmente utilizados em conjunto com outras informações geoquímicas e petrológicas na identificação e caracterização de fenómenos magmáticos no que se refere à origem, evolução e cristalização de magmas (e.g., Taylor e Sheppard, 1986; Eiler, 2001; Blattner et al., 2002; Dallai et al., 2003).

A referência padrão para os isótopos de oxigénio é o SMOW (Standard Mean Ocean Water) pelo que os seus resultados representam uma comparação com este padrão. As rochas e os minerais possuem geralmente valores de $\delta^{18}O$ positivos indicando que são enriquecidas neste isótopo relativamente ao padrão SMOW de referência (Winter, 2001). A maioria das rochas ígneas apresenta valores de $\delta^{18}O$ compreendidos entre + 5 e + 15 ‰ (Faure, 1986; Winter, 2001). Contudo, a composição isotópica das rochas magmáticas pode apresentar algumas variações relacionadas com a sua fonte de origem e reflectindo a temperatura de equilíbrio isotópico final. Este aspecto assume particular importância em diferenças de $\delta^{18}O$ encontradas em minerais cogenéticos, as quais podem ser interpretadas como diferentes temperaturas em que os minerais atingem o seu equilíbrio a partir do mesmo reservatório de origem (Faure, 1986).

A fraccionação de $\delta^{18}O$ associada aos minerais constituintes de uma rocha, para diferentes valores de temperatura, condiciona a composição isotópica da rocha magmática ou metamórfica onde ocorrem. A variação encontrada para os valores de $\delta^{18}O$ em função da composição química dos minerais reflecte directamente a composição química das rochas, pelo que nas rochas magmáticas os valores de $\delta^{18}O$ tendem a aumentar com o aumento de SiO_2 (Faure, 1986).

Nas rochas graníticas, os valores de $\delta^{18}O$ apresentam um vasto intervalo de variação compreendido entre 7 a 13 ‰. Os valores absolutos de $\delta^{18}O$ das rochas magmáticas e seus minerais dependem de alguns factores como sejam: 1) temperatura de cristalização; 2) $\delta^{18}O$ do magma; 3) processos de diferenciação magmática; 4) processos de reequilíbrio em condições de temperatura subsolidus; 5) interacção com soluções aquosas (Faure, 1986).

Diversos estudos realizados com plutões graníticos mostram que $\delta^{18}O$ aumenta com o grau de diferenciação, sendo atribuído o seu aumento aos processos de cristalização fraccionada do magma, que pode aumentar cerca de 1 a 1.2 ‰ (e.g. Taylor e Epstein, 1962; Epstein e Taylor, 1972; Muehlenbachs e Byerly, 1982; Kalamarides, 1984; Sheppard e Harris, 1985; Faure, 1986; White, 2003) e cristalização fraccionada acompanhada de assimilação de material sedimentar (Gomes e Neiva, 2005). Os processos de cristalização fraccionada, em sistema fechado, bem como, os processos de fusão parcial não produzem variações significativas nos valores de $\delta^{18}O$ e da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Garlick, 1966; Gast, 1968; Taylor, 1968). Os valores de $\delta^{18}O$ das rochas graníticas são afectados por diferenças no protólito de origem (White, 2003).

Nos plutões graníticos que sofrem a acção de águas meteóricas, não estando em sistema fechado, a variação isotópica de $\delta^{18}O$ poderá ser fortemente afectada registando, por vezes, decréscimo dos seus valores (Taylor, 1980; Faure, 1986).

A composição isotópica de $\delta^{18}O$ pode fornecer importantes informações na distinção de rochas granitóides derivadas de diferentes protólitos. Os granitos do tipo S, derivados de materiais metassedimentares, apresentam valores mais elevados de $\delta^{18}O$ do que os granitos do tipo I, derivados de protólitos ígneos. Os granitos de tipo I tendem a apresentar valores de $\delta^{18}O$ inferiores a 10 ‰, enquanto que nos granitos do tipo S são superiores a 10 ‰ (O´ Neil e Chappell, 1977; Chappell e White, 1992). Os valores de $\delta^{18}O$ podem ainda ser utilizados na identificação de magmas com contribuição mantélica e com algum grau de contaminação por materiais crustais (Winter, 2001). O enriquecimento em Sr e em $\delta^{18}O$ das

rochas crustais relativamente às rochas derivadas do manto, possibilita que a correlação estabelecida para estes dois isótopos seja um importante indicador da contaminação crustal em rochas derivadas do manto (Rollinson, 1993).

As variações nos valores de $\delta^{18}O$ das rochas granitóides podem ser atribuídas a diferenças no protólito, no entanto, alguns plutões apresentam valores de $\delta^{18}O$ constantes e que se correlacionam positivamente com os valores isotópicos iniciais de ($^{87}Sr/^{86}Sr$), enquanto que outros se tornam mais enriquecidos em $\delta^{18}O$ com o aumento da distância relativa às margens de placas convergentes. Assim sendo, os valores de $\delta^{18}O$ revelam informações relativas à origem da rocha, bem como, à história evolutiva do batólito granítico, particularmente quando conjugados com outros dados isotópicos e informações geoquímicas e mineralógicas da rocha (Faure, 1986).

O valor de $\delta^{18}O$ de uma rocha resulta do seu valor no magma original, da ocorrência de processos de diferenciação magmática e/ou contaminação e, ainda, dos efeitos hidrotermais (Hall, 1996). Os processos de diferenciação magmática podem ter um menor efeito nos valores de $\delta^{18}O$ das rochas magmáticas do que os processos de alteração hidrotermal a que podem ser sujeitos (Hall, 1996).

Os resultados isotópicos de $\delta^{18}O$ das rochas e respectivos valores de SiO_2 e FeO_t obtidos em amostras seleccionadas das rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são apresentados na Tabela 30.

Os valores de $\delta^{18}O$ encontrados no granodiorito biotítico hospedeiro e seus encraves microgranulares são variados tendo sido obtidos valores médios de 6.45, 7.39 e 8.29 para os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro, respectivamente (Tabela 30), sugerindo tratar-se de granitóides do tipo I (Chappell e White, 1992).

A correlação positiva entre $\delta^{18}O$ e SiO_2 e a correlação negativa entre $\delta^{18}O$ e FeO_t em rochas granitóides podem apoiar a ocorrência de processos de diferenciação magmática. O

aumento de $\delta^{18}O$ e SiO_2 e o decréscimo de FeO_t, Sr e Ba (Figs. 45.a, 45.b, 45.c) indicam que os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro estarão relacionados por um processo de diferenciação magmática. Contudo, terá ocorrido um outro mecanismo para além da diferenciação magmática, pois o valor médio de variação

Tabela 30. $\delta^{18}O$ em ‰ e percentagem em peso de SiO_2 e FeO_t das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	$\delta^{18}O$	SiO_2	FeO_t
Encraves Tonalíticos no granodiorito biotítico			
E25A	7.32	62.60	5.67
E27	6.00	64.61	5.46
E17	6.02	65.15	4.66
Encraves Granodioríticos no granodiorito biotítico			
RC	7.77	64.60	4.59
E20	7.00	67.10	4.47
Granodiorito biotítico			
NP	8.06	66.25	4.15
XG	7.90	67.30	3.15
CARD1	8.92	69.23	3.61
RA	8.26	71.61	2.92
Granodiorito biotítico-moscovítico			
PB	9.91	69.95	2.23
GPVI	10.21	70.88	1.74
Encraves Tonalíticos no granodiorito de duas micas			
E13f	8.50	65.71	4.85
Encraves Granodioríticos no granodiorito de duas micas			
ES	9.81	66.14	4.19
EP2	9.94	68.73	3.39
E12	8.67	69.30	3.21
EPC	8.65	70.49	2.70
E15	8.40	70.57	2.72
E16	9.19	71.67	2.11
Granodiorito de duas micas			
REPA1	10.21	72.78	1.37
REPA 2	10.07	73.56	1.22
Granito moscovítico-biotítico			
CTV	12.95	73.37	0.75
IDN1	13.20	73.56	0.79
SAL	13.29	73.74	0.78

de $\delta^{18}O$ nesta sequência é superior ao admitido para os processos de diferenciação magmática, de cerca de 1 a 1.2 ‰ (Muehlenbachs e Byerly, 1982; White, 2003).

As diferenças de valores isotópicos de $\delta^{18}O$, os valores mais elevados obtidos para o granodiorito biotítico-moscovítico e a sua projecção fora da sequência definida pelos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro (Figs. 45.a, 45.b, 45.c) indicam que esta rocha não poderá estar relacionada como o granodiorito biotítico hospedeiro e seus encraves microgranulares por um processo de diferenciação magmática, correspondendo a uma pulsação magmática distinta. Além disso, tem $\delta^{18}O$ médio de 10.06 ‰, sendo do tipo S (Chappell e White, 1992).

Nos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro, há aumento em $\delta^{18}O$ com aumento de SiO_2, decréscimo em FeO_t e Ba (Tabela 30), mas a dispersão é razoável e o melhor gráfico obtido é de $\delta^{18}O$ versus Ba (Fig. 45.b). O encrave tonalítico projecta-se fora da correlação linear, sugerindo que não pertence a essa associação. O intervalo de variação de valores de $\delta^{18}O$ (8.40 – 9.94 ‰) obtido para os encraves microgranulares sugere algum grau de contaminação crustal como referido por Blattner et al. (2002) e por Zhao e Zheng (2003) para outras rochas magmáticas. Semelhante conclusão foi encontrada por Gomes (2005) em encraves tonalíticos e granodioríticos que ocorrem no granito de Telões (norte de Portugal).

Os valores médios de isótopos de oxigénio da rocha de 9.15 e 8.97 ‰ obtidos para os encraves tonalíticos e encraves granodioríticos, respectivamente, que ocorrem no granodiorito de duas micas hospedeiro, indicam que correspondem a rochas do tipo I ou híbrido (Chappell e White, 1992). O granodiorito de duas micas hospedeiro, por sua vez, possui valores de $\delta^{18}O$ superiores a 10 ‰, pelo que corresponde a um granito do tipo S (Chappell e White, 1992).

As amostras com valores mais elevados de $\delta^{18}O$ são as do granito de moscovítico-biotítico (Fig. 45), correspondendo a um granito do tipo S (Chappell e White, 1992), possui

os valores mais elevados de SiO_2 e mais baixos de FeO_t e não está relacionado com as outras rochas granitóides (Tabela 30).

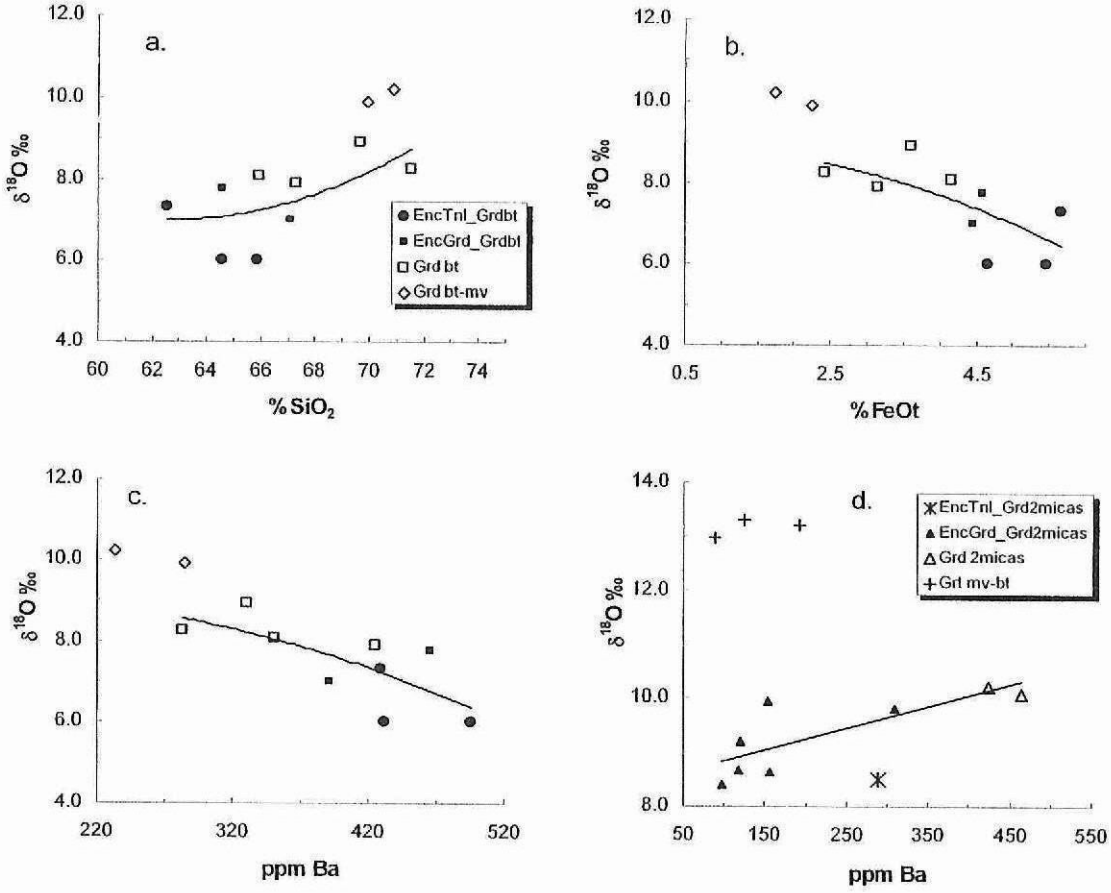

Figura 45. Diagramas de variação seleccionados de $\delta^{18}O$ das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Encraves no granodiorito biotítico: ● - tonalíticos, ■ - granodioríticos; □ - Grdbt - granodiorito biotítico; ◇ Grdbt-mv - granodiorito biotítico-moscovítico. Encraves no granodiorito de duas micas: ✳ - tonalíticos, ▲ - granodioríticos; △ Grd 2micas – granodiorito de duas micas; + Grtbt-mv - granito moscovítico-biotítico. a., b. e c. – granodiorito biotítico e seus encraves microgranulares e ainda granodiorito biotítico-moscovítico; d. granodiorito de duas micas e seus encraves microgranulares e ainda granito moscovítico-biotítico.

4.5. PETROGÉNESE

Neste capítulo pretende-se a integração de um conjunto de dados de campo, petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos tendo como principal objectivo a caracterização das associações dos granitóides estudados, propor a evolução destes magmas granitóides e testar modelos petrogenéticos.

As relações geológicas de campo entre os granitóides, as suas características texturais, mineralógicas e geoquímicas e contextos geodinâmicos têm levado a que diversos autores apresentem esquemas de classificação de granitóides, tendo em vista o estabelecimento de uma tipologia com informação genética. Alguns dos critérios utilizados em várias classificações referem-se a tipos de encraves (Didier et al., 1982; Didier e Barbarin, 1991); petrográficos (Capdevila e Floor, 1970; Capdevila et al., 1973); minerais opacos (Ishihara, 1977, 2004); minerais máficos (Rossi e Chevremont, 1987); composição da biotite (Rossi e Chevremont, 1987; Nachit et al., 1985, 2005); mineralógicos e geoquímicos (Chappell e White, 1974; Barbarin, 1990); relações de campo, mineralógicas e geoquímicas (Castro et al., 1991b); geoquímica de elementos maiores (La Roche et al., 1980; Debon e Le Fort, 1983, 1988); geoquímica de elementos vestigiais (Pearce et al., 1984); ambiente tectónico (Pitcher, 1983, 1987; Castro et al., 1991b); entre outros. Diversas classificações petrogenéticas têm sido comparadas, podendo ser considerada a subdivisão em granitóides crustais, mistos e mantélicos, com base em características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas (Barbarin, 1990, 1999).

Vários trabalhos sobre granitóides hercínicos têm sido realizados sendo referido para a génese de granodioritos e granitos com composição semelhante à dos estudados, a fusão da crusta inferior ou, ainda, processos de mistura envolvendo fusão e mistura de componentes crustais de composição básica-intermédia com metassedimentos ou a hibridização de magmas crustais com magmas mantélicos (Pecaut et al., 1988; Pin e Duthou, 1990; Turpin et al., 1990; Castro et al., 1991a; Zorpi et al., 1991; Barbarin, 1992;

Cocherie et al., 1994; Dias e Leterrier, 1994; Moreno-Ventas et al., 1995; Pinarelli e Rottura, 1995; Silva, 1995; Williamson et al., 1997; Villaseca et al., 1998; Simões 2000; Neiva e Gomes, 2001).

A classificação de granitos mais utilizada é a definida por Chappell e White (1974), a qual considera a existência de granitos do tipo I e do tipo S. O granito do tipo I resulta da fusão parcial de rochas ígneas em níveis infracrustais, enquanto o granito do tipo S ter-se-ia formado por fusão parcial de rochas metassedimentares crustais. As diferenças entre estes tipos de granitos reflectem diferenças entre o material inicial que fundiu parcialmente, mas não reflectem diferenças no mecanismo de formação do magma (Hine et al., 1978). Didier et al. (1982) consideraram a existência de granitóides C, de origem crustal, e granitóides M, de origem mantélica ou mista. Os granitóides C podem ser subdivididos em C_s, se resultaram da fusão parcial de rochas metassedimentares, e C_i quando derivados da fusão parcial de rochas ígneas, pelo que correspondem aos granitos do tipo S e I, respectivamente. Os granitóides do tipo M, por sua vez, podem incluir granitóides de origem mantélica e granitóides orogénicos com origem diversa. Castro et al. (1991b) propuseram uma nova classificação das rochas plutónicas em ambientes tectónicos, particularmente para os granitóides Hercínicos Ibéricos, introduzindo o granito híbrido, o qual é interpretado como o resultado da mistura de um magma félsico com um magma básico, através da intrusão de diques simplutónicos de magma máfico numa câmara magmática félsica.

Os granitos anorogénicos do tipo A de Whalen et al. (1987), resultam da fusão parcial de um resíduo granulítico, enriquecido em F e Cl, que permanece na crusta após a remoção de um granito orogénico (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987). Este magma apenas será modificado moderadamente e localmente por metassomatismo ou cristalização fraccionada. Os granitos do tipo A podem ser considerados como um subgrupo dentro dos granitos do tipo I, os quais serão derivados de material reciclado da crusta continental desidratada. Os granitos do tipo A são caracterizados por elevados teores de SiO_2, Na_2O+K_2O, Fe/Mg, F, Zr, Nb, Ga, Sn, Y e REE (excepto Eu) e baixos teores de CaO, Ba e

Sr, possuírem anite e/ou anfíbolas alcalinas e piroxenas sódicas. Contudo, as principais características discriminantes relativamente aos granitos do tipo S, I e M residem nos elevados valores da razão Ga/Al e nos teores mais elevados de Zr, Nb, Ce, Zn e Y que apresentam (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987). As razões isotópicas iniciais ($^{87}Sr/^{86}Sr$) obtidas para os granitos do tipo A são bastante variáveis, tendo sido encontrados valores entre 0.703 e 0.720 (Collins et al., 1982); pelo que não constitui um factor identificativo deste tipo de granito.

A natureza dos protólitos e a sua idade, bem como, os processos de evolução dos magmas condicionam as características mineralógicas e químicas apresentadas pelas rochas e dos eventos geológicos a que foram submetidas. A composição dos possíveis protólitos envolvidos na produção dos magmas que originaram as rochas granitóides e seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova levam a considerar origens distintas, uns como granitóides com contribuição mantélica, outros como granitóides crustais e ainda outros como híbridos.

Os protólitos para os granitos correspondem, geralmente, a metagrauvaques, metapelitos, paragnaisses e ortognaisses da crusta inferior com algum contributo de material ígneo de composição básica a intermédia (Downes e Duthou, 1988; Pin e Duthou, 1990; Barbarin, 1992; Cocherie et al., 1994; Pinarelli e Rottura, 1995; Williamson et al., 1997; Villaseca et al., 1998). Os granulitos da crusta inferior, com composição de gnaisses ou grauvaques, podem, também, ser referidos como potenciais protólitos. Contudo, para alguns autores, representam o resíduo de materiais que sofreram fusão parcial (Villaseca et al., 1999), não podendo produzir elevadas quantidades de magmas de composição granítica (Clemens e Vielzeuf, 1987).

Os granitos híbridos resultam geralmente de processos de mistura entre um magma básico e um magma ácido crustal. Alguns processos de interacção entre magmas mantélicos de idade Paleozóica e magmas provenientes de material crustal mais antigo estão bem representados no Maciço Hercínico Ibérico (e.g., Dias e Leterrier, 1994; Moreno-

Ventas et al., 1995; Silva, 1995; Galán et al., 1996; Azevedo e Nolan, 1998; Dias et al., 1998; Castro et al., 1999; Silva e Neiva, 2000; Silva et al., 2000; Neiva e Gomes, 2001; Silva, 1995, 2001; Gomes, 2005). Contudo, há também granitóides híbridos interpretados como tendo resultado de um magma granítico ter assimilado filito clorítico e mármore dolomítico, o que foi modelizado (Neiva, 1981).

As características mineralógicas, químicas e isotópicas das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova permitem excluir a hipótese da existência de um único líquido granítico e de uma simples evolução associando todos os granitóides representados.

Todas as rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova são peraluminosas (Tabela 4; Fig. 13), com valores positivos para o parâmetro A (Fig. 14) e projectam-se no campo das rochas peraluminosas de Maniar e Piccolli (1989) (Fig. 13). Têm concentrações de terras raras baixas a moderadas (ΣREE = 16 – 140; Tabela 5), em que se regista um enriquecimento de terras raras leves relativamente às terras raras pesadas (La_N/Lu_N = 3 - 14). Estas rochas granitóides e seus encraves microgranulares projectam-se nos campos dos granitóides anteriores à colisão (pré-tectónico) (Fig. 19) e maioritariamente dos granitos sin-tectónicos (Fig. 20). Os diagramas geoquímicos, normalizados para o granito hipotético da crista oceânica (ORG) indicam que correspondem a granitos dos arcos vulcânicos (VAG) e a granitos de sin-colisão (Sin-COLG) (Fig. 21), mostrando anomalias positivas de Rb e negativas de Ba e Zr, que ao apresentarem um enriquecimento em Ce e Sm terão origem dominantemente crustal. Por outro lado, apresentam-se enriquecidos em Ta relativamente aos granitos de colisão e com teores de Hf, Zr, Sm e Y próximos dos do factor normalizante, referindo-se a granitos do tipo intra-placa. Deste modo, os perfis obtidos para estas rochas indicam alguma contribuição de material infracrustal na sua origem.

Nas rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova vários processos podem ser considerados, interactuando em conjunto. Contudo, alguns mecanismos podem ser excluídos, como é o caso do processo de fusão progressiva sequencial de Holtz e Barbey

(1991). Este mecanismo tende a originar magmas de composição sucessivamente menos ácida, o que não foi encontrado neste plutão.

O granodiorito biotítico e os seus encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova apresentam-se deformados. São rochas peraluminosas, com A/CNK variando entre 1.01 - 1.13 (Tabela 4). Possuem anfíbola, esfena, alanite e os óxidos de ferro presentes são a ilmenite e a magnetite (Tabela 1).

Os processos de cristalização fraccionada a relacionar as rochas granitóides são caracterizados por variações curvilíneas regulares entre as composições químicas tanto das rochas como dos seus minerais, sem ocorrer variação das características isotópicas, pois a fonte de origem permanece a mesma. Este processo poderá justificar, em parte, a relação existente entre os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e o granodiorito biotítico hospedeiro que ocorrem neste plutão, pois os diagramas de variação de elementos maiores e menores destas rochas (Figs. 22.a, 22.b.), das suas biotites (Figs. 34; 34.a) e ilmenites (Fig. 38) mostram uma evolução regular curvilínea desde os encraves tonalíticos para o granodiorito biotítico hospedeiro. Além disso, os perfis de terras raras são subparalelos com decréscimo de todas as terras raras desde os encraves para o granodiorito hospedeiro (Fig. 23.c) e há, também, decréscimo geral no teor de anortite da plagioclase desde os encraves tonalíticos para o granodiorito hospedeiro (Tabela 8; Fig. 24). Há decréscimos em Ti e Ca da esfena (Tabela 17), bem como, em Ti e Fe da alanite (Tabela 18) dos encraves microgranulares para o granodiorito hospedeiro. Mn e Mn/(Mn+Fe) aumentam e Fe^{2+} diminui da ilmenite dos encraves tonalíticos para a ilmenite do granodiorito hospedeiro (Fig. 38). Todas estas evidências apoiam um processo de diferenciação magmática por cristalização fraccionada.

O modelo de cristalização fraccionada foi testado para a sequência de encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro. A modelização foi feita com óxidos, pois estão directamente associados à composição química dos minerais essenciais destas rochas granitóides. Este modelo foi, também, testado para Rb, Ba e Sr,

pois são os elementos menores que melhor permitem testar a fraccionação nas rochas graníticas, porque o seu comportamento no sistema está fortemente ligado ao dos minerais essenciais destas rochas (Neiva et al., 1987). Não se recorreu às terras raras, pois estes elementos concentram-se nos minerais acessórios e a modelização aplicada a estes minerais e respectivas terras raras apresenta dificuldades tanto devido à pequena abundância que possuem, bem como, à falta de rigor na determinação dos coeficientes de distribuição (Bea et al., 1994b). Por outro lado, os minerais acessórios onde se concentram as terras raras, como a apatite, zircão e monazite, podem ser minerais restíticos da fusão, embora nas rochas estudadas sejam magmáticos.

Os óxidos das rochas granitóides foram modelizados de modo a determinar a composição do magma parental da série de cristalização fraccionada. Como representante do magma parental foi seleccionada uma das amostras com composição menos ácida dos encraves tonalíticos (E23), enquanto que amostras representativas dos encraves tonalíticos (E27), encraves granodioríticos (amostra E18) e granodiorito biotítico (CARD) foram seleccionadas como magmas residuais. Para os minerais foram utilizadas as composições de grunerite, biotite e ilmenite obtidas por microssonda electrónica e as composições da albite, anortite, feldspato potássico e quartzo puros. Os testes de modelização provam que os encraves granodioríticos e o granodiorito biotítico derivam de um magma com composição semelhante à dos encraves tonalíticos por cristalização fraccionada de plagioclase, anfíbola, biotite e ilmenite (Tabela 31).

A percentagem de líquido residual (FR) e o somatório do quadrado dos desvios entre as composições calculada e analisada do magma parental ($\sum R^2$) avaliam a precisão do modelo; em que $\sum R^2$ tem de ser <1 para que o teste seja válido. Os valores de $\sum R^2$ obtidos são ≤ 0.62 (Tabela 31) e o teor de anortite da plagioclase do cumulado é idêntico ao teor mais elevado de anortite encontrado na plagioclase dos fenocristais do encrave tonalítico.

Tabela 31. Resultados da modelização da cristalização fraccionada para os encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Composição do magma parental determinado	Composição do magma parental calculado para:		
	Enc. tonalítico (E23)	**Enc. Tonalítico (E27)**	**Enc. Granodiorítico (E18)**	**Grand. Biotítico (CARD)**
SiO_2	63.48	63.60	63.50	63.50
TiO_2	0.81	0.90	0.80	0.90
Al_2O_3	16.51	16.80	16.60	16.60
Fe_2O_3t	6.43	6.60	6.50	6.40
MgO	2.66	2.70	2.70	2.80
CaO	4.27	4.10	4.20	4.20
Na_2O	3.98	3.80	3.90	3.90
K_2O	1.85	1.60	1.80	1.70
FR		0.826 ± 0.056	0.703 ± 0.019	0.585 ± 0.031
ΣR^2		0.43	0.23	0.62
Composição modal do cumulado				
Plagioclase		71.8 ± 23.5	66.0 ± 4.4	64.7 ± 5.1
Grunerite		25.9 ± 10.4	24.2 ± 2.0	18.1 ± 2.4
Biotite		-	7.1 ± 2.0	15.2 ± 2.4
Ilmenite		2.3 ± 2.3	2.7 ± 0.3	1.9 ± 0.5
%An plagioclase		37.6 ± 11.0	42.9 ± 2.4	41.4 ± 2.7
Composição do magma residual				

ppm	Determinado	Det.	Calc.	Det.	Calc.	Det.	Calc.
Sr	179	145	166	138	119	135	107
Ba	496	400	553	368	553	263	504
Rb	67	69	80	78	85	81	81

Enc. Encrave; Grand. – granodiorito. FR – fracção do líquido residual; ΣR^2 – somatório do quadrado dos desvios entre as composições calculada e analisada do magma parental. – Não fraccionado. Det. – Determinado; Cal. – calculado.

Os minerais essenciais a fraccionar são a plagioclase, grunerite e ilmenite para os encraves tonalíticos e, também, a biotite para os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 31). No decurso do processo de cristalização fraccionada, há um decréscimo na percentagem de líquido residual e de plagioclase e anfíbola do cumulado e um aumento na percentagem de biotite do cumulado (Tabela 31; Fig. 46). Esta sequência de fraccionação é semelhante à encontrada nos granitóides de Rebordelo – Agrochão, do norte de Portugal (Gomes 1996; Gomes e Neiva, 2005).

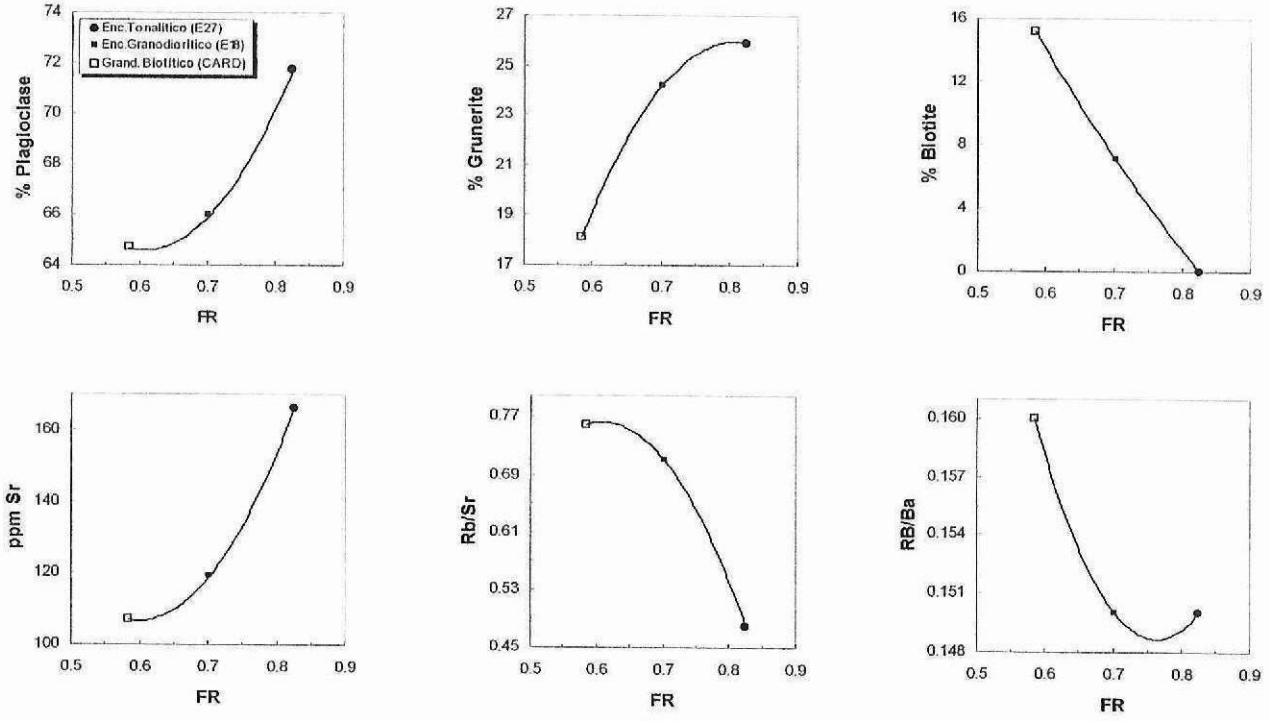

Figura 46. Projecção da plagioclase, grunerite e biotites modais do cumulado e concentração de elementos menores dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova versus a fracção do magma residual durante a cristalização fraccionada (FR). Enc. – encrave; Grand. – granodiorito.

PETROGÉNESE

O comportamento dos elementos menores nos processos magmáticos tem sido considerado mais sensível do que o dos elementos maiores (Gomes, 1996). Foram usadas a equação de Rayleigh ou da cristalização fraccionada: $C_L/C_O = F^{(D-1)}$ (Hanson, 1978) e a equação da cristalização em equilíbrio: $C_L/C_O = 1/[D+F(1-D)]$ (Tindle e Pearce, 1981). C_O e C_L representam, respectivamente, a concentração do elemento menor no magma parental e no líquido residual, F a fracção (%) do líquido residual e D_a é o coeficiente total de distribuição do elemento *a* na associação mineral, sendo dado por: $D_a = \Sigma_i K_a Xi$, onde K_a é o coeficiente de distribuição do elemento *a* na fase mineral i e Xi é a fracção dessa fase mineral no sólido que fraccionou. Na equação da cristalização fraccionada admite-se que ocorre a separação perfeita entre cristais e líquido, enquanto que na de cristalização em equilíbrio o processo ocorre sem separação cristal/líquido.

A selecção dos coeficientes de distribuição (K_a) de cada elemento a utilizar na modelização para elementos menores tem sido bastante discutida. Nos modelos mais recentes são utilizados coeficientes de distribuição variados. Alguns autores consideram que estes coeficientes devem mudar continuamente sempre que se modelizam tendências, pois com o aumento do grau de polimerização do magma, a solubilidade do Ba, Rb e Sr altera-se (Peccerillo et al., 1994), enquanto que outros autores consideram que são uma função da T, P e composição do magma (Green, 1994). Bea et al. (1994b), sugerem a necessidade de adaptar alguns coeficientes de distribuição especificamente para magmas peraluminosos. Deste modo, os resultados obtidos são fortemente dependentes dos coeficientes de distribuição utilizados.

Os valores dos coeficientes de distribuição do Rb, Ba e Sr utilizados são os de Pecerrillo et al. (1994). Os valores de Rb, Ba e Sr calculados pela equação da cristalização em equilíbrio são maioritariamente mais próximos dos valores analisados do que os calculados através da equação da cristalização fraccionada. No decurso do processo de cristalização fraccionada, Sr diminui e Ba tende a diminuir, enquanto que Rb/Sr e Rb/Ba aumentam (Fig. 47; Tabela 31).

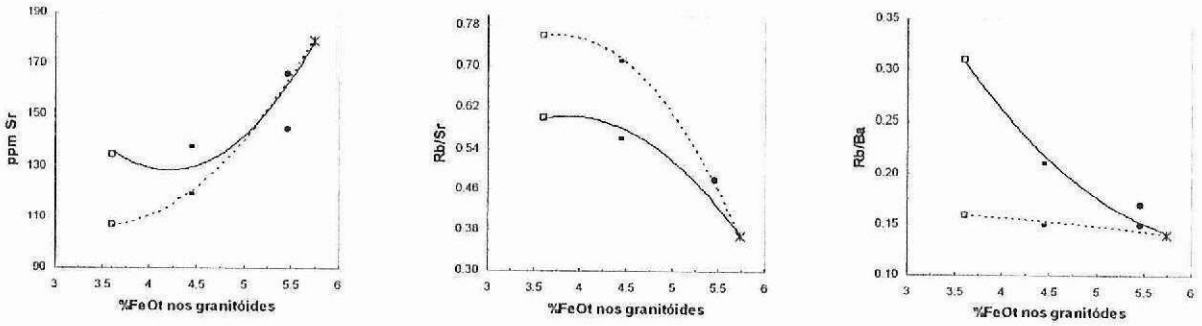

Figura 47. Diagramas de variação de Sr, Rb/Sr e Rb/Ba determinados (traço contínuo) e calculados (tracejado) dos encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro com base na modelização para cristalização fraccionada versus FeO_t das respectivas rochas.

A distribuição do Sr é fortemente controlada pela plagioclase, enquanto que a do Ba e Rb são mais fortemente controlados pela biotite, quando o feldspato potássico e a moscovite não fraccionam (Neiva, 1998).

Os valores calculados de Sr e Rb/Ba são geralmente menores do que os determinados, enquanto os valores de Rb e Rb/Sr são maiores do que os respectivos valores determinados (Fig. 47). Estas diferenças de comportamento encontradas podem ser atribuídas ao fraco ajustamento dos coeficientes de distribuição destes elementos nas fases minerais fraccionadas (Campos et al., 2002).

Não foi possível provar, através de modelização, a fraccionação entre as amostras com diferentes graus de deformação do granodiorito biotítico, pois o intervalo composicional que as separa é relativamente pequeno.

A idade do granodiorito biotítico obtida pelo método U-Pb em zircão e monazite é de 480 ± 2 Ma (Fig. 41.a). Os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro, definem uma errócrona de rocha total (Fig. 42.a) e com valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ de 0.7067 ± 0.0001, 0.7054 ± 0.0001 e 0.7051 ± 0.0002 (Tabela 27),

respectivamente, sendo característicos de rochas com uma origem provavelmente com contribuição mantélica ou da crusta inferior.

Durante a cristalização fraccionada, há libertação de calor que pode ser acompanhada de assimilação de material das paredes da câmara magmática, o que nem sempre é fácil de provar. Um dos pressupostos a seguir consiste na análise das razões isotópicas iniciais $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, pois este quociente mantém-se constante no decurso dos processos de cristalização fraccionada (e.g., Taylor, 1980; Faure, 1986; Rollinson, 1993; Dallai et al., 2003; White, 2003). No entanto, se a cristalização fraccionada for acompanhada de assimilação de material das paredes da câmara magmática, este quociente será afectado pelo grau de assimilação e pelo quociente $^{87}Sr/^{86}Sr$ no material assimilado (Neiva e Gomes, 2001).

A variação encontrada na razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ desde os encraves tonalíticos (0.7067 $\pm$ 0.0001), para os encraves granodioríticos (0.7054 $\pm$ 0.0001) e granodiorito biotítico hospedeiro (0.7051 $\pm$ 0.0002) (Tabela 27) de Oledo-Idanha-a-Nova indica que a cristalização fraccionada não poderá ter sido o único mecanismo a relacionar estas rochas, particularmente para os encraves tonalíticos e encraves granodioríticos, pois este processo magmático não altera as relações isotópicas iniciais. A variação de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ encontrada entre os encraves granodioríticos e granodiorito biotítico, por sua vez, pode ser incluida dentro do erro analítico associado ao método de determinação.

A existência de um outro mecanismo petrogenético, para além do de cristalização fraccionada é, também, apoiada pela variação irregular dos valores de εNd_{480} de 3.13 nos encraves tonalíticos, para 3.46 nos encraves grandioríticos e de 1.56 e 1.66 no granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 28) e pelo aumento de $\delta^{18}O$ encontrado (Tabela 30; Fig. 45) nesta sequência; o qual poderá corresponder a um, ou mais, processo de mistura de diferentes materiais com distintas razões isotópicas iniciais. Estas rochas não poderão estar ligadas por um processo de cristalização fraccionada seguido de assimilação de material magmático de contribuição mantélica (DePaolo, 1981), pois não há evidências deste

material. A rocha encaixante corresponde a materiais metassedimentares do Complexo Xisto-Grauváquico (Fig. 4) que não poderá ser o material assimilado, durante o processo de cristalização fraccionada, pois causaria um aumento regular e progressivo de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ e um decréscimo εNd_{480} na sequência encrave tonalítico, encrave granodiorítico e granodiorito biotítico hospedeiro, que não se observam (Tabelas 27, 28).

Provavelmente para além do processo de cristalização fraccionada, ocorreu a mistura com um ou mais materiais magmáticos de composição desconhecida e com diferente composição isotópica que promoveu as variações irregulares de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ e εNd_{480} e o aumento $\delta^{18}O$ encontrados entre os encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico (Tabelas 27, 28, 30).

As rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova encontram-se bastante deformadas, tendo sido encontradas variações composicionais, com fraccionação de alguns elementos químicos, desde as biotites das amostras mais deformadas para as biotites das menos deformadas (Tabela 12), pelo que possivelmente a deformação poderá ter modificado as composições isotópicas iniciais destes materiais e poderá ter sido a responsável pelas variações isotópicas irregulares encontradas entre estas rochas.

Os encraves tonalíticos e granodioríticos derivaram de um manto mais empobrecido do que o granodiorito biotítico hospedeiro (Tabela 28), pois quanto maior for o valor de εNd_t, mais empobrecido é o manto (Sato et al., 1995). Estas rochas derivaram de protólitos com enriquecimento em Sm e em Rb (Fig. 44).

Estes três granitóides são do tipo I (Chappell e White, 1992) e poderão corresponder a granitóides do tipo C_i (Didier et al., 1982), resultantes da fusão parcial de rochas ígneas, ou aos granitóides do tipo H (Castro et al., 1991b), correspondentes a granitóides de origem mantélica e a granitóides orogénicos de origem diversa.

A existência de algumas rochas granitóides portuguesas com idade semelhante à obtida para as rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova leva a uma comparação entre as suas características geoquímicas e petrogenéticas. Os ortognaisses

de Portalegre apresentam a idade de 497 ± 10 Ma obtida em cristais de zircão pelo método U-Pb e os seus precursores foram classificados como granitos do tipo A (Cordani et al., 2006). Os encraves microgranulares e granodiorito biotítico hospedeiro de Oledo-Idanha-a-Nova têm menores valores de Ga/Al, Y, Zr, Nb e Ce (Fig. 48), do que os valores médios considerados para os granitos do tipo A de Whalen et al. (1987). Além disso, estes granitóides de Oledo-Idanha-a-Nova não possuem anite, anfíbola sódica nem piroxena que ocorrem no granito do tipo A.

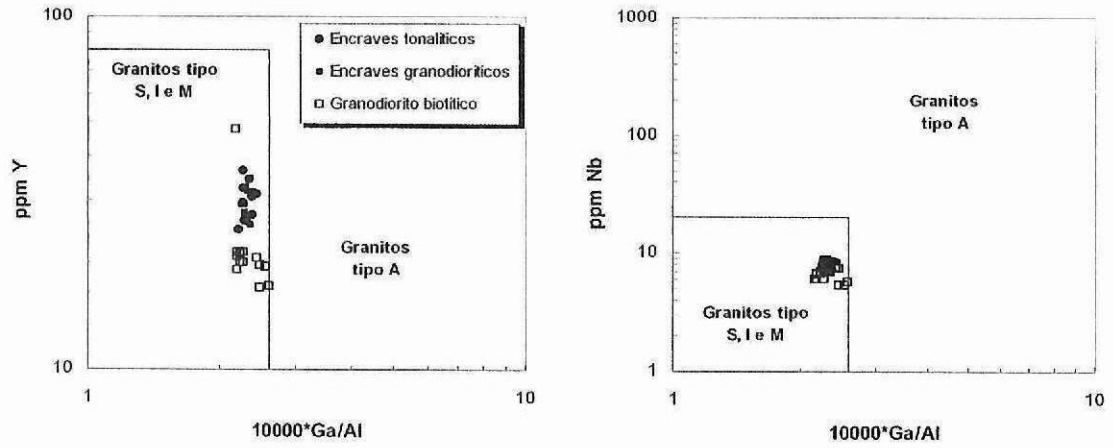

Figura 48. Projecção dos encraves tonalíticos, encraves granodioríticos e granodiorito biotítico hospedeiro do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova nos diagramas 10000*Ga/Al versus Y e Nb com os campos de Whalen et al. (1987).

O granodiorito biotítico-moscovítico porfiróide, de 480 ± 2 Ma, idade semelhante à obtida para o granodiorito biotítico, contacta com o granodiorito biotítico, o granito moscovítico-biotítico e o encaixante metassedimentar (Fig. 4) através de contactos bruscos e revela deformação. Constitui uma associação peraluminosa, com valores positivos para o parâmetro A (Fig. 14), índice A/CNK variando entre 1.09 a 1.16 (Tabela 4) e corindo normativo de 1.98 a 2.83 % (Anexo III).

Este granodiorito distingue-se bem dos granitóides da sequência, pois não possui anfíbola, esfena e alanite (Tabela 1). Apresenta moscovite primária de acordo com Miller et al. (1981) e Fleet (2003), mas em menor quantidade que a biotite.

Nos gráficos de SiO_2, Co e Rb/Ba (Figs. 22.a, 22.b) observa-se que o granodiorito biotítico-moscovítico não está relacionado com a sequência estudada, o que é apoiado pelo hiato composicional entre este granodiorito e o granodiorito biotítico em todos os gráficos. Além disso, o seu perfil de terras raras não é subparalelo nas terras raras pesadas aos perfis da sequência (Fig. 23.d). A maioria dos diagramas de variação da biotite (Figs. 34, 34.a), mas especialmente os de Sn, Nb e Zn mostram que a biotite do granodiorito biotítico-moscovítico não está relacionada com as biotites da sequência. A esfena do granodiorito biotítico-moscovítico é mais rica em Ti e Ca do que a esfena do granodiorito biotítico (Tabela 17), confirmando que estas rochas não estarão relacionadas. A ilmenite do granodiorito biotítico-moscovítico também não se projecta na curva dos diagramas de variação da ilmenite da sequência (Fig. 38).

Embora o granodiorito biotítico-moscovítico tenha moscovite primária, o seu valor de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ é 0.7057 $\pm$ 0.0020 (Tabela 27), que é característico de rochas com uma origem com alguma contribuição mantélica ou da crusta inferior e está dentro do intervalo de variação para granitos do tipo I ($0.704 < {}^{87}Sr/^{86}Sr_0 < 0.712$) (Chappell e White, 1992). Contudo, este granitóide não tem associação mineralógica do tipo I. Este valor isotópico inicial pode ser atribuído a mistura de contribuições mantélica e crustal. Actualmente é aceitável que alguns magmas do tipo I podem tornar-se moderadamente peraluminosos quando associados a um elevado grau de fraccionação e/ou assimilação de materiais metassedimentares (e.g., Brown et al., 1984; White et al., 1986; White, 1990; Azevedo e Nolan, 1998). Contudo, esses granitóides não possuem moscovite. O valor negativo de εNd_{480}, por sua vez, atribuiu uma origem crustal embora empobrecida para esta rocha ($\varepsilon Nd_{480} = -0.45$; Tabela 28), mas é superior aos valores de εNd_t característicos dos granitos S típicos ($-5.6 < \varepsilon Nd_t < -9.2$) (Chappell e White, 1992). O largo intervalo de valores de εNd_t

para granitos do tipo I definido por Chappell e White (1992) permite incluir o granodiorito biotítico-moscovítico neste grupo de granitóides. O valor de εNd_{480} sugere que deriva de protólitos empobrecidos em Sm. A variação de $\delta^{18}O$, de 9.91 a 10.21 ‰ (Tabela 30), por sua vez, situa-se próximo do limite de separação dos granitos do tipo I e do tipo S.

O granodiorito biotítico-moscovítico não pode ser classificado exclusivamente como um granitóide do tipo S ou do tipo I, pois embora as suas características mineralógicas e químicas indiquem ser um granito derivado da fusão parcial de rochas metassedimentares, a sua composição isotópica indica que terá um contributo derivado da fusão parcial de rochas ígneas. Portanto, será um granitóide híbrido.

O granodiorito de duas micas, com 479 $\pm$ 6 Ma (Fig. 41.b), ocorre sob a forma de uma lentícula, de reduzida extensão, intruindo o granodiorito biotítico na zona oeste do plutão (Fig. 4). É uma rocha peraluminosa (A/CNK 1.09 - 1.10; Tabela 4), com valores positivos para o parâmetro A (Fig. 14), corindo normativo de 2.06 (Tabela 3) e biotite e moscovite em quantidades semelhantes (Tabela 1).

O diagrama de variação para o Y é o que mais claramente mostra que este granodiorito não estará relacionado com o granodiorito biotítico-moscovítico (Fig. 22). Além disso, o seu perfil de terras raras intercepta o perfil de terras raras dos granodiorito biotítico e granodiorito biotítico-moscovítico, nas terras raras pesadas (Fig. 23.a), confirmando que não estão relacionados. O teor de anortite da plagioclase dos fenocristais do granodiorito de duas micas é superior ao da plagioclase dos fenocristais do granodiorito biotítico-moscovítico e há semelhança na composição da plagioclase da matriz dos dois granodioritos (Tabela 8). Os diagramas de variação de Sn, Ba/K e Sc/Mg da biotite (Fig. 34) e o facto da biotite do granodiorito de duas micas ter mais Cr, Ni, Zr e menor F e Cs (Tabela 12), bem como, os diagramas de variação da moscovite (Fig. 35) e da ilmenite (Fig. 38) confirmam que estes dois granodioritos não estão relacionados.

O granodiorito de duas micas possui numerosos encraves microgranulares de composição tonalítica biotítica e granodiorítica biotítica. As variações encontradas para os

encraves granodioríticos biotíticos e granodiorito de duas micas hospedeiro são lineares, características de um processo de mistura, mostrando aumento em SiO_2, K_2O e Pb e decréscimo em TiO_2, FeO_{total}, MnO, MgO, CaO, Ga, Cr, V, Nb, Zn, Li, Zr, Sc, Y, Sr e Rb (Figs. 22.a, 22.c; Tabela 2) dos encraves granodioríticos para o granodiorito hospedeiro. Os encraves tonalíticos geralmente não se projectam nesta distribuição linear (Figs. 22.a, 22.c). O perfil das terras raras dos encraves tonalíticos corta o perfil de terras raras dos encraves granodioríticos nas terras raras pesadas (Fig. 23.e), sugerindo que não estarão relacionados.

A plagioclase dos encraves microgranulares e do granodiorito de duas micas hospedeiro apresenta zonamento normal, contudo nalguns cristais o zonamento é complexo e com variação oscilatória (Tabela 9). Este zonamento oscilatório indica algum desequilíbrio no magma que originou as rochas granitóides (Castro, 2001) ou alteração na composição do magma devido a processos de mistura, em sistema aberto. A plagioclase dos fenocristais e da matriz dos encraves granodioríticos atinge teores de An superiores aos das plagioclases respectivas dos encraves tonalíticos, mostrando que estes encraves não estarão relacionados (Tabela 8). Os diagramas de variação para as biotites dos encraves granodioríticos biotíticos e granodiorito de duas micas hospedeiro são lineares, mas a biotite dos encraves tonalíticos biotíticos não se projecta geralmente na continuação das rectas (Figs. 34, 34.b), o que também tende a observar-se nos diagramas de variação da ilmenite (Fig. 38). Além disso, estes encraves microgranulares possuem apatite acicular. Portanto, provavelmente terá havido um processo de mistura entre um magma máfico representado pelo encrave granodiorítico menos evoluído e o magma do granodiorito hospedeiro (e.g., Campos et al., 2002; Gomes, 2005).

Para o granodiorito de duas micas hospedeiro e seus encraves granodioríticos não foi possível a obtenção de nenhuma isócrona nem errócrona (Fig. 42.b), pois as rochas desta série não apresentam equilíbrio isotópico. O encrave tonalítico afasta-se nitidamente destas rochas neste gráfico, sugerindo não estar relacionado com elas.

O valor médio da razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ do encrave tonalítico (0.7042) revela uma contribuição mantélica (Tabela 27). Para os encraves granodioríticos e para o granodiorito de duas micas hospedeiro, esta razão isotópica inicial tem valores de 0.7039 – 0.7088 e 0.7094, respectivamente (Tabela 27). Os encraves tonalíticos e granodioríticos, apresentam uma menor razão isotópica $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ do que o granodiorito de duas micas hospedeiro. Os valores de εNd_{479} positivos de 2.90 e 2.31 a 3.36 obtidos para os encraves tonalíticos e granodioríticos, respectivamente e de 0.46 no granodiorito de duas micas hospedeiro (Tabela 28) sugerem que correspondem a granitos do tipo I (Chapell e White, 1992). Os encraves microgranulares derivam de um manto mais empobrecido do que o granodiorito hospedeiro (Sato et al., 1995). Estes valores médios decrescem desde os encraves tonalíticos para os encraves granodioríticos e bruscamente para granodiorito de duas micas hospedeiro (Tabela 28).

Os valores médios de isótopos de oxigénio da rocha obtidos para os encraves tonalíticos (8.50 ‰) e encraves granodioríticos (9.11 ‰) indicam que correspondem a rochas do tipo I ou híbrido (Chappell e White, 1992), enquanto que o granodiorito de duas micas hospedeiro possui valores de $\delta^{18}O$ superiores a 10 ‰ (Tabela 30), correspondente a um granito do tipo S (Chappell e White, 1992), o que é apoiado pelos quocientes $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ (Tabela 27). O granodiorito de duas micas será uma rocha crustal contaminada recebendo contribuição mantélica evidenciada pelo seu valor de εNd_{479} (Tabela 28). Os encraves granodioríticos são híbridos, o que é bem evidenciado por $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$.

A mistura de magmas é um dos mecanismos que permite explicar a origem dos encraves microgranulares (e.g., Castro et al., 1991a; Barbarin e Didier, 1992; Silva et al., 2000; Campos et al., 2002; Waight et al., 2001), bem como, de extensas intrusões magmáticas (Neves e Vauchez, 1995; Barnes et al., 2001; Campos et al., 2002). Este processo pode produzir um magma híbrido e heterogéneo (D´Lemos, 1996). A mistura de magmas pode ser identificada através de uma variação linear para a maioria dos seus elementos constituintes (Wall et al., 1987). A composição dos membros terminais de uma

mistura nem sempre é totalmente conhecida, pois os materiais magmáticos sofrem diferentes processos e podem ser modificadas as suas características ao longo da mistura, não sendo homogéneos (Campos et al., 2002).

As variações lineares definidas pelos encraves granodioríticos e granodiorito de duas micas hospedeiro (Figs. 22.a, 22.c), suas biotites (Figs. 34, 34.b) e ilmenite (Fig. 38) sugerem que estão ligadas geneticamente através de uma mistura de magmas, cujos membros extremos seriam o encrave granodiorítico (amostra ES) e o granodiorito de duas micas (amostra REPA1). Os encraves podem não ser uma combinação linear de dois ou mais magmas, pois poderão não estar em equilíbrio devido à existência de algum resíduo composicional que origina desvios no equilíbrio linear entre a rocha hospedeira e os encraves microgranulares (Van Der Laan e Wyllie, 1993).

A forma e os aspectos texturais destes encraves microgranulares indicam que foram incorporados no magma granítico como magmas. A sua morfologia e alguns contactos com o granodiorito hospedeiro (Fig. 6), a existência de xenocristais de feldspato e quartzo no interior dos encraves microgranulares, o zonamento dos fenocristais de plagioclase do granodiorito hospedeiro podem ser justificados pela mistura de dois magmas. Aspectos idênticos aos referidos atrás foram encontrados por Silva et al. (2000), em rochas granitóides e encraves microgranulares da região de Carregal do Sal.

O processo de mistura de magmas modifica a composição química e isotópica dos magmas graníticos intervenientes na mistura. Este processo pode ocorrer na região de fusão parcial, durante a ascensão ao longo das condutas ou, ainda, no local de intrusão do magma híbrido (Campbell e Turner, 1986; Holden et al., 1987; Hupper e Sparks, 1988; Johnston e Wyllie, 1988; Castro et al., 1991b); o que pode justificar a diversidade das composições intermédias obtidas com vários graus de hibridização devido a diferentes graus de mistura (Vernon et al., 1988; Didier e Barbarin, 1991; Barbarin e Didier, 1992; Silva et al., 2000; Campos et al., 2002).

Os granitos híbridos (tipo-H), com encraves microgranulares, associados à orogenia hercínica da Península Ibérica, apresentam processos de hibridização na sua génese (Capdevila et al., 1973; Castro et al., 1990, 1991b). Nas zonas marginais da cadeia Hercínica é possível distinguir diferentes tipos de granitos híbridos, pois formam plutões simples e as estruturas originadas pela mistura de magmas estão bem conservadas face ao arrefecimento rápido característico de granitos intruídos em domínios subvulcânicos. Contudo, nas zonas axiais, os granitos estão relacionados e possuem contactos graduais, pelo que a sua identificação nem sempre é possível (Castro et al., 1991b).

A origem híbrida dos encraves microgranulares e granitos hospedeiros tem sido referida por diferentes autores (Vernon, 1984; Didier, 1987; Barbarin, 1991; Bussy, 1991; Poli e Tommasini, 1991; Stephens et al., 1991; Silva, 1995; Silva et al., 2000; Gomes, 2005); sendo fundamentais na génese das rochas granitóides hospedeiras.

O processo de mistura de magmas pode ser modelado através do método de Fourcade e Allègre (1981). Este método considera a mistura simples entre dois membros terminais, com aplicação da equação $C^i_m - C^i_A = x\,(C^i_B - C^i_A)$ a cada elemento, em que C_m se refere à concentração do elemento i na mistura, C^i_A e C^i_B correspondem às concentrações desses elementos nos membros terminais da mistura e x a fracção do componente B na mistura. Da projecção de C^i_m-C^i_A versus C^i_B-C^i_A, para todos os elementos, resultará uma recta cujo declive corresponderá à proporção da mistura, desde que o coeficiente de correlação seja significativo.

O teste foi aplicado ao granodiorito de duas micas hospedeiro e seus encraves granodioríticos, considerando como membros extremos da mistura a amostra mais evoluída do granodiorito de duas micas (REPA1), representando o magma ácido, e a amostra menos evoluída de encrave granodiorítico (ES), correspondente ao magma básico. Este encrave granodiorítico, representativo do membro terminal básico, possui o teor de anortite da plagioclase mais elevado e não tem xenocristais, mas admite-se que possa ser já uma rocha com algum grau de hibridização (Silva, 1995; Campos et al., 2002). A plagioclase dos

encraves granodioríticos de composição intermédia, por sua vez, apresenta um teor de anortite intermédio entre os dois membros terminais da mistura. O modelo provou que a composição do encrave granodiorítico mais próximo do membro menos ácido (EP3) pode ter sido originada pela hibridização destes dois magmas, sendo a proporção do magma granodiorítico na mistura de 0.86 (Fig. 49.a). Provou-se, também, que a amostra de composição mais evoluída dos encraves granodioríticos (E16), pode ser originada pelo mesmo processo, sendo a proporção do magma granodiorítico na mistura de 0.20 (Fig. 49.b). O mesmo teste foi aplicado para diferentes amostras, de composição intermédia, dos encraves granodioríticos e estas diferentes composições devem-se às proporções variáveis (0.86 - 0.32) do magma granodiorítico envolvido na mistura. Existe uma relação linear entre a fracção de magma granodiorítico envolvido no processo de mistura e a composição das rochas.

SiO_2 aumenta enquanto que TiO_2, FeO_t, MgO, CaO, V, Li e Ga diminuem com o decréscimo da quantidade de magma granodiorítico (Fig. 50), como observado por e.g., Silva et al. (2000), Campos et al. (2002) e Gomes (2005).

Para os elementos menores procedeu-se ao cálculo das composições de rochas híbridas originadas pela mistura do magma mais ácido, do granodiorito de duas micas hospedeiro, e do magma básico, do encrave granodiorítico e comparados com os valores analisados (Fig. 51). Para a maioria dos elementos menores dos vários encraves granodioríticos modelizados, os valores calculados aproximam-se dos valores analisados. Contudo, em algumas amostras, os valores calculados de Ba e Rb são superiores aos valores analisados, enquanto que para o Zr e Sr, os valores analisados superam os calculados (Fig. 51).

Estas diferenças nas composições analisadas e calculadas podem ser justificadas pelo facto das rochas utilizadas na mistura serem rochas já com alguma hibridização associada (Campos, 1997). Os desvios são ligeiramente maiores nas amostras mais evoluídas dos encraves granodioríticos, talvez devido às diferenças de composição entre o

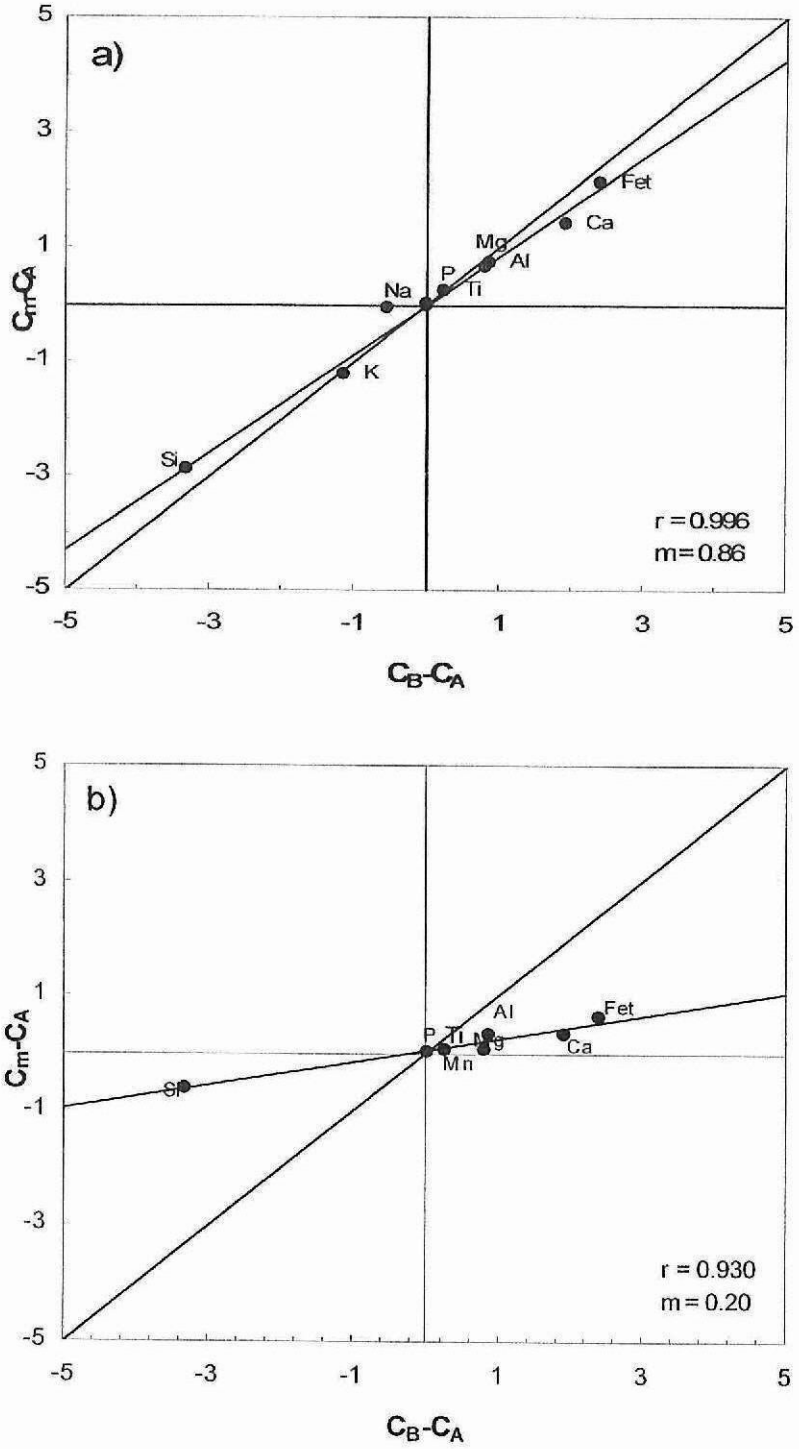

Figura 49. Rectas de correlação obtidas para os elementos maiores, pela mistura de um magma anatéctico com composição semelhante à amostra mais ácida do granodiorito de duas micas hospedeiro (REPA 1) com um magma granodiorítico de composição semelhante ao encrave granodiorítico menos evoluído (ES), segundo o método de Fourcade e Allègre (1981), para originar: a) magma com composição do encrave granodiorítico mais pobre do membro menos ácido (EP3); b) magma com composição do encrave granodiorítico mais evoluído (E16).

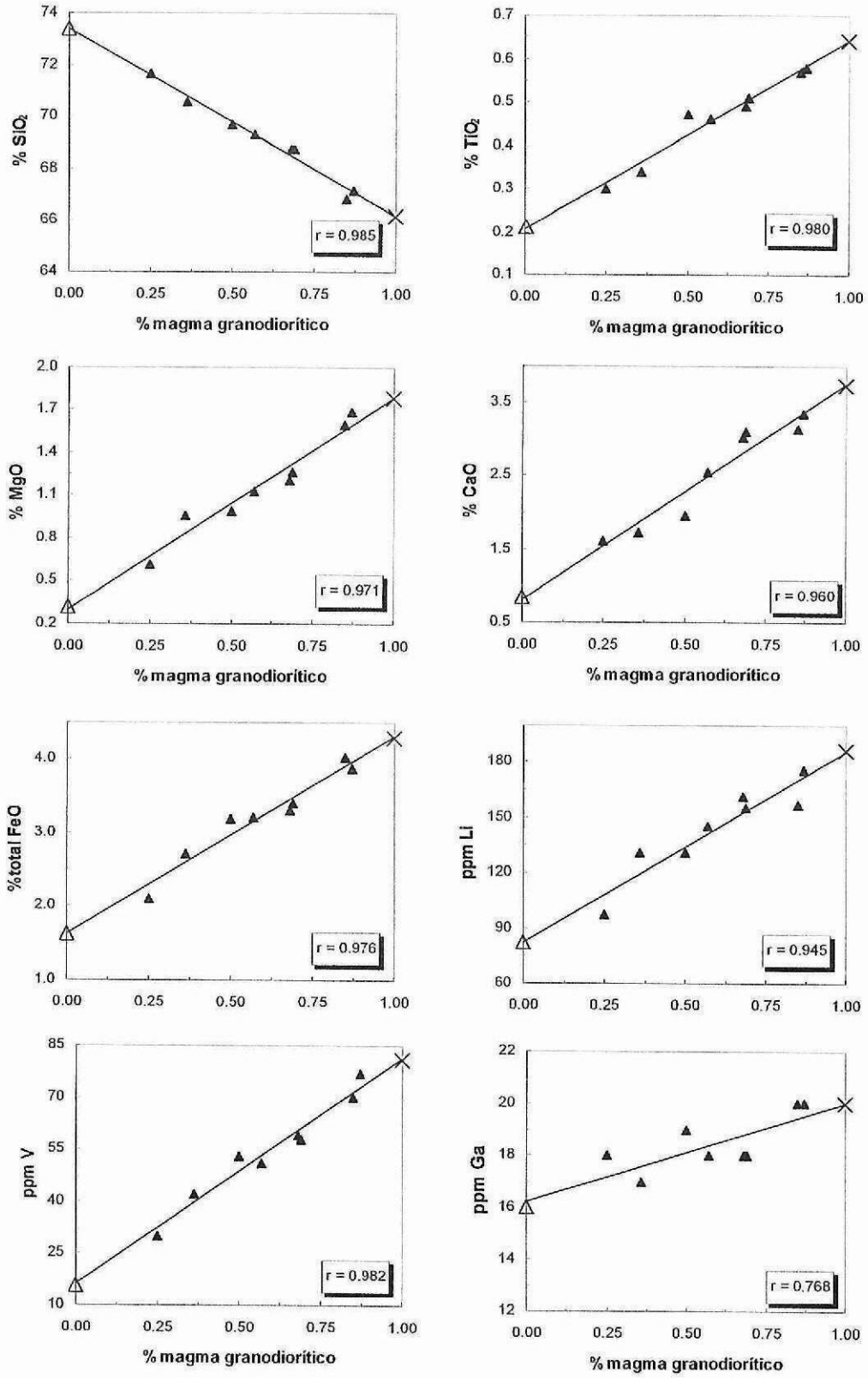

Figura 50. Composição das rochas híbridas do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova originadas por um processo de mistura do magma anatético (REPA 1) (△) com o magma granodiorítico (ES) (×), em função da proporção do magma granodiorítico. Encraves granodioríticos (▲) no granodiorito de duas micas.

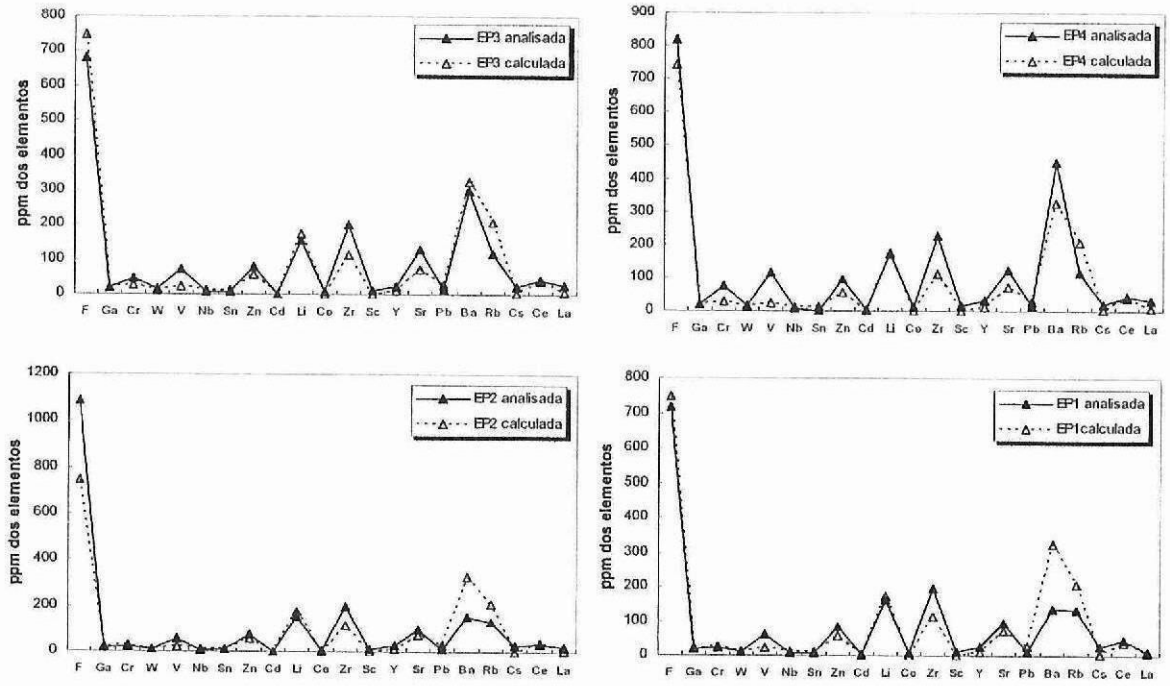

Figura 51. Comparação dos valores analisados e calculados de elementos menores de amostras seleccionadas dos encraves granodioríticos do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

magma híbrido e o magma granodiorítico. Contudo, estas diferenças podem ser consideradas como aceitáveis, pois o modelo de mistura de magmas é baseado numa mistura ideal entre duas composições fixas. Nos processos naturais de mistura heterogénea de magmas, por sua vez, estes não possuem uma composição fixa e a ocorrência de difusão química selectiva entre os membros intervenientes e a assimilação não seguem as leis da mistura binária em que se baseia a modelização (Silva, 1995; Campos, 1997).

O granodiorito de duas micas será uma rocha crustal, cujo magma foi intruído por um magma granodiorítico, com contribuição mantélica, tendo havido mistura dos dois magmas e a contaminação parcial do magma granodiorítico de duas micas hospedeiro, mas um magma tonalítico também intruiu o magma granítico (Figs. 22.a, 22.c, 34, 34.b, 38), pois há encraves tonalíticos.

O processo de mistura de magmas terá decorrido provavelmente na zona de anatexia, pois não foram encontradas zonas de mistura no nível de intrusão; sugerindo que a hibridização poderá ter ocorrido em profundidade (Barbarin e Didier, 1992). O magma granodiorítico da mistura poderá corresponder a fraccionados do manto empobrecido ou da interface manto-crusta, pois as razões isotópicas das composições dos encraves são baixas, para serem consideradas como derivadas de rochas puramente crustais, e o magma tonalítico terá origem semelhante.

As intrusões dos magmas mais básicos terão provocado convexão no magma granítico anatético, que estava em parte cristalizado, pois alguns dos seus cristais foram incorporados no magma mais básico dos encraves tonalíticos sob a forma de xenocristais, e é originada a fragmentação da intrusão básica. Os glóbulos do magma máfico adquirem formas arredondadas, devido ao seu transporte no magma granítico (Vernon, 1984), e ocorrem dispersos no granito ou concentrados nas margens dos mesmos, correspondentes às zonas de maior viscosidade, formando os encraves microgranulares.

Os processos de hibridização nos encraves microgranulares do granodiorito de duas micas hospedeiro podem ser considerados como bastante intensos, pois os encraves são fracamente peraluminosos e as suas composições mineralógicas são idênticas à do granodiorito hospedeiro. Os magmas mais básicos, que ocorrem a elevada temperatura, ao contactar com o magma mais ácido, vão sofrer uma cristalização rápida devido ao contraste térmico; originando a textura microgranular característica, com pequenas ripas de plagioclase e com biotite e apatite aciculares. Contudo, o equilíbrio térmico é atingido rapidamente quando os magmas contactam (Barbarin e Didier, 1992), sendo favorecida a hibridização, através da cristalização simultânea dos magmas.

A hibridização entre magmas é dificultada por diferenças de viscosidade e necessita que o *solidus* do magma básico seja menor do que a temperatura de equilíbrio, pelo que se for incorporada elevada quantidade de água antes de solidificar, é possível que o magma básico se mantenha liquido dentro do magma granítico e seja favorecida a hibridização

(Grasset e Albarède, 1994). A presença de elevadas quantidades de biotite nos encraves microgranulares, indica que os magmas tonalíticos e granodioríticos que os produziu continha grande quantidade de água dissolvida, possibilitando a ocorrência de hibridização.

O granodiorito de duas micas hospedeiro corresponderá a uma rocha dominantemente crustal, como constatado pela razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ (0.7094) e pelos valores de $\delta^{18}O$ superiores a 10 ‰ (10.14), que foi intruída por um magma tonalítico e um magma granodiorítico, com contribuição mantélica, tendo resultado a contaminação parcial do hospedeiro, como pode ser constatado pelo valor de εNd_{479} de 0.46 neste granodiorito hospedeiro. O granodiorito de duas micas apresenta encraves microgranulares como encontrado em vários granitos híbridos (e.g. Silva, 1995; Silva et al., 2000; Campos et al., 2000; Gomes, 2005). Assim sendo, o granodiorito de duas micas pode ser interpretado como uma rocha híbrida resultando da mistura de um magma ácido crustal e de um magma básico. Os diagramas de variação dos encraves granodioríticos e do granodiorito hospedeiro (Figs. 22.a, 22.c) mostram linearidade para a maioria dos seus elementos e as rochas híbridas terão composições intermédias entre as composições dos dois termos básico e félsico originais (Barbarin e Didier, 1992). Contudo, para alguns elementos também foi encontrada dispersão, a qual pode ser atribuída a variações na composição química dos membros terminais, a processos de cristalização fraccionada posteriores à mistura química e algumas modificações químicas de posterior cristalização (Neves e Vauchez, 1995; Silva, 1995; Silva et al., 2000).

O granito moscovítico-biotítico de Idanha-a-Nova é o granitóide mais peraluminoso deste plutão (A/CNK – 1.13 - 1.23; Tabela 4), projectando-se no campo dos leucogranitos, com moscovite predominando sobre biotite (Fig. 14). Possui os valores mais elevados de corindo normativo, variando entre 2.68 e 3.83 % (Anexo III). Corresponde à rocha mais evoluída do plutão, pois apresenta os teores mais elevados de SiO_2, K_2O, P_2O_5 e Sn e os teores menos elevados de TiO_2, FeO, MgO, CaO, V, Zn, Zr, Y, Sc e Sr (Tabela 2; Figs. 22.a, 22.c). É o granito que apresenta o menor enriquecimento em terras raras (Σ = 16 - 18;

Tabela 4; Fig. 23.a), que pode ser justificado pela presença de menores quantidades de minerais acessórios, essencialmente, monazite, apatite e zircão, os quais tendem a ocorrer como inclusões na biotite, que aparecem em menor percentagem neste granito (Tabela I). As terras raras dos granitos concentram-se, durante a cristalização magmática, na biotite e nos minerais acessórios que ocorrem inclusos nesta; podendo os minerais acessórios concentrar cerca de 90 % das terras raras, Th, U e Y (Bea et al., 1994b). O grau de fraccionação para as terras raras leves apresenta os valores mais baixos (La_N/Sm_N = 1.5 – 1.7; Tabela 5), provavelmente devido às menores quantidades de monazite e inexistência de alanite nesta rocha, uma vez que são os principais minerais que concentram terras raras leves.

A plagioclase do granito moscovítico-biotítico tem composição de albite (An_{0-9}) (Tabela 8), sem zonamento químico definido e o granito possui ilmenite. Não foi encontrada cordierite nem silimanite acicular associada à moscovite. A sua biotite é das mais ricas em $Al^{IV}+Al^{VI}$, característica das séries de rochas alumino-potássicas, sendo a biotite mais rica em Li, Sn e Li/Mg e a mais pobre em Mg, Mn, Ba/K, Ba/(K+Ca) e Co/Fe^{2+} (Figs. 34, 34.b) dos granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. Além disso, a sua moscovite não apresenta relação com as moscovites dos granodiorito biotítico-moscovítico e granodiorito de duas micas (Fig. 35) e a sua ilmenite é a mais pobre em Mn e a mais rica em Fe^{2+} não estando relacionada com a ilmenite dos outros granitóides (Fig. 38).

As características descritas indicam que o granito moscovítico-biotítico corresponderá à última pulsação e magmática independente deste plutão, o que é confirmado pelas assinaturas isotópicas distintas que apresenta (Tabelas 27, 28, 30). Este granito tem a idade de 470 ± 3 Ma obtida por U-Pb em zircão e monazite (Fig. 41.c). O valor médio de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ que apresenta é o mais elevado, igual a 0.7143 ± 0.0018, de todas as rochas granitóides deste plutão, bem como, a sua projecção no diagrama εNd_t versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (Fig. 44.b), com valor médio de εNd_{479} de -1.73 (Tabela 28) e os valores mais elevados de T_{DM} indicam uma origem dominantemente crustal para este granito, a partir de

um magma anatético, por fusão parcial de materiais da crusta média e inferior. O granito moscovítico-biotítico apresenta, ainda, os valores mais elevados de $\delta^{18}O$ (12.95 a 13.29 ‰), que sendo superiores a 10 ‰ (Tabela 30) são característicos de granitos do tipo S (Chappell e White, 1992) e com ilmenite (Ishihara, 1977). Para este granito pode ser considerada uma origem a partir de um protólito caracterizado por elevados valores isotópicos de Sr e baixos valores de εNd_{479}.

As suas características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas indicam tratar-se de um granito do tipo S, em que o mineral peraluminoso dominante é a moscovite, seguida da biotite e sem encraves metassedimentares nem com a plagioclase apresentando núcleos cálcicos, o que exclui a possibilidade da presença de material restítico neste granito (Chappell et al., 1987).

Os valores do quociente Eu/Eu* (0.50 - 0.76; Tabela 5) sugerem uma fraca anomalia negativa de Eu. As rochas graníticas que possuem baixas a moderadas anomalias negativas de Eu podem ser originadas a partir da fusão de rochas ígneas ou metassedimentares, com abundante feldspato potássico e alguma plagioclase (Cullers e Graf, 1984). As rochas que por fusão originaram o granito moscovítico-biotítico eram metassedimentares, pois corresponde a um granito do tipo S, tal como indicado pelas razões isotópicas obtidas. Este granito pode ser incluído nos granitos do tipo C_s de Didier et al. (1982), resultantes da fusão parcial de materiais metassedimentares.

O granito moscovítico-biotítico encontra-se um pouco alterado hidrotermalmente tendo sido possível a interacção rocha/fluído, evidenciada pela presença de turmalina nas suas diaclases, biotite localmente cloritizada e plagioclase com micas secundárias.

4.6. CONCLUSÕES

1) O plutão de Oledo-Idanha-a Nova é um plutão alongado na direcção NW-SE, onde se individualizam diferentes tipos de rochas granitóides e encraves microgranulares associados, com deformação. Este plutão intruíu o Complexo Xisto-Grauváquico, de idade Câmbrica, contacta no extremo oeste com o plutão de Castelo Branco e, no limite sul, está parcialmente coberto por depósitos arcósicos mais recentes, através de um cavalgamento. A idade de 479 – 480 Ma obtida por U-Pb em zircões e monazites das rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova indica que se tratam de pulsações magmáticas com sincronismo de instalação, de idade Ordovícica inferior. As idades obtidas em monazites pelo método U-Th-Pb são idênticas. Estas rochas terão sido afectadas pelos movimentos tectónicos associados à deformação Caledónica e possivelmente pela deformação Varisca posterior.

2) O granodiorito biotítico e seus encraves tonalíticos biotíticos e granodioríticos biotíticos, de grão mais fino, possuem anfíbola, esfena, alanite, magnetite e ilmenite. São peraluminosos e mostram evoluções de fraccionação de óxidos, elementos menores e quocientes de elemento menor / elemento maior. Os seus perfis de terras raras (REE) são subparalelos e há decréscimo de todas as REE do encrave tonalítico para o granodiorito biotítico hospedeiro.

3) As quantidades de anfíbola e biotite e o teor de anortite da plagioclase dos fenocristais e matriz decrescem dos encraves tonalíticos para o granodiorito biotítico hospedeiro.

4) Os encraves microgranulares e o granodiorito biotítico hospedeiro possuem cumingtonite, grunerite e Mg-horneblenda. Rara Fe-horneblenda só foi encontrada nos encraves tonalíticos. Todos, ainda, apresentam actinolite de *subsolidus*. Nos encraves tonalíticos

predomina a grunerite, mas a sua quantidade diminui progressivamente, havendo aumento da quantidade de horneblenda magnesiana para o granodiorito biotítico hospedeiro, que apresenta exsoluções de grunerite e cumingtonite. Substituições do tipo tschermaquite e edenite foram encontradas nas anfíbolas cálcicas.

5) As biotites são dominantemente ferríferas e apresentam evoluções de fraccionação para elementos maiores e menores e quocientes de elemento menor / elemento maior do encrave tonalítico para o granodiorito biotítico hospedeiro.

6) Há decréscimo de Ti e Ca da esfena dos encraves microgranulares para a esfena do granodiorito biotítico hospedeiro. Também se observa decréscimo em Ti e Fe da alanite destes encraves para a alanite do granodiorito biotítico hospedeiro.

7) A ilmenite mostra evolução de fraccionação de Mn, Mn/(Mn+Fe) e Fe^{2+} desde o encrave tonalítico para o granodiorito biotítico hospedeiro.

8) A modelização de elementos maiores e menores indica que os encraves granodioríticos e o granodiorito biotítico hospedeiro podem derivar do magma tonalítico biotítico por cristalização fraccionada de plagioclase, grunerite, biotite e ilmenite.

9) A datação precisa do zircão e monazite do granodiorito biotítico hospedeiro pelo método U-Pb deu a idade de 480 $\pm$ 2 Ma. Datações menos precisas pelo método U-Pb-Th em monazites dos encraves e granodiorito hospedeiro usando microssonda electrónica revelam idades próximas.

10) Os encraves microgranulares e o granodiorito biotítico hospedeiro definem uma errócrona Rb-Sr de rocha total. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ decresce de 0.7067 nos encraves tonalíticos

para 0.7054 nos encraves granodioríticos e 0.7051 no granodiorito biotítico hospedeiro. εNd_{480} varia de 3.13 dos encraves tonalíticos para 3.46 nos encraves granodioríticos e de 1.56 e 1.66 no granodiorito biotítico hospedeiro. $\delta^{18}O$ aumenta desde os encraves tonalíticos (6.00 – 7.32) para o granodiorito biotítico hospedeiro (7.90 – 8.92). Estas variações isotópicas irregulares indicam que um outro mecanismo também esteve presente, o qual poderá ter sido a mistura de um ou mais componentes magmáticos de composição desconhecida e composição isotópica distinta, ou estarem directamente relacionadas com a deformação apresentada por estas rochas.

11) As amostras mais deformadas do granodiorito biotítico apresentam uma maior variação no teor de anortite da plagioclase, fortemente zonada. As suas biotites mostram fraccionação com decréscimo de Mg, Cr, Zn e Ni e aumento de Fe e Nb, das biotites das amostras mais deformadas para as biotites das amostras menos deformadas.

12) O granodiorito biotítico-moscovítico, porfiróide é peraluminoso. Possui moscovite primária, biotite ferrífera, magnetite e ilmenite e a sua plagioclase tem zonamento normal. Este granodiorito apresenta um contacto nítido com o granodiorito biotítico.

13) Os diagramas de variação das rochas apresentam um hiato composicional entre o granodiorito biotítico e o granodiorito biotítico-moscovítico. Os diagramas de variação de SiO_2, Co e Rb/Ba mostram bem que estes granitóides não estão relacionados, o que é confirmado por o seu perfil de terras raras não ser subparalelo nas terras raras pesadas aos perfis da sequência.

14) A maioria dos diagramas de variação da biotite do granodiorito biotítico-moscovítico, principalmente os de Sn, Nb e Zn, bem como, os diagramas de variação da ilmenite, e os

teores mais elevados de Ti e Ca da sua esfena do que os da esfena do granodiorito biotítico confirmam que o granodiorito biotítico-moscovítico não poderá estar relacionado com as rochas da sequência.

15) As relações de campo para o granodiorito biotítico-moscovítico sugerem uma implantação contemporânea com o granodiorito biotítico, tendo sido considerada a idade de 480 ± 2 M, obtida pelo método U-Pb, para o granodiorito biotítico. A idade obtida através de U-Pb-Th em monazites do granodiorito biotítico-moscovítico é semelhante.

16) O granodiorito biotítico-moscovítico tem moscovite primária, mas a razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$ (0.7057 ± 0.0020) é característica de rochas com alguma contribuição mantélica ou da crusta inferior. Esta razão isotópica sugere que se trata de um granitóide do tipo I, embora não possua associação mineralógica característica. Os valores de εNd_{480} (εNd_{480} = - 0.45) atribuem uma origem crustal empobrecida e a variação de $\delta^{18}O$ (9.91 a 10.21 ‰) apoia a hipótese de uma possível origem com contribuição mista de manto e crusta. Portanto, é um granitóide híbrido, com mistura de contribuições mantélica e crustal, pois as suas características mineralógicas e químicas sugerem tratar-se de um granito crustal, mas as suas composições isotópicas indicam a existência de um contributo mantélico.

17) O granodiorito de duas micas é peraluminoso, com quantidades semelhantes de biotite e moscovite e possui encraves tonalíticos biotíticos e granodioríticos biotíticos. Os diagramas de variação, particularmente para o Y, o seu perfil de terras raras, interceptando os perfis de terras raras dos granodiorito biotítico e granodiorito biotítico-moscovítico, nas terras raras pesadas mostra que não há relação entre estes granitóides. Além disso, o elevado teor de anortite da plagioclase do granodiorito de duas micas e os diagramas de variação da biotite,

moscovite e ilmenite mostram que este granodiorito não poderá estar relacionado com o granodiorito biotítico-moscovítico.

18) As variações geoquímicas dos encraves granodioríticos biotíticos e granodiorito de duas micas hospedeiro, das suas biotite e ilmenite são lineares, indicando que estas rochas estarão relacionadas. Os encraves tonalíticos biotíticos, a sua biotite e ilmenite geralmente não se projectam nas distribuições lineares referidas e o seu perfil de terras raras corta o perfil de terras raras dos encraves granodioríticos, sugerindo que estes encraves não se relacionam com os encraves granodioríticos. A plagioclase dos encraves tonalíticos possui teores de anortite inferiores aos da plagioclase dos encraves granodioríticos confirmando que não poderão estar relacionados.

19) As variações lineares para os encraves granodioríticos biotíticos e granodiorito de duas micas hospedeiro e seus minerais, bem como, a existência de um zonamento oscilatório na plagioclase e a presença de apatite acicular sugerem que estas rochas estão relacionadas por um processo de mistura de magmas.

20) O modelo de mistura de magmas foi testado e as diferentes composições dos encraves granodioríticos biotíticos, bem como as amostras contaminadas do granodiorito de duas micas resultaram da mistura de diferentes proporções de um magma granodiorítico biotítico, representado pelo encrave menos silicioso desta composição e o magma granodiorítico de duas micas, representado pela amostra mais siliciosa. O granodiorito de duas micas hospedeiro contaminou-se durante a mistura.

21) Para o granodiorito de duas micas foi obtida uma idade de 479 $\pm$ 6 Ma pelo método U-Pb em zircão e monazite. A idade obtida por U-Pb-Th em cristais de monazite é ligeiramente inferior, mas dentro do erro analítico.

22) Para o granodiorito de duas micas hospedeiro e seus encraves granodioríticos não foi possível a obtenção de nenhuma isócrona nem errócrona, pois estas rochas não apresentam equilíbrio isotópico para o sistema Rb-Sr.

23) A razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ (0.7094) e os valores de $\delta^{18}O$ (10.14 ‰) sugerem uma origem crustal para o granodiorito de duas micas, no entanto, os seus valores de εNd_{479} (0.46) revelam uma contribuição mantélica; pelo que este granodiorito corresponderá a uma rocha crustal contaminada com material mantélico. Este material mantélico estará representado por um magma tonalítico correspondente aos encraves tonalíticos ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7042; εNd_{479} = 2.90; $\delta^{18}O$ = 8.50 ‰). Contudo, este granodiorito de duas micas foi também intruído por um magma granodiorítico biotítico com $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7039; εNd_{479} = 2.54 e $\delta^{18}O$ = 9.81 ‰, que originou encraves granodioríticos biotíticos.

24) O granito moscovítico-biotítico é o granitóide mais peraluminoso e evoluído deste plutão, com mais moscovite do que biotite. Apresenta o menor enriquecimento em terras raras. Contem a plagioclase mais pobre em teor de anortite (An_0 – An_9) e possui ilmenite. Os diagramas de variação do granito e suas biotite, moscovite e ilmenite e o perfil de terras raras do granito indicam que este granito não estará relacionado com as restantes rochas granitóides e corresponderá a uma pulsação magmática distinta.

25) Na datação dos cristais de zircão e monazite do granito moscovítico-biotítico, utilizando o método U-Pb, obteve-se uma idade de 479 $\pm$ 3 Ma para esta rocha, semelhante à obtida em cristais de monazite, por U-Pb-Th.

26) As características isotópicas do granito moscovítico-biotítico revelam uma assinatura isotópica muito evoluída, com valores médios de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ 0.7143, εNd_{479} -1.73 e $\delta^{18}O$

13.15 ‰. As características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas indicam tratar-se de um granito do tipo S.

5. PLUTÃO DE CASTELO BRANCO

5.1. PETROGRAFIA

As composições modais de 112 lâminas delgadas, correspondentes a 34 amostras representativas das várias rochas granitóides do plutão de Castelo Branco constam do Anexo VII. Apresenta-se a média e o desvio padrão das composições modais para cada tipo de rocha granitóide estudada na Tabela 32. O número de lâminas delgadas estudadas depende da granulometria e heterogeneidade da rocha, variando entre duas, nas rochas de grão mais fino, a sete nas amostras de grão grosseiro.

Tabela 32. Média e desvio padrão das composições modais das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1		G2		G3		G4		G5	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
	n = 10		n = 6		n = 4		n = 11		n = 3	
Quartzo	30.0	2.7	29.3	3.7	30.8	4.0	32.0	7.3	29.8	2.0
Plagioclase	27.0	1.8	28.3	2.8	34.4	3.4	28.3	3.2	25.1	1.8
Microclina	25.3	3.7	12.2	1.7	13.6	3.4	23.9	5.3	24.6	1.5
Biotite+clorite	4.0	1.1	17.3	1.4	13.1	1.3	6.7	2.5	3.6	0.5
Moscovite	12.6	1.7	8.9	2.0	4.7	1.3	6.6	3.3	14.2	1.2
Cordierite	-	-	-	-	0.1	0.1	0.6	1.2	-	-
Andaluzite	-	-	-	-	0.8	1.0	0.7	1.3	-	-
Turmalina	0.4	0.5	1.2	0.2	0.3	0.5	0.3	0.7	0.8	0.2
Outros	0.7	0.3	2.8	1.8	2.2	0.2	0.7	0.6	1.8	0.5

G1. Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Outros = inclui apatite + zircão + ilmenite + silimanite. n – número de amostras.

As rochas granitóides do plutão de Castelo Branco contêm quartzo, microclina micropertítica, plagioclase, biotite, alguma clorite, moscovite, turmalina, monazite, apatite, zircão, ilmenite e rútilo. O granodiorito G3 e granito G4 possuem, também, andaluzite e

cordierite (Tabela 32). A silimanite ocorre pontualmente nos granodioritos G2 e G3 e no granito G4. As composições modais das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco foram projectadas no diagrama QAP, de classificação das rochas ígneas plutónicas (Le Bas e Streickeisen, 1991), localizando-se no campo dos monzogranito e granodiorito (Fig. 52). Os granitos G2 e G3 possuem mais biotite do que moscovite (Tabela 32), e por isso são biotítico-moscovíticos, enquanto o granito G4 tem quantidades idênticas de biotite e moscovite e é designado de duas micas e os granitos G1 e G5 que têm mais moscovite do que biotite são moscovítico-biotíticos.

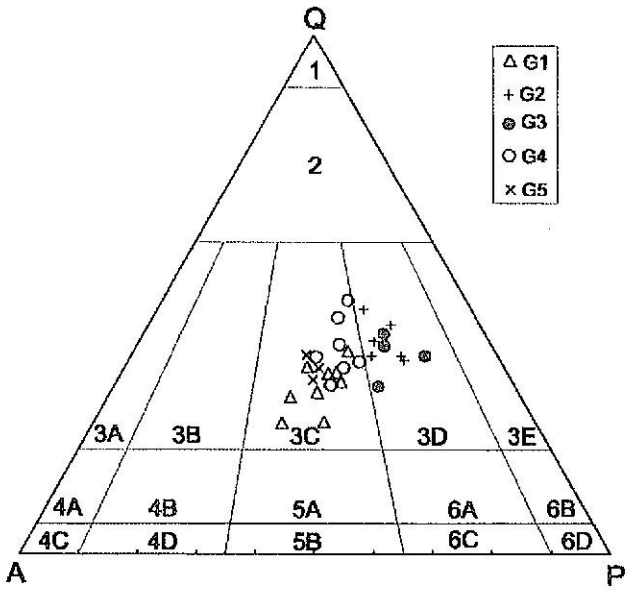

Figura 52. Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama de Le Bas e Streckeisen (1991). Q - quartzo; A - feldspato alcalino; P - plagioclase com teor de An superior a 5%. Campos: 3C – monzogranito, 3D – granodiorito.

Os granitos G1 e G5 possuem textura granular hipidiomórfica, enquanto que os granodioritos G2 e G3 e o granito G4 apresentam uma textura porfiróide, hipidiomórfica granular. O granodiorito G2 contem fenocristais de microclina com dimensões que variam de 5x15 mm a 21x70 mm. O granodiorito G3 e o granito G4 apresentam fenocristais de

microclina e de albite-oligoclase com dimensões compreendidas entre 5x16 mm e 60x92 mm.

O quartzo é anédrico a subédrico, com extinção ondulante e, geralmente, apresenta inclusões de outros minerais, particularmente evidentes nas gerações mais recentes. Os contactos com os outros minerais são magmáticos não mostrando aspectos de recristalização (Fig. 53.I, II). Localmente, está fracturado, evidenciando linhas de sutura (Fig. 53.II). Ocorre, também, sob a forma goticular e vermicular no feldspato potássico (Figs. 53.III, IV) e na plagioclase.

A microclina é micropertítica e subédrica. Apresenta macla quadriculada, em geral, bem desenvolvida (Figs. 53.III, IV) embora coexistam domínios de macla bem definida com domínios pouco maclados ou praticamente inexistentes (Fig. 53.V). A maioria das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, excepto os granitos G1 e G5, possui fenocristais micropertíticos de microclina (Figs. 53.VI) que foram formados durante as primeiras fases de cristalização. Os fenocristais, visíveis em amostra de mão, são pertíticos com vénulas de albite bem definidas (Fig. 53.VI). A microclina micropertítica da matriz é subédrica a anédrica, fracamente pertítica e com macla em cruz bem definida (Fig. 53.VII). A microclina possui inclusões de plagioclase, biotite, moscovite, quartzo e apatite (Figs. 53.III, IV, V, VI). As inclusões ocorrem por todo o cristal, embora, tendam a concentrar-se próximo dos seus bordos.

Os fenocristais de plagioclase são euédricos a subédricos, menos frequentes do que os de microclina, e a plagioclase da matriz é subédrica. Geralmente, a plagioclase é maclada, com maclas polissintéticas segundo as leis de albite e Carlsbad-albite e muitos cristais estão fortemente zonados (Fig. 53.VIII). Os fenocristais de plagioclase do granodiorito G3 e do granito G4 têm composição de albite-oligoclase. A plagioclase da matriz, por sua vez, tem composição de albite nos granitos G1 e G5 e de albite-oligoclase nos granodioritos G2 e G3 e no granito G4. A plagioclase possui inclusões de biotite, moscovite, quartzo, zircão, monazite, apatite e ilmenite.

A plagioclase encontra-se localmente alterada para moscovite secundária, sob a forma de pequenas lamelas dispostas ao acaso pela superfície do mineral (Figs. 53.VII, VIII), preferencialmente concentradas no centro do cristal. A plagioclase pode apresentar os seus bordos corroídos e, por vezes, com macla opticamente contínua com a macla da microclina. Nos bordos de contacto da plagioclase com feldspato potássico formam-se, por vezes, mirmequites que é um intercrescimento de plagioclase e quartzo (Fig. 53.IX). Localmente, há a ocorrência de quartzo goticular na proximidade do bordo da plagioclase que contacta com a microclina.

A biotite constitui o mineral máfico mais abundante e bastante desenvolvido (Fig. 53. X). É subédrica a euédrica, tabular, com pleocroismo variando de γ e β – castanho avermelhado escuro a α – amarelo palha, e com planos de clivagem bem definidos. Localmente, a biotite apresenta intercrescimento com quartzo no contacto com feldspato potássico (Fig. 53.XI). Possui grande quantidade de inclusões de ilmenite, apatite e zircão/monazite com halos pleocróicos bem definidos (Figs. 53.X, XII). A sua alteração é marcada pela presença de clorite, que se inicia nos bordos e ao longo dos planos de clivagem, podendo ser local ou total. A alteração da biotite para clorite leva à exsolução de grãos e agulhas de rútilo. A cloritização é contemporânea da alteração da plagioclase, formando-se epídoto que resulta da alteração da plagioclase e que ocorre associado à clorite e rútilo. A clorite é pleocróica com γ e β – verde escuro a α – verde claro e tem inclusões de zircão e exsoluções de rútilo.

A moscovite ocorre em geral em cristais subédricos tabulares, bem desenvolvidos, dispersa na rocha ou intercrescida com a biotite e raro quartzo, apresentando planos de clivagem nítidos e regulares, bem como birrefringência característica; correspondendo à moscovite primária (Miller et al., 1981). A moscovite, por vezes, está inclusa na microclina (Fig. 53.XIII). As inclusões mais frequentes na moscovite são de apatite e de zircão e monazite com halos pleocróicos característicos. A moscovite pode englobar quartzo, feldspatos e andaluzite e possuir agulhas de silimanite nos bordos (Fig. 53.XIV, XV).

Figura 53. Microfotografias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

I. Quartzo (qz) com contactos magmáticos, sem recristalizações, com biotite (bt) e plagioclase (pl). Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico (G5). (×25).

II. Quartzo (qz) com extinção ondulante, fracturado, com linhas de sutura e contactos nítidos com plagioclase (pl) e moscovite (mv). Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (G2). (×10).

III. Inclusões de quartzo (qz) goticular em feldspato potássico (kf). Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G1). (×10).

IV. Inclusões de quartzo (qz) goticular em feldspato potássico (kf). Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G1). (×25).

V. Feldspato potássico (kf) com áreas macladas e não macladas. Está fracturado e com as fracturas preenchidas por moscovite secundária. Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico (G5). (×25).

VI. Fenocristal de feldspato potássico (kf) pertítico atravessado por moscovite secundária (mv). Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (G2). (× 10).

VII. Inclusões de plagioclase (pl), com moscovite (mv) associada, em feldspato potássico (kf), contactando com biotite (bt) e plagioclase (pl). Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G1). (× 25).

VIII. Fenocristal de plagioclase (pl) maclado e fortemente zonado. Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico (G3). (× 10).

IX. Mirmequite na plagioclase (pl) em contacto com feldspato potássico (kf) e com quartzo (qz) associado. Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 25).

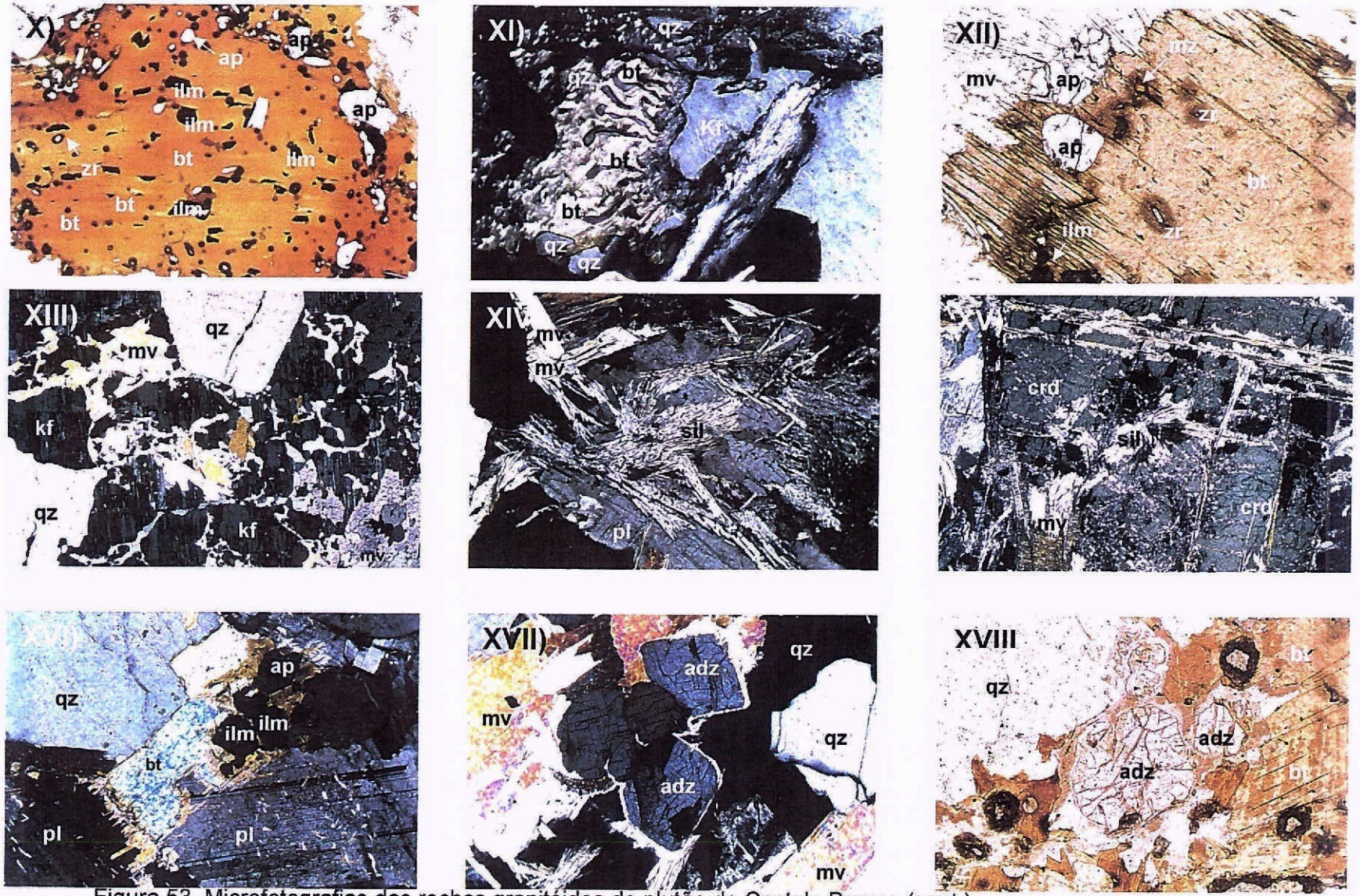

Figura 53. Microfotografias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.).

X. Secção de biotite (bt) com inclusões de apatite (ap), zircão (zr) e ilmenite (ilm). Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (G2). (× 10).

XI. Intercrescimento de (bt) e quartzo (qz) no contacto com feldspato potássico (kf). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (×100).

XII. Biotite (bt), contactando com moscovite (mv), com inclusões de zircão (zr), monazite (mz), apatite (ap) e ilmenite (ilm). Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico (G5). (× 25).

XIII. Micropegmatite e inclusões de moscovite (mv) no feldspato potássico (kf) contactando com quartzo (qz). Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico (G3). (× 10).

XIV. Silimanite (sil) no bordo da moscovite tabular (mv) e associada a plagioclase (pl). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 25).

XV. Silimanite (sil) e moscovite (mv) secundária e associadas à cordierite (crd). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 10).

XVI. Moscovite (mv) sob a forma de palhetas no bordo da biotite (bt). A biotite tem inclusões de apatite (ap) e ilmenite (ilm), contactando com quartzo (qz) e plagioclase (pl). Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G1). (×25).

XVII. Andaluzite (adz) euédrica, fracturada inclusa na moscovite (mv), com quartzo (qz) associado. Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico (G3). (× 25).

XVIII. Andaluzite (adz) fracturada inclusa na biotite (bt) e quartzo (qz). Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico (G3). (× 25).

Figura 53. Microfotografias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.).

XIX. Cordierite (crd) parcialmente inclusa na moscovite (mv) e alterada para pinite (pn). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 25).

XX. Turmalina (tr) zonada substituindo e rodeando a biotite (bt) e contactando com quartzo (qz) e feldspato potássico (kf). A biotite contem inclusões de zircão (zr). Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G1). (×25).

XXI. Turmalina não zonada (tr) substituindo e rodeando feldspato potássico (kf) e quartzo (qz). Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G1). (×25).

XXII. Turmalina (tr) zonada com inclusões de biotite (bt), zircão (zr), apatite (ap) e ilmenite (ilm), contactando com plagioclase (pl). Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (G2). (× 25).

XXIII. Cristal de apatite (ap) prismático e fracturado no bordo da biotite (bt) e associada à ilmenite (ilm). G1. Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G1). (× 100).

XXIV. Biotite com inclusões de zircão (zr), monazite (mz), apatite (ap) e ilmenite (ilm). Contacta com quartzo (qz). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 25).

XXV. Biotite com inclusões de zircão (zr) e monazite (mz), intercrescida com moscovite (mv) e com inclusão de andaluzite (adz) no bordo inferior e contactando com quartzo (qz). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 25).

XXVI. Biotite com inclusões de zircão (zr), apatite (ap) e ilmenite (ilm), rodeada por plagioclase (pl), moscovite (mv) e parcialmente substituída por turmalina (tr). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 25).

XXVII. Ilmenite (ilm) associada a plagioclase (pl) e biotite (bt). Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4). (× 25).

É contemporânea da biotite com que está intercrescida (Fig. 53.XVI). Ocorre moscovite primária nos bordos da biotite sob a forma de palhetas.

Há também moscovite secundária resultante da alteração da plagioclase (Fig. 53.VIII).

A andaluzite e a cordierite foram apenas encontradas no granodiorito G3 e no granito G4, geralmente associadas à moscovite. A andaluzite ocorre sob a forma de cristais euédricos inclusos na moscovite e biotite (Figs. 53.XVII, XVIII), enquanto que a cordierite ocorre sob a forma de cristais prismáticos euédricos, parcialmente inclusa na moscovite. A cordierite apresenta inclusões de silimanite (Fig. 53.XV) e está geralmente alterada para pinite (Fig. 53.XIX).

A silimanite apenas foi encontrada em algumas amostras. Ocorre sob a forma de concentrações aciculares inclusas na plagioclase e na cordierite (Figs. 53.XIV, XV). No granodiorito G4, foi encontrada como inclusão na cordierite (Fig. 53.XV).

A turmalina é subédrica a anédrica, substitui parcialmente as micas (Fig. 53.XX, XXI, XXII) e feldspato potássico (Fig. 53.XXI) e envolve quartzo. É, geralmente, não zonada mas, por vezes, com ligeiro zonamento concêntrico, apresentando um pequeno núcleo e um bordo mais largo. Os cristais são pleocróicos variando de ω – azul esverdeado a ε – azul claro, no núcleo, e de ω - castanho a ε – amarelo acastanhado no bordo. Quando não apresenta zonamento (Fig. 53.XXI), o pleocroísmo é o referido para o bordo dos cristais levemente zonados. Tem inclusões de biotite, apatite, zircão e ilmenite (Figs. 53.XX, XXII).

O zircão apresenta-se sob a forma de cristais euédricos, enquanto que a monazite é arredondada (Figs. 53.XII, XXIV, XXV). Ambos os minerais acessórios ocorrem essencialmente inclusos na apatite, biotite e plagioclase. Estes minerais são facilmente identificados pelos seus halos pleocróicos bem definidos (Figs. 53.X, XII, XX, XXI, XXII, XXIV, XXV, XXVI).

A apatite é o acessório menor que ocorre em maior quantidade. Tem forma prismática ou em bastonete bastante desenvolvida, inclusa na biotite ou ainda dispersa pela

rocha associada a outros minerais (Figs. 53.X, XII, XVI, XXII). Geralmente fracturada (Fig. 53.XXIII).

A ilmenite é o opaco mais abundante. Ocorre preferencialmente como inclusão na biotite e nas suas clivagens mas, também, dispersa pela rocha (Figs. 53.X, XII, XVI, XXII, XXIII, XXIV, XVI, XVII).

A esfena é um mineral de alteração, anédrico, e raro que se apresenta sob a forma de aglomerados ou em cristais isolados, no granito moscovítico-biotítico G5. Está quase sempre associada à biotite alterada, particularmente ao longo dos planos de clivagem ou nos seus bordos ou à ilmenite.

5.2. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES

Os valores médios e desvio padrão das análises químicas e elementos menores de cada uma das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco são apresentados na Tabela 33. As análises químicas de óxidos e elementos menores das várias amostras de rochas estudadas são dadas no Anexo VIII. A média e o desvio padrão da norma CIPW obtida para cada um dos granitóides é apresentada na Tabela 34 e os resultados de todas as amostras são apresentadas no Anexo IX.

O índice molecular A/(CNK) = mol. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$, ou índice de saturação em alumina, permite classificar as rochas granitóides quanto à sua aluminosidade (Shand, 1947). Os valores mínimo e máximo de A/CNK (Tabela 35) indicam que todas as rochas granitóides são peraluminosas e possuem A/(CNK) ≥ 1.10. Os valores de A/CNK tendem a aumentar de G2, para G3, G4 e G5 (Tabela 35).

Tabela 34. Média e desvio padrão das normas C.I.P.W. das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Qz.	C.	Or.	Ab.	An.	HyFe	HyMg	Mt.	il.	Ap.	H_2O+	H_2O-	Total
	G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico												
Média	28.73	2.92	28.54	35.17	0.20	1.34	0.93	0.34	0.33	0.84	0.70	0.07	100.12
Dpadrão	0.50	0.26	0.71	0.75	0.23	0.34	0.16	0.10	0.04	0.06	0.22	0.04	
n = 10													
	G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico												
Média	24.93	2.82	24.36	32.64	5.14	4.57	2.74	0.24	1.01	0.71	0.69	0.04	99.90
Dpadrão	0.29	0.12	0.66	0.89	0.46	0.26	0.11	0.13	0.05	0.02	0.12	0.01	
n = 6													
	G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico												
Média	26.83	2.68	27.29	33.46	2.64	3.06	1.62	0.34	0.67	0.78	0.66	0.06	100.09
Dpadrão	1.05	0.41	1.52	0.66	0.49	0.29	0.12	0.13	0.05	0.06	0.11	0.02	
n = 4													
	G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas												
Média	29.52	2.68	27.49	32.61	1.69	2.47	1.34	0.30	0.54	0.80	0.65	0.08	100.16
Dpadrão	1.80	0.34	1.86	2.08	0.91	0.36	0.13	0.11	0.10	0.11	0.17	0.02	
n = 11													
	G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico												
Média	34.68	3.75	27.01	29.69	0.00	1.25	0.61	0.41	0.29	0.80	1.29	0.03	99.81
Dpadrão	1.70	0.11	1.15	0.42	0.00	0.17	0.10	0.05	0.03	0.18	1.01	0.02	
n = 3													

Dpadrão – desvio padrão. n – número de normas.

Tabela 33. Valores médios e desvio padrão das análises químicas (%) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1		G2		G3		G4		G5	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
	n = 10		n = 6		n = 4		n = 11		n = 3	
SiO_2	72.65	0.26	69.04	0.23	71.01	0.50	72.40	0.55	73.51	0.70
TiO_2	0.17	0.02	0.54	0.03	0.36	0.02	0.28	0.05	0.15	0.02
Al_2O_3	15.06	0.14	15.56	0.15	15.15	0.23	14.68	0.34	14.47	0.31
Fe_2O_3	0.23	0.07	0.19	0.10	0.23	0.09	0.20	0.07	0.28	0.03
FeO	0.97	0.17	3.01	0.12	2.06	0.19	1.66	0.22	0.93	0.09
MnO	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01
MgO	0.37	0.07	1.12	0.06	0.65	0.05	0.54	0.05	0.24	0.04
CaO	0.52	0.04	1.45	0.08	0.98	0.08	0.79	0.14	0.46	0.10
Na_2O	4.16	0.09	3.87	0.09	3.96	0.08	3.85	0.25	3.51	0.05
K_2O	4.83	0.12	4.11	0.10	4.62	0.26	4.65	0.32	4.57	0.19
P_2O_5	0.38	0.04	0.31	0.01	0.34	0.03	0.34	0.05	0.40	0.05
H_2O+	0.70	0.22	0.63	0.18	0.66	0.11	0.65	0.17	1.29	1.00
H_2O-	0.07	0.04	0.04	0.01	0.06	0.02	0.08	0.02	0.03	0.02
Total	100.14	0.20	99.92	0.16	100.09	0.07	100.16	0.23	99.86	0.54
F	1331	408	1264	295	1224	262	1375	474	1574	511
Ga	22	1	22	1	21	1	21	1	23	2
Cr	24	4	42	3	29	2	25	5	10	2
W	12	2	13	1	14	5	12	1	*	-
V	11	3	50	3	29	3	22	5	9	3
Nb	9	1	16	1	13	1	12	1	13	-
Sn	18	6	11	1	11	1	14	4	13	1
Zn	64	10	75	18	70	6	67	11	77	3
Cd	*	1	*	-	*	1	*	-	*	-
Li	215	24	143	9	139	18	159	48	185	16
Ni	*	1	10	2	5	1	5	1	5	-
Co	*	-	6	1	*	1	*	-	5	-
Zr	82	8	226	11	151	15	123	19	75	6
Cu	8	1	12	2	8	4	8	2	9	1
Sc	*	-	9	1	6	-	7	-	*	-
Y	7	1	21	3	14	3	12	2	8	2
Sr	45	2	111	3	72	5	58	12	23	8
Pb	26	1	25	1	25	1	24	2	21	2
Ba	199	20	488	14	330	29	252	57	144	38
Rb	281	12	186	12	222	11	242	35	322	14
Cs	35	10	16	2	18	2	18	5	24	5
U	9	2	6	1	8	1	9	2	8	1
Th	7	3	13	-	9	2	8	2	4	-
Ta	*	1	4	1	*	1	4	1	*	-
Hf	*	-	7	-	5	1	4	-	*	-
Sb	*	-	*	-	*	-	*	-	*	-
As	16	12	9	-	12	-	13	6	*	-
Ag	*	-	*	-	*	-	3	1	*	-
Bi	4	1	4	1	4	1	4	-	*	-
Ge	*	-	*	-	*	-	*	-	21	5
Ce	29	8	74	10	43	4	36	5	12	4
La	15	5	27	10	17	8	15	5	4	5
Yb	*	-	*	15	*	-	*	-	4	5

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Dpadrão – desvio padrão. n – número de amostras. * - valor abaixo do limite de detecção. – sem significado. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 35. Variação do índice molecular A/(CNK) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1		G2		G3		G4		G5	
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.
A/(CNK)	1.12	1.19	1.15	1.17	1.10	1.18	1.10	1.18	1.23	1.27

A/(CNK) = mol. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$. min – valor mínimo; máx – valor máximo. G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

A projecção das amostras dos granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama de minerais característicos de Debon e Le Fort (1983), é apresentado na Fig. 54. Neste diagrama é representado o grau de peraluminosidade das rochas, através da relação entre A=Al-(K+Na+2Ca) versus o parâmetro B=Fe+Mg+Ti, relativo ao quantitativo de minerais máficos.

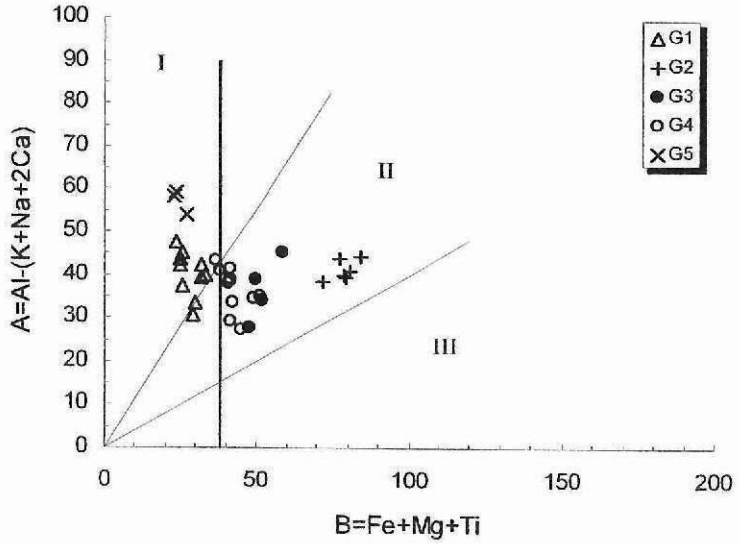

Figura 54. Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama químico-mineralógico A-B de Debon e Le Fort (1983). A e B são expressos em milicatiões por 100g de rocha. Campos: I – moscovite > biotite; II – biotite > moscovite; III – biotite. Os leucogranitos estão no campo entre a recta vertical e o eixo dos yy. G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

Os granitóides de Castelo Branco constituem uma associação peraluminosa, com o parâmetro A positivo; como confirmado com o índice A/CNK superior a 1.10 (Tabela 35). A maioria das amostras dos granitos G1 e G5 projectam-se no campo onde a moscovite primária predomina sobre a biotite, enquanto que as amostras dos granodioritos G2 e G3 e do granito G4 situam-se no campo em que a biotite predomina sobre a moscovite. A projecção das amostras dos granitóides de Castelo Branco (Fig. 54) confirma os dados petrográficos apresentados (Tabela 32).

Nos diagramas químico-mineralógicos B-F e Q-F de La Roche (1964), as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, embora apresentem conteúdos mineralógicos semelhantes como apresentado no capítulo da petrografia, é possível observar algumas tendências evolutivas (Fig. 55). O granodiorito G2 destaca-se das restantes rochas granitóides pelos valores mais elevados do parâmetro B e valores menos elevados do parâmetro F que se traduzem numa maior percentagem de biotite e de plagioclase e numa menor percentagem de quartzo, feldspato potássico e moscovite, o que está de acordo com as composições modais. Do granodiorito G2 para o granodiorito G3 e granitos G4 e G5 observa-se uma tendência de decréscimo do parâmetro B associado ao aumento do parâmetro F. A variação do parâmetro Q não é tão evidente, embora no granito G5 atinja os valores mais elevados (Fig. 55). O granito G1, por sua vez, não pode ser individualizado dos restantes granitóides por se sobrepor aos outros, sendo dos mais pobres em B, por ter pouca biotite (Tabela 32) (Fig. 55).

No diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily e El Sokkary (1975), os granodioritos G2 e G3 e as amostras menos evoluídas do granito G4 projectam-se no campo dos granitos normais (Fig. 56). Portanto, os granodioritos não se projectam no seu campo por possuírem mais Rb e menos Sr do que esse campo. As restantes amostras dos granitos G4 e G5 e o granito G1 situam-se no campo dos granitos muito diferenciados, mas algumas amostras de G4 possuem um pequeno enriquecimento em Sr em relação a este campo.

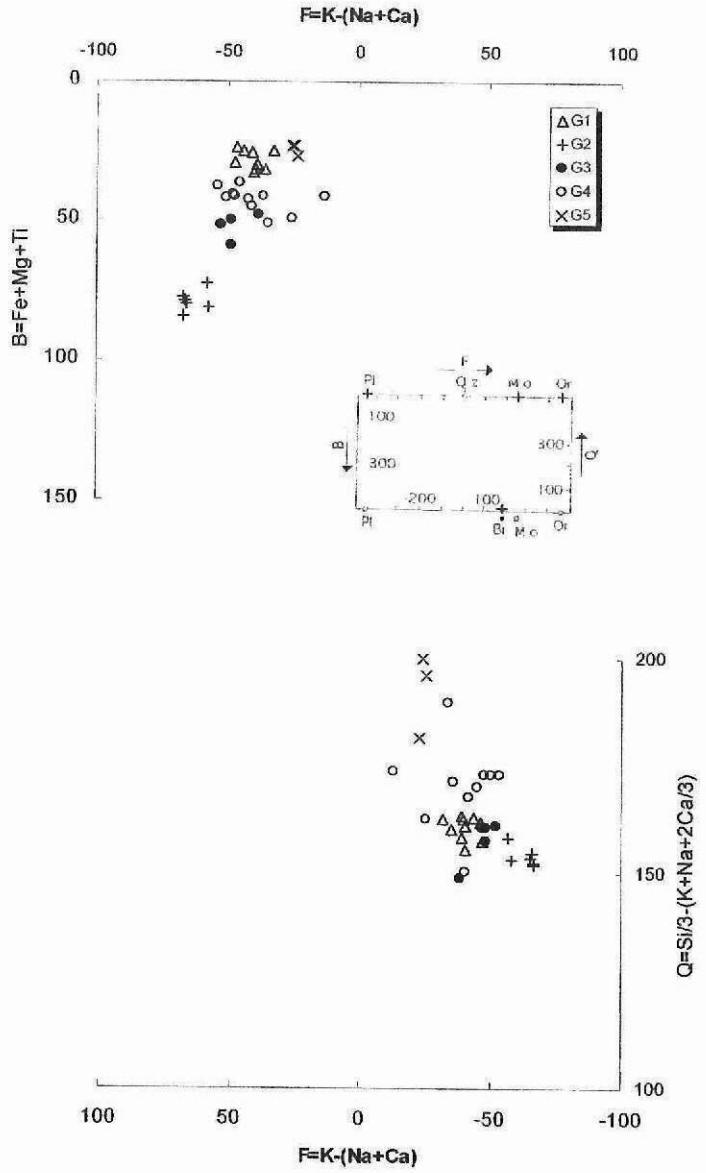

Figura 55. Representação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco nos diagramas químico-mineralógicos B-F e Q-F de La Roche (1964). B, F e Q expressos em milicatiões por 100 g de rocha. Q = 1/3Si-(K+Na+2/3Ca); F = K-(Na+Ca); B = Fe+Mg+Ti. Qz – quartzo; Mo – moscovite; Or – ortoclase; Bi – biotite; Pl – plagioclase.

As rochas granitóides do plutão de Castelo Branco apresentam características de rochas magnesianas (Fig. 57.a). O granito G5 projecta-se na parte superior da recta de regressão para a variação FeO/(FeO+MgO) versus SiO_2, devido aos valores relativamente elevados de FeO/(FeO+MgO) que possui. Contudo, mantém as características de granito magnesiano (Fig. 57.a).

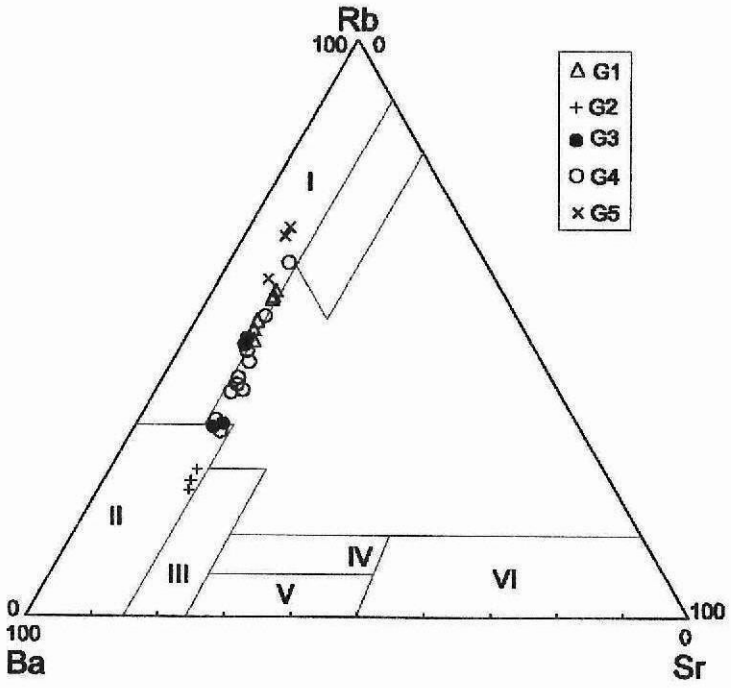

Figura 56. Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama Rb-Sr-Ba de El Bouseily e El Sokkary (1975), com a extensão do campo dos granitos fortemente diferenciados de Biste (1979). Campos: I – granitos fortemente diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; IV – granodioritos; V – quartzo dioritos; VI – dioritos.

O índice alcalino-cálcico modificado (MALI), Na_2O+K_2O-CaO, é directamente proporcional ao teor em SiO_2, individualizando-se os campos das séries cálcicas, calco-

alcalinas, alcalino-cálcicas a alcalinas (Frost et al., 2001). As rochas granitóides do plutão de Castelo Branco projectam-se no campo da série de rochas alcalino-cálcicas (Fig. 57.b).

Os granitóides de Castelo Branco são rochas peraluminosas de acordo com Frost et al. (2001), com um valor A/CNK ≥ 1.0 (Tabela 35). Além disso, os granitóides G3 e G4 possuem andaluzite, silimanite e cordierite, que são ricos em Al.

Os leucogranitos peraluminosos mostram uma variação na razão FeO/(FeO+MgO) que poderá estar associada a diferenças composicionais da fonte magmática (Nabelek et al., 1992), bem como, ao grau de fusão associado (Holtz e Johannes, 1991; Patiño Douce e Harris, 1998). As variações do índice MALI, índice alcalino-cálcico modificado, por sua vez, poderão estar associados à fonte magmática, bem como, aos processos de diferenciação magmática (Frost et al., 2001). Nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, a variação encontrada para a razão FeO/(FeO+MgO) para G1, G2 e G5 poderá apoiar as diferenças composicionais da fonte magmática ou diferentes graus de fusão que lhe estarão associados (Figs. 57.a, 57.b).

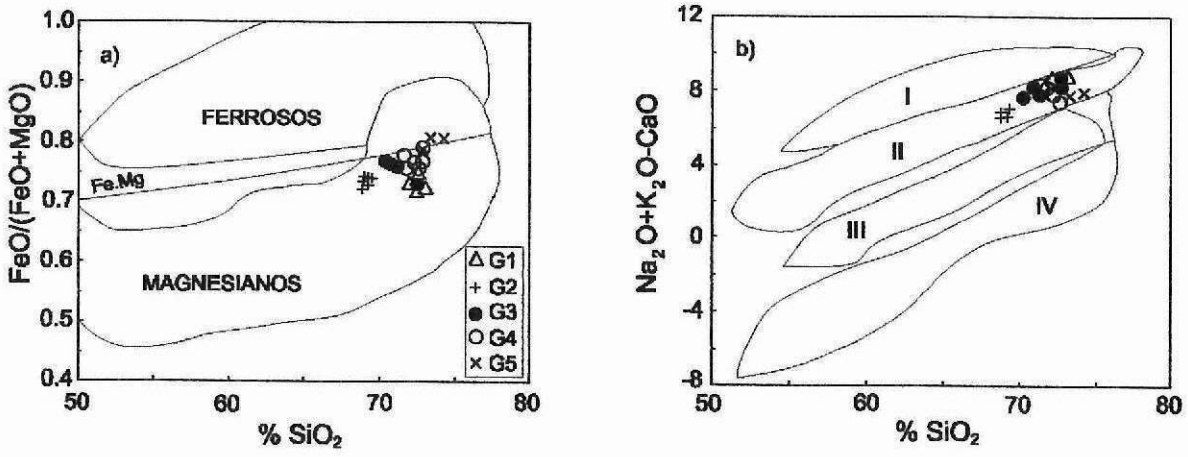

Figura 57. Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco nos diagramas: a) SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO); b) SiO_2 versus Na_2O+K_2O-CaO. Campo das séries de rochas: I. alcalinas; II. alcalino-cálcicas; III. calco-alcalinas; IV. cálcicas (Frost et al., 2001).

No diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO), as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco projectam-se no campo dos granitos de tipo S (Fig. 58).

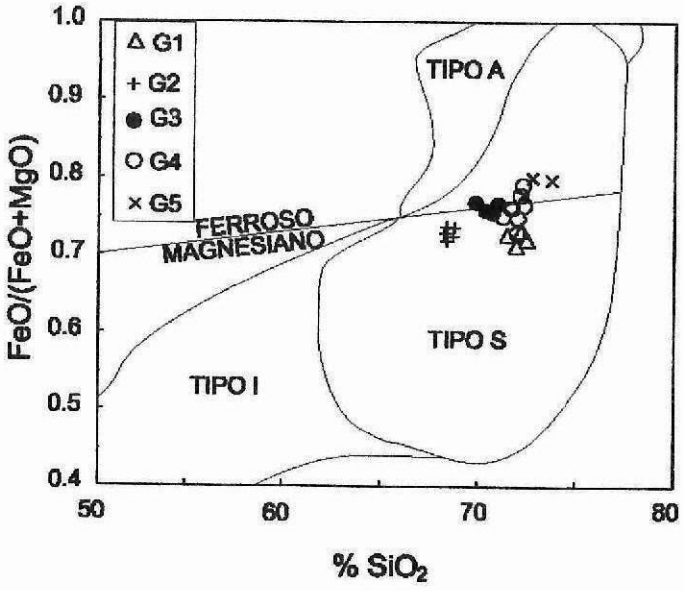

Figura 58. Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama SiO_2 versus FeO/(FeO+MgO) mostrando os campos de variação das rochas de Lachland Fold Belt de Frost et al. (2001).

Vários diagramas propostos por diversos autores, que relacionam a composição química das rochas e o contexto geodinâmico de instalação, foram testados para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. Contudo, os resultados obtidos nem sempre foram conclusivos.

A representação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama R1 versus R2, de La Roche et al. (1980), modificado por Batchelor e Bowden (1985), mostra que correspondem dominantemente a granitos sin-tectónicos (Fig. 59). Contudo, algumas amostras do granodiorito G2, projectam-se na transição para o domínio post-tectónico (Fig. 59).

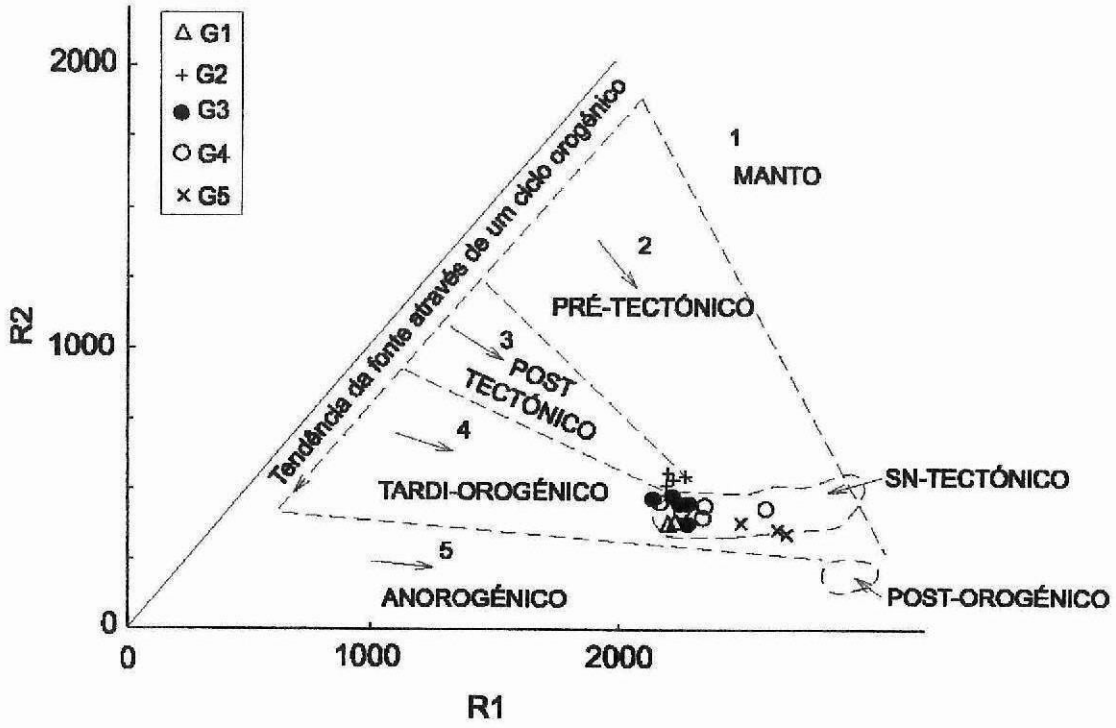

Figura 59. Projecção das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980), com os campos tectónicos de Batchelor e Bowden (1985). Zonas de associações tectónico-magmáticas: 1. toleítica; 2. calco-alcalina e trondjemítica; 3. calco-alcalina com elevado K; 4. subalcalina monzonítica; 5. alcalina e peralcalina. R1 = 1000[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]; R2 = 1000 (6Ca+2Mg+Al).

A representação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco nalguns dos diagramas de Pearce et al. (1984) mostra que se projectam no campo dos granitos sin-colisão (Figs. 60.a, 60.b, 60.c); o que está de acordo com a classificação de granitos tardi a pós F3, atribuída por Ferreira et al. (1987), aos granitos porfiróides, biotíticos, do norte e centro de Portugal.

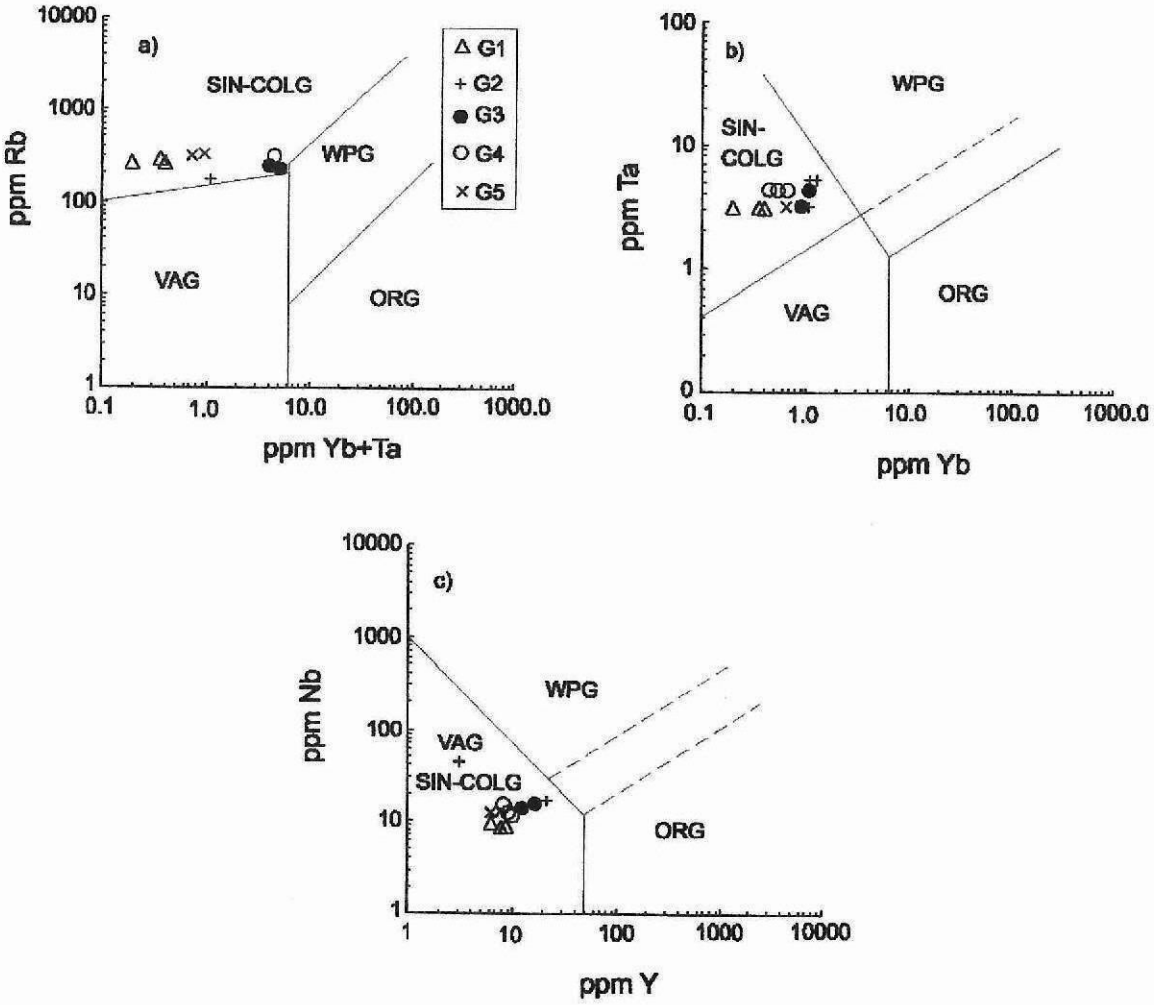

Figura 60. Diagramas: a) (Yb+Ta) versus Rb; b) Yb versus Ta; c) Y versus Nb segundo Pearce et al. (1984) para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. SIN-COLG – granitos de sin-colisão; VAG – granitos dos arcos vulcânicos; WPG – granitos intra-placa; ORG – granitos das cristas oceânicas.

Na figura 61 é apresentado o diagrama geoquímico para a média das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, normalizado para o granito hipotético da crista oceânica (ORG). Os granitóides possuem anomalias positivas de Rb, Th e Sm e negativa de Ba e Nb (Fig. 61), indicando que são granitos de origem dominantemente crustal, pois estão enriquecidos em Rb e Th relativamente a Ta e Nb e em geral (excepto G5) estão também enriquecidos em Ce e Sm em relação aos seus elementos adjacentes. Os granitos G1 e G5

possuem teores de Zr a Yb inferiores aos do factor normalizador à semelhança dos granitos de colisão.

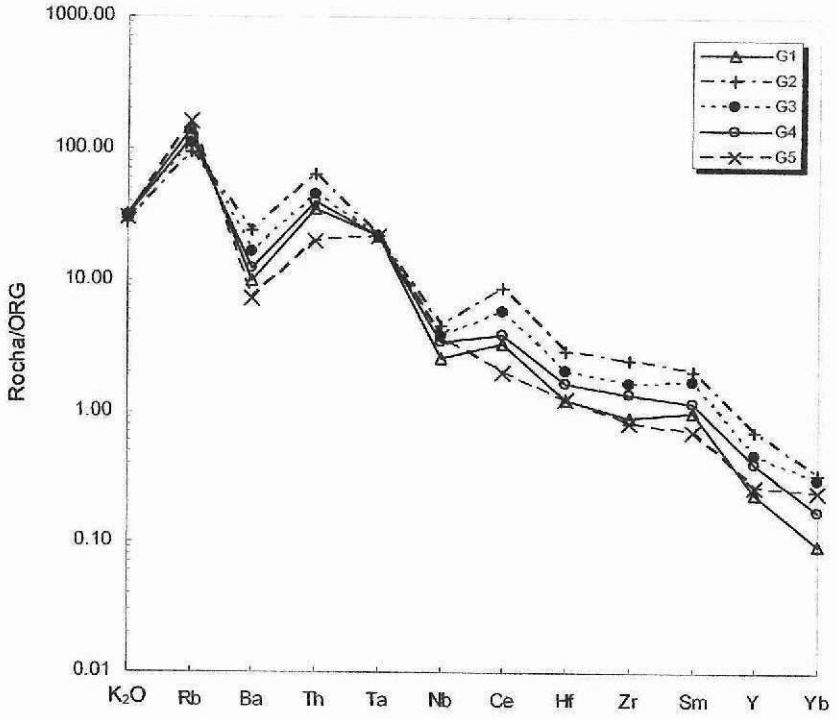

Figura 61. Diagramas geoquímicos normalizados para ORG das médias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

Os granitos G1 e G5 tendem a possuir uma composição química idêntica. Contudo, o granito G1 tende a ser mais rico em MgO, Na_2O, Cr, Zr, Sr e Pb, e com teores mais baixos de Nb e Rb do que o granito G5. O granodiorito G2, por sua vez, é o menos evoluído, pois possui os mais baixos valores de SiO_2, K_2O e Rb e dos mais altos de TiO_2, Al_2O_3, FeO_{total}, MgO, CaO, Cr, V, Ni, Zr, Sc, Y, Sr, Ba e Th (Tabela 33; Anexo VIII), sugerindo que poderá representar um magma parental. O granito G5 é o mais evoluído do plutão de Castelo Branco, pois atinge os valores mais elevados de A/CNK, SiO_2 e Rb e os mais baixos de MgO, Cr e Sr (Tabelas 33, 35; Anexo VIII).

5.2.1. *Diagramas de Variação*

Nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, alguns valores de SiO_2 são semelhantes em granitóides distintos, sobrepondo-se e não permitindo uma forte discriminação entre as várias rochas granitóides; pelo que foi seleccionado o FeO_{total} das rochas como índice de diferenciação, pois permite distinguir melhor os granitóides do que SiO_2.

Os diagramas de variação de SiO_2, MgO, Ba, Ba/K, Li/Mg, Th, Cr, Sr, Rb, K/Rb, Sr/(K+Ca) e Rb/Ba (Fig. 62.a) mostram que os granodioritos porfiróides biotítico-moscovíticos G2 e G3, o granito porfiróide de duas micas G4 e o granito moscovítico-biotítico G5 definem curvas, sugerindo uma sequência, enquanto o granito moscovítico-biotítico G1, que intruiu no núcleo do plutão, se projecta fora das curvas, indicando não pertencer à sequência (Antunes et al., 2004). Contudo, verifica-se alguma dispersão em amostras do granito de duas micas G4 que pode ser atribuído a alguns efeitos metassomáticos. Nos diagramas de variação de TiO_2, CaO, V e Zr verifica-se também um decréscimo geral do granodiorito G2 para o granito G5, mas G1 sobrepõe-se a G5 (Fig. 62.b).

As rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, possuem teores médios de Sn compreendidos entre 11 e 18 ppm (Tabela 33), mostrando que não são granitos estaníferos (Lehmann, 1990). O granito G1 tem algumas amostras em que os teores de Sn atingem 28 ppm (Anexo VIII), as quais apresentam alguns efeitos metassomáticos e os teores de Sn aumentam com a alteração hidrotermal (e.g., Neiva, 2002).

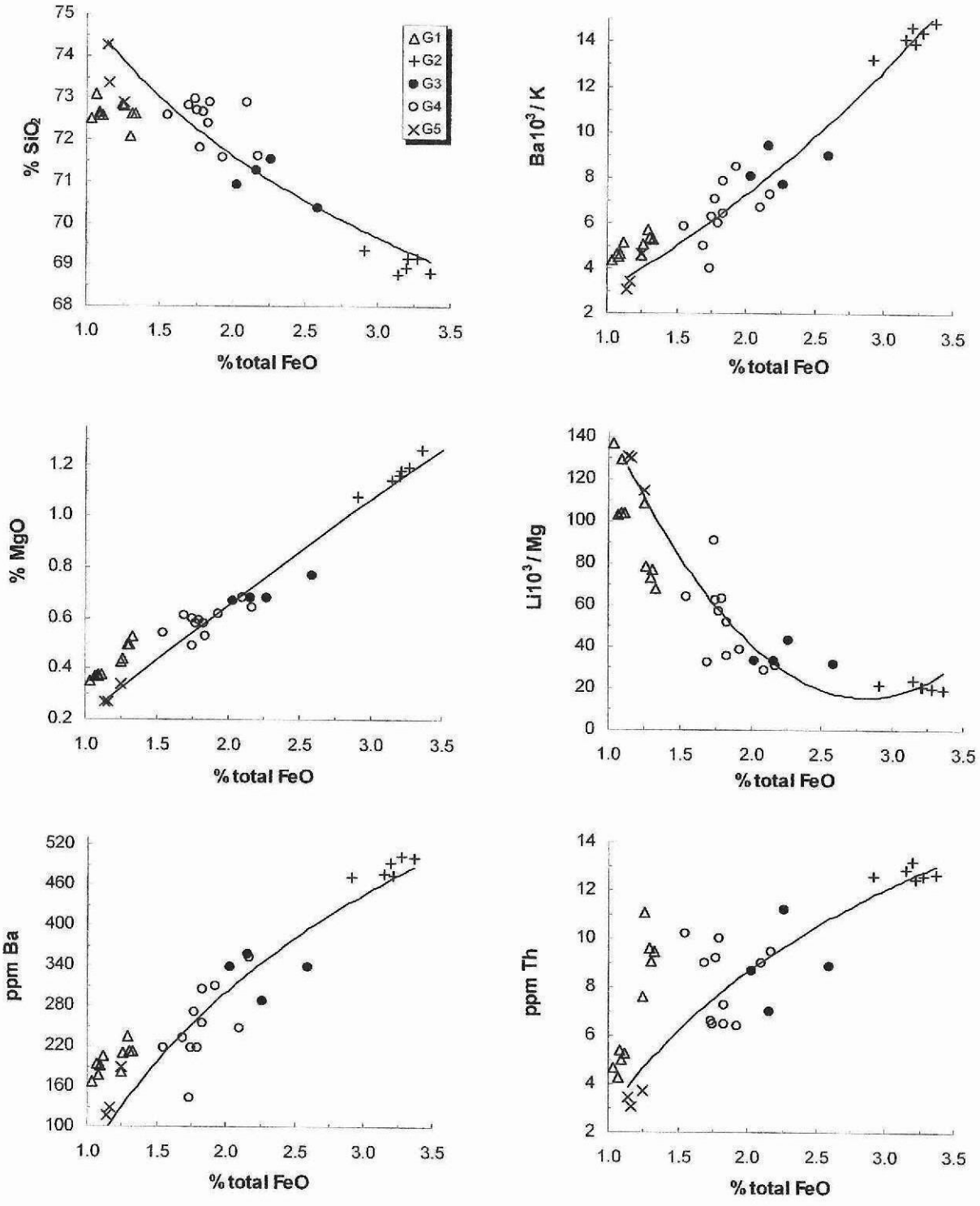

Figura 62.a. Diagramas de variação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

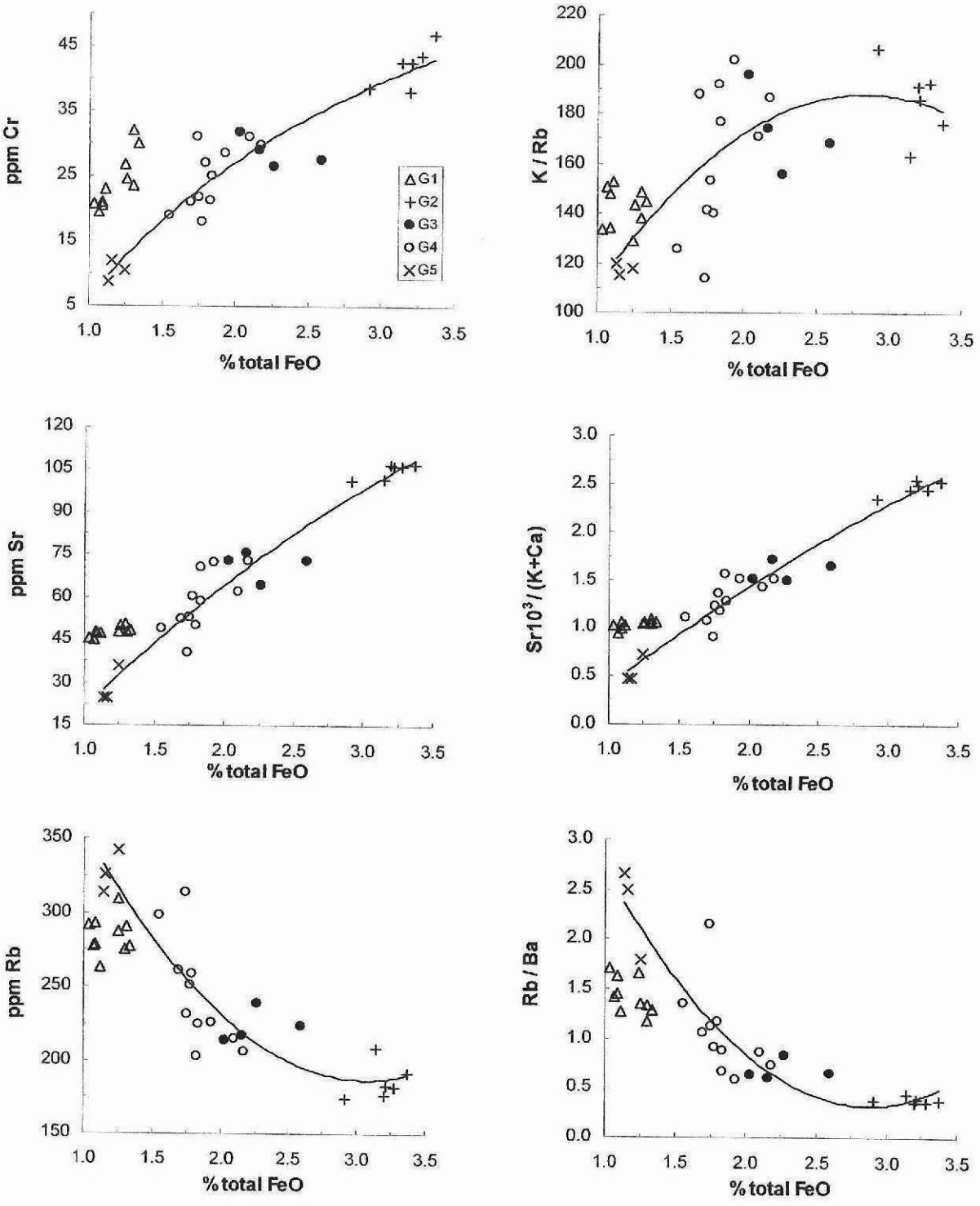

Figura 62.a. Diagramas de variação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. (cont.)

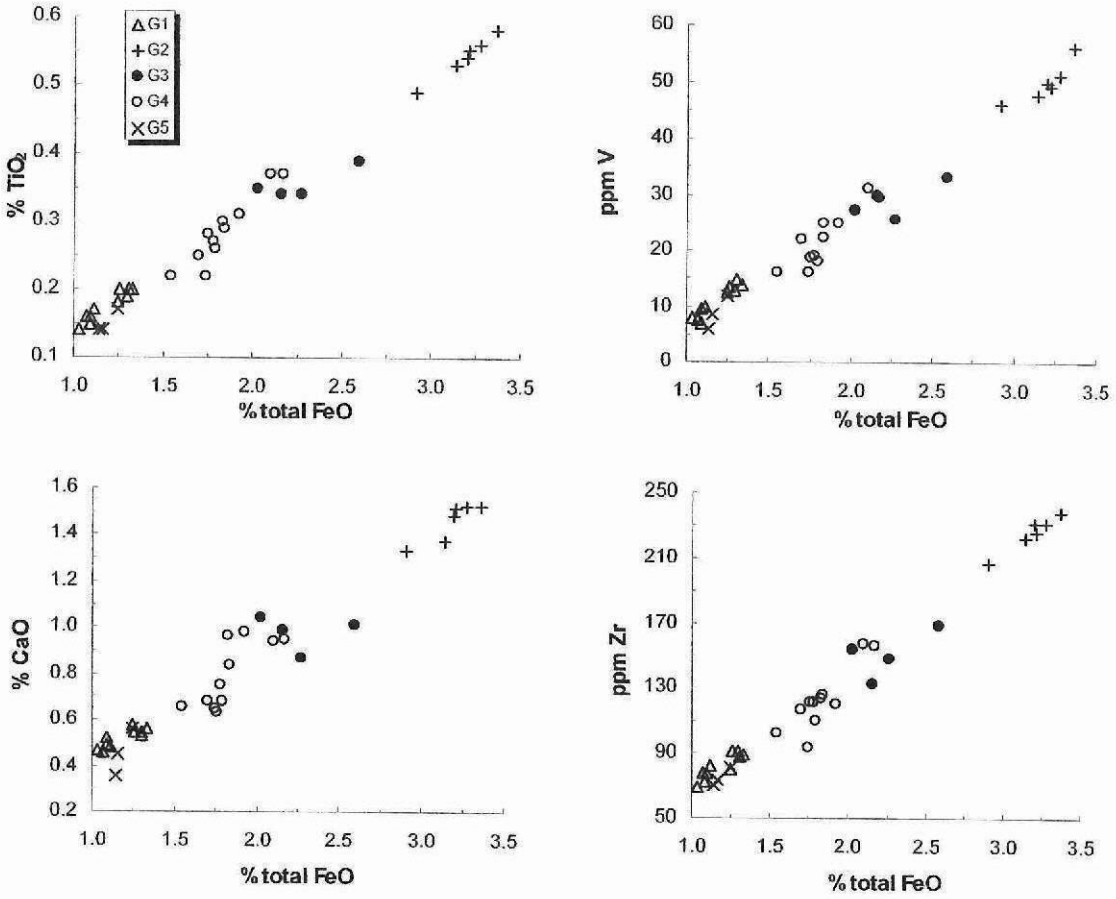

Figura 62.b. Diagramas de variação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

5.2.2. *TERRAS RARAS*

Alguns minerais acessórios como a esfena, zircão, alanite, apatite e monazite, possuem elevados coeficientes de distribuição para as REE, levando à sua concentração (Bea, 1996). As variações nas REE estarão dependentes da fraccionação dos minerais acessórios, ocorrendo uma diminuição no somatório das REE no processo de diferenciação das rochas graníticas.

As terras raras dos granitóides do plutão de Castelo Branco são apresentadas na Tabela 36 e os diagramas normalizados para condrito na Figura 63. Na normalização das terras raras para as do condrito foram usados os coeficientes propostos por Taylor e McLennan (1985).

Os cinco granitóides G1 a G5 têm perfis enriquecidos em terras raras leves comparativamente com as terras raras pesadas, como mostrado pelo quociente La_N/Lu_N de 7 a 33 (Tabela 36) e com anomalias negativas de Eu (Fig. 63), característicos de magmas derivados de protólitos metassedimentares (Nabelek e Glascock, 1995). A fraccionação dentro das terras raras pesadas (Gd_N/Lu_N = 2 - 10) é mais pronunciada do que para as terras raras leves (La_N/Sm_N = 2 - 4); tal como encontrado noutras rochas granitóides de Portugal (e.g., Neiva, 1998). O granito G1 apresenta o maior fraccionamento de terras raras leves relativamente às terras raras pesadas (La_N/Lu_N = 22 - 33) e maior fraccionamento dentro das terras raras pesadas (Gd_N/Lu_N = 6 - 10) (Tabela 36; Fig. 63.a). O granodiorito G2 é o mais rico em todas as terras raras (Tabela 36), pois é o que possui mais apatite (Tabela 32) e zircão, visto ser o mais rico em Zr (Tabela 33) e provavelmente será o mais rico em monazite. O granito G5 é o mais pobre em terras raras leves e com o menor fraccionamento de terras raras leves em relação às terras raras pesadas (La_N/Lu_N = 7) e menor fraccionamento dentro das terras raras pesadas (Gd_N/Lu_N = 2) (Tabela 36; Fig. 63. f).

Os granitóides G2, G3 e G4 mostram perfis de terras raras subparalelos com decréscimo de todas as terras raras e aumento na anomalia negativa de Eu do granodiorito

Tabela 36. Terras raras (ppm) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1			G2			G3		G4			G5		
	GCL7	CALT	GEB2	GIN	GIN4	INFX2	PC	BCAL	GR	GM	NAC	LARDO	SO2	LC1
La	13.43	11.33	7.54	37.96	38.68	37.40	25.59	24.31	19.18	14.91	12.55	9.90	8.60	7.70
Ce	37.83	36.46	24.50	90.16	90.85	83.72	58.79	57.19	45.29	37.74	32.65	23.60	19.10	17.70
Pr	4.15	3.66	2.39	9.40	9.56	9.16	6.82	6.82	5.40	4.48	3.63	2.90	2.40	2.31
Nd	16.41	15.12	9.42	36.36	36.65	37.06	26.82	27.03	22.52	18.26	15.11	11.40	9.10	8.60
Sm	3.77	3.53	2.76	6.59	6.71	6.85	5.95	5.44	4.55	3.69	3.46	2.80	2.20	2.10
Eu	0.41	0.36	0.30	1.20	1.19	1.20	0.98	0.73	0.71	0.48	0.38	0.32	0.25	0.22
Gd	2.71	2.46	2.30	5.03	4.88	4.99	4.86	3.88	3.35	2.77	2.56	2.46	2.41	1.77
Tb	0.35	0.30	0.30	0.68	0.65	0.70	0.69	0.55	0.48	0.36	0.38	0.40	0.37	0.26
Dy	1.44	1.44	1.24	3.50	3.27	3.38	3.18	2.67	2.30	1.81	1.64	1.96	1.85	1.37
Ho	0.23	0.20	0.17	0.61	0.56	0.56	0.54	0.47	0.37	0.29	0.28	0.33	0.35	0.25
Er	0.46	0.41	0.30	1.49	1.30	1.37	1.42	1.09	0.88	0.64	0.63	0.91	0.88	0.65
Tm	0.06	0.06	0.03	0.20	0.18	0.18	0.18	0.14	0.13	0.09	0.08	0.13	0.14	0.11
Yb	0.40	0.36	0.20	1.24	1.06	1.10	1.08	0.96	0.69	0.54	0.49	0.90	0.90	0.70
Lu	0.04	0.05	0.03	0.18	0.14	0.16	0.14	0.11	0.11	0.08	0.07	0.15	0.13	0.11
Σ REE	81.7	75.7	51.5	194.6	195.7	187.8	139.1	131.4	106.0	86.1	73.9	58.2	48.7	43.9
La_N/Lu_N	33.2	21.7	27.7	22.4	28.3	24.0	18.7	24.7	18.2	20.1	18.3	6.9	6.9	7.3
Gd_N/Lu_N	8.0	5.7	10.1	3.6	4.3	3.8	4.3	4.7	3.8	4.5	4.5	2.0	2.3	2.0
La_N/Sm_N	2.2	2.0	1.7	3.6	3.6	3.4	2.7	2.8	2.7	2.5	2.3	2.2	2.5	2.3
Eu/Eu*	0.38	0.36	0.36	0.61	0.61	0.60	0.54	0.47	0.53	0.44	0.37	0.39	0.35	0.37

N – valor normalizado para condrito. * - valor de Eu interpolado entre o Sm e Gd normalizados. A ordem dos resultados em cada granitóide corresponde a valores crescentes de SiO_2. G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

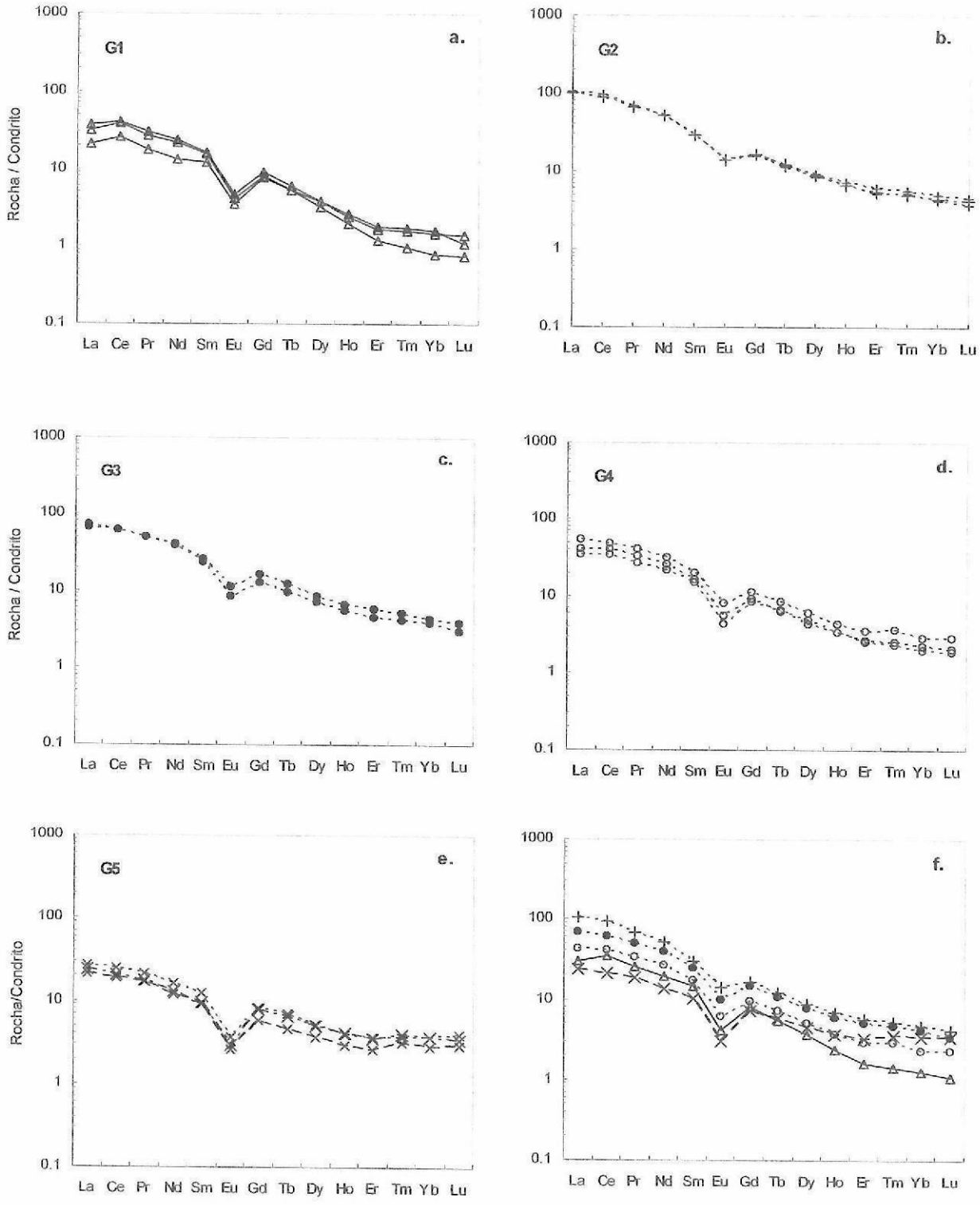

Figura 63. Diagramas de terras raras normalizadas para condrito das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. Amostras representativas de: a. G1; b. G2; c. G3; d. G4; e. G5; f. média das rochas granitóides G1 a G5 em que: Δ - G1, + - G2, • - G3, o - G4, × - G5.

biotítico-moscovítico G2 para o granito de duas micas G4 (Fig. 63.f), o que foi observado noutras séries de diferenciação de granitóides peraluminosos (e.g., Silva e Neiva, 1990; Gomes e Neiva, 2002). Embora o perfil de terras raras do granito moscovítico-biotítico G5 seja subparalelo, para as terras raras leves, aos perfis de G2, G3 e G4, nas terras raras pesadas corta nitidamente o perfil de G4 e tem Lu_N igual ao de G3 (Fig. 63.f), sugerindo que não pertencerá à sequência G2 a G4 (Antunes et al., 2005a). Além disso, a anomalia negativa de Eu de G5 é próxima da de G4, pois Eu/Eu* de G5 varia entre 0.35 e 0.39 e este valor é idêntico ao encontrado na amostra mais fraccionada de G4 (Tabela 36). Nos granitos do tipo S, os teores de REE, Y, Th e U decrescem das rochas menos para as mais diferenciadas (Tabelas 33, 36), pois as variações composicionais que ocorrem nos minerais principais e acessórios são uma consequência da variação do grau de saturação em aluminosidade (Bea et al., 1994a).

O granito moscovítico-biotítico G1 é mais pobre em terras raras leves do que G2, G3 e G4, mas é mais rico nestas terras raras do que G5 (Fig. 63.f). Os perfis de terras raras de G1 e G5 cortam-se nas terras raras pesadas, indicando que estes granitos não estão relacionados. G1 é o mais pobre na maioria das terras raras pesadas (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu; Tabela 36; Fig. 63.f).

5.3. GEOQUÍMICA DOS MINERAIS

5.3.1. FELDSPATOS

As composições médias, fórmulas estruturais e percentagens em moles de ortoclase (Or), albite (Ab) e anortite (An) do feldspato potássico de várias amostras dos granitóides do plutão de Castelo Branco são apresentadas na Tabela 37, e têm um pequeno intervalo de variação dentro de cada amostra.

As composições químicas, fórmulas estruturais e percentagens em moles de An, Ab e Or da plagioclase dos granitóides são dadas nas Tabela 38. Na Tabela 39 são apenas apresentadas as composições referentes aos valores extremos de An encontrados nos bordos e centros dos fenocristais de plagioclase e da plagioclase da respectiva matriz de cada granitóide. Contudo, há alguns cristais de composição homogénea.

Na Tabela 39 é apresentado o resumo das composições químicas do feldspato potássico e da plagioclase, em termos de teor de Or e de An, respectivamente, e o teor de BaO dos feldspatos potássicos.

5.3.1.1. FELDSPATO POTÁSSICO

O feldspato potássico dos granitóides de Castelo Branco apresenta teores de Or que variam entre 91 e 97 %, não apresentando diferenças significativas entre os diferentes granitóides (Tabela 39). Não foram encontradas diferenças composicionais entre o núcleo e o bordo dos cristais de feldspato potássico dos fenocristais e da matriz. Nos granitóides G2, G3 e G4, o feldspato potássico ocorre como fenocristal e como constituinte da matriz. Este feldspato da matriz possui semelhante teor de Or ao dos seus fenocristais respectivos; tal como encontrado noutros granitóides de Portugal (Neiva e Gomes, 1991; Neiva, 1993; Silva,

Tabela 37. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais representativas do feldspato potássico das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1			G2						G3				G4				G5	
	PTA12	CALT	GEB2	GIN		G14		INFX2		PC		BCAL		GM		NAC		LARDO	LC1
	mtx	mtx	mtx	fncx	mtx	fncx	mtx	fncx	mtx	fncx	mtx	fncx	mtx	fncx	mtx	fncx	mtx	mtx	mtx
SiO_2	64.30	64.75	64.53	64.50	64.54	64.12	64.74	64.74	64.90	65.10	69.31	64.74	64.55	64.96	64.24	65.10	65.00	64.29	64.17
TiO_2	-	-	-	-	0.02	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al_2O_3	18.86	18.60	19.27	18.95	18.21	18.62	18.64	18.60	18.56	17.91	14.84	18.63	18.58	17.87	18.14	18.11	18.41	18.16	18.20
FeO	0.06	-	-	0.06	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.08	0.43	0.02	-	0.04	0.03	0.32	-	-	0.06
MnO	0.03	0.01	-	0.02	-	0.01	-	-	-	0.06	0.02	-	-	0.07	0.02	0.01	-	-	0.03
MgO	-	-	-	0.00	-	-	-	0.03	-	0.00	0.17	-	-	0.02	0.06	-	0.01	-	0.04
BaO	0.12	0.10	0.13	0.34	0.23	0.29	0.25	0.29	0.27	0.22	0.08	0.26	0.09	0.25	0.13	0.23	0.05	0.18	0.16
CaO	0.03	0.01	0.02	0.14	0.03	0.01	0.05	0.03	0.02	0.00	0.04	0.01	0.03	0.01	0.10	-	0.03	0.02	0.02
Na_2O	0.71	0.69	0.55	0.85	0.64	0.81	0.72	0.54	0.47	0.40	0.20	0.87	0.38	0.62	0.63	0.48	0.30	0.32	0.86
K_2O	15.82	15.79	15.83	14.95	15.97	15.85	16.02	16.05	15.64	16.20	15.51	15.76	16.55	15.85	15.68	15.98	16.26	16.40	15.34
P_2O_5	0.05	0.01	0.02	0.17	0.60	na	na	0.21	0.17	0.06	0.13	0.08	0.16	0.38	0.53	0.03	0.36	0.55	0.64
Total	99.98	99.94	100.35	99.98	100.24	99.73	100.43	100.51	100.36	100.04	100.74	100.37	100.33	100.05	99.66	100.26	100.43	99.94	99.52
Si	11.895	11.963	11.876	11.891	11.903	11.915	11.940	11.921	11.945	12.047	12.080	11.932	11.921	12.000	11.905	12.020	11.951	11.910	11.890
Al	4.112	4.050	4.180	4.117	3.959	4.078	4.052	4.038	4.027	3.906	3.889	4.048	4.044	3.890	3.961	3.941	3.989	3.966	3.975
P	0.008	0.002	0.003	0.026	0.094	na	na	0.032	0.026	0.009	0.020	0.012	0.025	0.059	0.083	0.005	0.056	0.086	0.100
Ti	-	-	-	-	0.002	-	-	-	0.002	-	-	-	-	-	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002
Mg	-	-	-	-	-	-	-	0.008	-	0.000	0.047	-	-	0.004	0.017	-	0.002	-	0.010
Fe	0.009	-	-	0.009	0.001	0.003	0.002	0.004	0.003	0.013	0.004	0.003	-	0.006	0.005	0.049	0.000	-	0.009
Mn	0.005	0.002	-	0.003	0.000	0.002	0.000	0.004	-	0.009	0.003	-	-	0.010	0.003	0.002	0.000	-	0.004
Na	0.255	0.247	0.196	0.305	0.229	0.292	0.257	-	0.276	0.145	0.144	0.311	0.136	0.221	0.264	0.174	0.106	0.116	0.308
Ca	0.006	0.002	0.004	0.028	0.005	0.002	0.010	0.192	0.004	0.000	0.008	0.003	0.005	0.001	0.019	0.000	0.005	0.003	0.003
K	3.734	3.722	3.717	3.516	3.758	3.758	3.769	0.005	3.671	3.825	3.684	3.705	3.900	3.735	3.707	3.760	3.814	3.876	3.627
Ba	0.009	0.007	0.009	0.025	0.017	0.021	0.018	3.772	0.019	0.016	0.006	0.019	0.007	0.018	0.009	0.017	0.004	0.013	0.012
Z	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0	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	16.0
X	4.0	4.0	3.9	3.9	4.0	4.1	4.1	4.0	4.0	4.0	3.9	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	3.9	4.0	4.0
Or	93	94	95	91	94	93	93	95	93	96	95	92	97	94	92	96	97	97	92
Ab	6	6	5	8	6	7	6	0	7	4	4	8	3	6	7	4	3	3	8
An	0	0	0	1	0	0	0	5	0	1	2	0	0	1	1	1	0	0	1

fncx – fenocristal; mtx – matriz. - não detectado; na – não analisado. Percentagens em moles de: Or – ortoclase; Ab - albite; An - anortite. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 38. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de amostras representativas da plagioclase das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1						G2							G3			
	GCL7		PTA12	CALT	GEB2		GIN2		G14		INFX1	INFX2		PC			
	mtx		mtx	mtx	mtx		mtx		mtx		mtx	mtx		fncx		mtx	
	bordo	centro	méd.	méd.	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	méd.	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro
SiO_2	68.60	67.23	68.36	68.30	69.10	66.78	66.85	66.44	67.16	62.72	63.76	69.18	63.45	65.65	62.72	67.58	65.52
TiO_2	0.06	0.05	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06
Al_2O_3	19.61	20.77	20.30	20.13	20.00	21.37	20.36	21.05	20.95	23.01	22.93	19.94	23.35	21.75	23.01	21.14	22.33
FeO	0.09	0.28	-	-	0.04	0.02	0.04	0.04	0.09	0.00	0.02	-	-	0.04	-	-	-
MnO	-	0.03	-	0.01	-	-	-	-	0.05	0.04	0.01	0.03	-	-	0.04	-	-
MgO	-	-	-	-	0.02	0.03	-	0.03	-	-	0.02	0.01	-	0.04	-	0.08	-
BaO	-	-	0.15	-	-	-	-	0.07	0.15	0.18	-	nd	nd	0.09	0.18	0.21	-
CaO	0.21	1.09	0.79	0.94	0.28	1.32	1.63	2.89	1.24	4.71	4.28	0.63	4.37	1.98	4.71	1.02	2.52
Na_2O	11.07	10.06	10.74	11.04	10.61	10.32	10.60	9.70	10.12	8.74	8.94	9.71	9.11	10.51	8.74	9.54	9.65
K_2O	0.06	0.09	0.11	0.10	0.10	0.10	0.16	0.17	0.11	0.17	0.18	0.07	0.20	0.21	0.17	0.04	0.26
P_2O_5	nd	0.20	0.02	-	-	0.54	0.07	0.09	0.09	-	nd	nd	nd	0.20	-	-	0.14
Total	99.73	99.86	100.50	100.52	100.15	100.49	99.71	100.48	100.01	99.58	100.13	99.56	100.49	100.47	99.58	99.69	100.47
Si	11.991	11.757	11.885	11.880	11.999	11.610	11.754	11.619	11.744	11.159	11.243	12.045	11.166	11.496	11.159	11.804	11.450
Al	4.040	4.281	4.159	4.126	4.095	4.380	4.220	4.338	4.318	4.825	4.765	4.092	4.844	4.489	4.825	4.352	4.599
P	nd	0.030	0.003	-	-	-	0.010	0.013	0.013	-	nd	nd	nd	0.029	-	-	0.020
Ti	0.008	0.007	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.008
Mg	-	-	0.001	-	0.005	0.008	-	0.007	-	-	-	0.002	-	0.010	-	0.020	-
Fe	0.013	0.041	-	0.001	0.006	0.003	0.005	0.006	0.013	-	-	-	-	0.006	-	-	-
Mn	-	0.004	-	0.002	-	-	-	-	0.007	0.006	-	0.004	-	-	0.006	-	-
Na	3.752	3.411	3.621	3.723	3.572	3.478	3.614	3.289	3.431	3.016	3.056	3.278	3.109	3.569	3.016	3.231	3.289
Ca	0.039	0.204	0.148	0.175	0.052	0.246	0.308	0.541	0.232	0.898	0.809	0.117	0.823	0.372	0.898	0.191	0.472
K	0.013	0.020	0.024	0.022	0.021	0.022	0.035	0.038	0.025	0.039	0.040	0.016	0.048	0.046	0.039	0.009	0.057
Ba	-	-	0.010	-	-	-	-	0.005	0.010	0.013	-	nd	nd	0.006	0.013	0.014	-
Z	16.0	16.1	16.0	16.0	16.1	16.1	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0	16.1	16.0	16.0	16.0	16.2	16.1
X	3.8	3.7	3.8	3.9	3.7	3.8	4.0	3.9	3.7	4.0	3.9	3.5	4.0	4.0	4.0	3.5	3.8
Ab	99	94	95	95	98	93	91	85	93	76	78	96	76	89	76	93	86
An	1	6	4	4	1	7	8	14	7	23	21	4	21	10	23	6	12
Or	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	2

fncx – fenocristal; mtx – matriz. méd. - valor médio. - não detectado; nd – não determinado. Percentagens em moles de: An – anortite; Ab – albite; Or – ortoclase. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 38. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais de amostras representativas da plagioclase das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	G3 (cont.)				G4									G5			
	BCAL				ER		GR	GM		NAC4				LARDO		LC1	
	fncx		mtx		fncx	mtx	mtx	mtx		fncx		mtx		mtx		mtx	
	bordo	centro	bordo	centro	méd.	méd.	méd.	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro	bordo	centro
SiO_2	66.11	64.22	68.66	63.35	66.04	68.19	68.43	68.80	68.38	69.26	64.69	68.66	64.80	67.69	67.08	69.81	67.12
TiO_2	0.02	0.00	-	-	0.01	-	-	0.07	0.08	-	0.03	0.03	-	0.08	0.01	-	-
Al_2O_3	21.85	22.77	19.88	23.41	21.04	19.72	20.08	19.94	19.85	19.53	22.93	18.92	21.57	19.29	20.25	18.92	20.18
FeO	0.04	0.12	-	-	-	-	0.09	0.03	0.71	-	0.06	0.05	-	-	0.05	0.01	-
MnO	0.00	0.01	0.01	-	0.01	-	0.02	-	-	0.07	-	-	-	-	-	0.01	-
MgO	0.00	0.00	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	0.01	-
BaO	0.00	0.02	-	-	-	-	0.09	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd
CaO	2.03	3.78	0.18	4.21	1.36	0.28	0.32	0.08	0.24	0.46	3.43	0.08	2.69	0.28	1.60	0.19	0.96
Na_2O	9.85	8.53	11.06	9.23	10.97	11.60	10.89	10.83	10.66	10.63	9.00	11.33	10.01	11.46	10.66	11.40	11.19
K_2O	0.36	0.71	0.17	0.11	0.28	0.09	0.10	0.19	0.30	0.06	0.24	0.11	0.44	0.14	0.15	0.11	0.15
P_2O_5	0.27	0.00	-	0.04	-	-	-	-	-	0.07	-	0.36	-	0.58	0.43	0.01	0.68
Total	100.54	100.20	99.97	100.36	99.73	99.90	100.12	99.94	100.31	100.08	100.40	99.55	99.52	99.52	100.23	100.47	100.28
Si	11.532	11.315	11.973	11.155	11.638	11.932	11.930	11.985	11.928	12.039	11.337	12.020	11.481	11.945	11.770	12.111	11.792
Al	4.492	4.728	4.087	4.859	4.371	4.068	4.126	4.094	4.081	4.001	4.737	3.904	4.505	4.012	4.186	3.869	4.179
P	0.040	0.00	-	0.006	-	-	-	-	-	0.010	-	0.054	-	0.016	0.015	0.001	0.017
Ti	0.003	0.00	-	-	0.001	-	-	0.009	0.010	-	0.004	0.004	-	0.011	0.001	-	-
Mg	0.00	0.00	-	-	-	0.002	-	-	-	-	0.003	0.003	-	-	-	0.003	-
Fe	0.006	0.018	-	-	-	-	0.014	0.004	0.104	-	0.008	0.007	-	-	0.007	0.001	-
Mn	0.00	0.001	0.001	0.001	0.002	-	-	-	-	0.010	-	3.846	-	-	-	0.001	-
Na	3.333	2.915	3.739	3.153	3.750	3.936	3.683	3.658	3.607	3.583	3.059	0.015	-	3.921	3.627	3.835	3.812
Ca	0.380	0.713	0.034	0.795	0.258	0.052	0.061	0.015	0.045	0.086	0.643	0.025	3.439	0.053	0.301	0.035	0.181
K	0.080	0.160	0.039	0.024	0.064	0.021	0.023	0.042	0.066	0.013	0.054	-	0.511	0.032	0.034	0.024	0.034
Ba	0.00	0.001	-	-	-	-	0.006	-	-	-	-	-	0.099	nd	nd	nd	nd
Z	16.1	16.0	16.1	16.0	16.0	16.0	16.1	16.1	16.0	16.1	16.1	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0
X	3.8	3.8	3.8	4.0	4.1	4.0	3.8	3.7	3.8	3.7	3.8	3.9	4.0	4.0	4.0	3.9	4.0
Ab	88	77	98	80	92	98	98	98	97	97	81	99	84	98	92	98	95
An	10	19	1	19	6	1	2	1	4	3	17	0	14	1	8	1	4
Or	2	4	1	1	2	1	1	1	2	0	1	1	2	1	1	1	1

fncx – fenocristal; mtx – matriz. méd. - valor médio. - não detectado; nd – não determinado. Percentagens em moles de: An – anortite; Ab – albite; Or – ortoclase. Número de iões calculado na base de 32 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 39. Resumo da composição dos feldspatos das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

Granitóide		G1	G2	G3	G4	G5
Teor de Or do K- feldsp. (% Or)	Fenocristal	-	91 - 95	92 - 96	95	-
	Matriz	94	94	96	92 - 97	92 – 97
Teor de BaO (% peso) do K-feldspato	Fenocristal	-	0.31	0.24	0.24	-
	Matriz	0.12	0.25	0.09	0.09	0.17
Teor de An da plagioclase (% An)	Fenocristal	-	-	10 - 23	3 - 17	-
	Matriz	1 - 7	4 - 23	1 -19	0 - 14	1 – 8
Teor de P_2O_5 (% peso)	K-feldspato	0.03	0.29	0.11	0.32	0.60
	Plagioclase	0.15	0.06	0.08	0.05	0.43
D [P] Kf/Pl		0.20	4.83	1.38	6.40	1.40

Or – ortoclase; An – anortite. K-feldsp. – feldspato potássico. G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. - não existente.

1995; Neiva, 1998; Gomes e Neiva, 2002; Gomes e Neiva, 2005). A percentagem de BaO decresce desde os fenocristais para a matriz (Tabela 39), indicando uma origem magmática (Long e Luth, 1986).

O teor de Ba decresce do feldspato potássico do granodiorito biotítico-moscovítico G2 para o feldspato potássico do granito de duas micas G4 (Tabela 39), apoiando uma sequencia definida por G2, G3 e G4. Além disso, o feldspato potássico do granito moscovítico-biotítico G5 tem um teor de Ba superior ao do feldspato potássico da matriz do granito G4 (Tabela 39), indicando que G5 não pertencerá à sequência. O teor de Ba do feldspato potássico do granito moscovítico-biotítico G1 é inferior ao teor de Ba do feldspato potássico do granodiorito G2 (Tabela 39), confirmando que G1 não pertence à sequência.

5.3.1.2. Plagioclase

A composição da plagioclase é de albite nos granitóides G1 e G5, enquanto que em G2, G3 e G4 varia de albite a oligoclase. O granodiorito G2 apresenta a plagioclase mais anortítica dos granitóides deste plutão (Tabelas 38, 39). No granodiorito G3 e no granito G4

regista-se um decréscimo do teor de anortite desde os fenocristais para a matriz (Tabela 39).

A plagioclase dos granitóides apresenta-se localmente zonada, com teores de An no centro dos cristais mais elevados do que nos seus bordos; indicando tratar-se de um zonamento normal (Tabela 38; Fig. 64), devido ao decréscimo de temperatura durante a cristalização do magma que originou estes granitos. Contudo, nos granitos G1 e G5, a maioria dos cristais de plagioclase da matriz não apresentam zonamento tão evidentes entre o centro e o bordo do cristal respectivo, por o intervalo composicional ser mais limitado.

Do granodiorito G2 para o granito G5 regista-se um decréscimo no teor de An da plagioclase, sugerindo que estas rochas estarão relacionadas por um processo de diferenciação magmática (Fig. 64; Tabela 39); tal como observado no decréscimo de CaO da rocha total (Tabela 33; Fig 62.b).

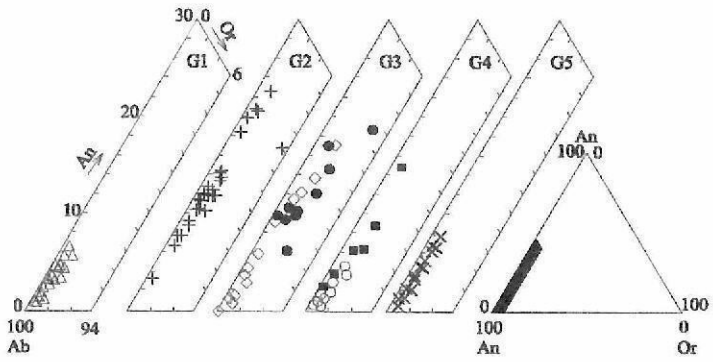

Figura 64. Representação da composição das plagioclases das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama An – Or – Ab. G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (Δ); G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (+); G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico (• - centro, ◊ - bordo); G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (■ - centro, o - bordo); G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico (×).

A grande variação de composição das plagioclases nos granodioritos G2 e G3 sugere uma cristalização da plagioclase em desequilíbrio com os magmas graníticos e que a cristalização deste mineral ocorreu provavelmente ao longo de toda a cristalização de magmas (Silva, 1995).

A albite do granito moscovítico-biotítico G1, no núcleo do plutão, tem um teor de anortite inferior ao da albite-oligoclase do granodiorito biotítico-moscovítico G2 (Tabela 39) que o envolve, sugerindo que G1 não poderá pertencer à sequência G2-G4. As albites dos granitos moscovítico-biotíticos G1 e G5 têm composições semelhantes (Tabela 39).

P_2O_5 DOS FELDSPATOS

Nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, o teor de P_2O_5 do feldspato potássico não está dependente do seu teor de Or (Tabela 37), nem o teor de P_2O_5 da plagioclase está relacionado com o seu teor de An (Tabela 38) o que concorda com (Neiva, 1998), mas dependerá do teor de P no magma (Bea et al., 1994a). O feldspato potássico e a plagioclase das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco são os principais silicatos portadores do P (London, 1992; Bea et al., 1994a; Neiva, 1998), atingindo o valor de 0.64 % de P_2O_5 na microclina de G5 e de 0.54 % na albite de G1 (Tabelas 37, 39). Contudo, os granitóides podem ser considerados fortemente peraluminosos (Tabela 35), enriquecidos em P (Tabela 33), com excesso de P_2O_5 sobre CaO, para formar apatite (Tabelas 32, 34).

O feldspato potássico das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, excepto no granito G1, tende a possuir teores mais elevados de P_2O_5 do que a plagioclase coexistente das rochas granitóides (Tabelas 37, 38, 39) (London et al., 1990; London, 1992; Neiva, 1998; Antunes, 1999). Não foi encontrada uma variação significativa entre o teor de P_2O_5 dos fenocristais e da matriz. O coeficiente de distribuição empírico D [P] Kf/Pl entre o feldspato potássico e a plagioclase varia entre 0.20 a 6.40 (Tabela 39). Em feldspatos

naturais próximos dos membros terminais Or e Ab, tal como os que ocorrem nos granitos moscovítico-biotítico G1 e G5, este coeficiente empírico deverá ser próximo de 1.2 para o par feldspato potássico – plagioclase em equilíbrio (London et al., 1999). No granito G5 foi encontrado o equilíbrio entre o par feldspato potássico-plagioclase, enquanto que no granito G1 se regista falta de equilíbrio para este par de minerais. O baixo teor de P da microclina do granito G1 comparativamente com o teor de P da albite deste mesmo granito indica que a microclina se formou ou atingiu o equilíbrio em condições de subsolidus mas considera-se a segunda hipótese como mais provável. No entanto, o baixo valor do coeficiente D [P] Kf/Pl obtido pode reflectir a cristalização contínua da albite a partir do magma.

5.3.2. *BIOTITE*

Os valores médios das composições químicas e elementos menores e as fórmulas estruturais respectivas da biotite dos granitóides do plutão de Castelo Branco são apresentados nas Tabelas 40 e 41. As análises químicas, fórmulas estruturais e os elementos menores obtidos para as várias amostras analisadas constam do Anexos X.

A biotite dos granitóides de Castelo Branco possui um quociente Mg/Fe inferior à unidade. São classificadas como biotites ferríferas ou na transição para as siderofilites no diagrama Mg- (Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti) – (Fe^{2+}+Mn) de Foster (1960) (Fig. 65).

Na projecção destas biotites no quadrilátero anite-flogopite-eastonite-siderofilite de Deer et al. (1966), modificado por Thorpe et al. (1990), situam-se no campo das biotites comuns, próximo da linha que as separa das siderofilites litiníferas (Fig. 66).

No diagrama MgO-FeO_t-Al_2O_3 de Nockolds (1947), a biotite dos granitóides do plutão de Castelo Branco projecta-se dominantemente no campo da biotite coexistente com moscovite (Fig. 67), o que está de acordo com as observações petrográficas.

A maioria das biotites destes granitóides projectam-se no campo da biotite das rochas magmáticas, contudo algumas biotites dos granodioritos de G2 e G3 e do granito G5, situam-se no campo das biotites de rochas de origem metamórfico-metassomática, pois são das biotites mais ricas em Mg (Fig. 68) e este gráfico de Gokhale (1968) é só para biotites de granitos.

A biotite dos granitóides de Castelo Branco é característica das séries alumino-potássicas, no diagrama Mg-Al^{IV}+Al^{VI} (Fig. 69) de Nachit et al. (1985), pois a biotite dos granitos peraluminosos de tipo S projecta-se no domínio das associações alumino-potássicas, enquanto que a biotite dos granitos peraluminosos do tipo I, projecta-se no campo das associações calco-alcalinas (Villaseca e Barbero, 1994). De acordo com estes autores, para além do Al_{total} das biotites, o estado redox $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ e o teor de Na da biotite são características químicas que possibilitam a identificação dentro destes dois tipos

Tabela 40. Valores médios das análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1		G2		G3		G4		G5	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	34.60	0.42	35.17	0.14	34.39	0.29	34.82	0.21	34.44	0.20
TiO_2	2.84	0.41	3.00	0.25	2.53	0.27	2.88	0.20	2.26	0.11
Al_2O_3	19.17	0.22	18.75	0.26	19.11	0.20	19.57	0.18	19.12	0.08
Fe_2O_3	1.57	1.00	0.37	0.52	1.11	0.81	0.89	0.31	2.73	1.06
FeO	20.91	0.54	20.27	0.11	21.64	0.16	21.80	0.28	22.57	1.65
MnO	0.22	0.03	0.20	0.03	0.24	0.07	0.25	0.11	0.30	0.04
MgO	5.22	0.55	7.19	0.33	6.30	0.19	5.21	0.64	3.90	0.33
CaO	0.01	-	0.02	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01
Na_2O	0.05	0.01	0.12	0.07	0.10	0.04	0.11	0.03	0.06	0.01
K_2O	9.03	0.13	9.35	0.07	9.16	0.06	9.21	0.20	9.30	0.10
F	0.79	0.09	0.83	0.06	0.75	0.24	0.86	0.27	0.01	-
Cl	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	-	0.02	0.01	0.02	0.01
	94.64		95.11		95.37		95.63		94.73	
O=F	0.33	-	0.26	-	0.32	-	0.36	-	-	-
O=Cl	-	-	0.01	-	-	-	0.01	-	-	-
Total	94.31		94.83		95.05		95.26		94.70	
N	37		37		12		32		29	
Cr	69	24	189	7	122	-	124	-	57	-
V	113	31	269	10	248	-	218	-	94	-
Nb	118	21	89	3	118	-	132	-	156	-
Zn	1085	266	334	6	570	-	686	-	1335	-
Sn	42	2	23	3	35	-	59	-	64	-
Li	2855	307	969	23	1250	-	2040	-	2370	-
Ni	30	9	60	7	46	-	47	-	39	-
Zr	87	49	133	14	87	-	96	-	93	-
Cu	24	10	26	10	18	-	26	-	11	-
Sc	12	2	38	1	39	-	31	-	11	-
Y	7	2	14	1	8	-	12	-	14	-
Ba	184	33	1029	114	327	-	216	-	94	-
Rb	1343	168	786	22	1120	-	1230	-	1700	-
Cs	248	21	100	18	150	-	170	-	221	-
Ta	24	4	14	-	21	-	27	-	23	-
Co	13	2	29	2	25	-	*	-	14	-
Ga	52	3	47	2	59	-	7	-	69	-
Gd	6	-	5	-	5	-	*	-	*	-
Ge	*	-	*	-	*	-	*	-	5	-
Hf	5	-	*	-	*	-	*	-	*	-
Pb	7	1	8	1	9	-	14	-	9	-
Th	19	6	16	2	15	-	11	-	13	-
Tl	13	1	7	-	10	-	*	-	13	-
N	4		3		2		2		2	

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Dpadrão – desvio padrão. * - valor abaixo do limite de detecção. – sem significado. N – número de análises. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 41. Fórmulas estruturais das composições químicas médias das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco correspondentes às análises da Tabela 40.

	G1	G2	G3	G4	G5
Si	2.694	2.698	2.655	2.675	2.703
Al^{IV}	1.306	1.302	1.345	1.325	1.297
Al^{VI}	0.443	0.394	0.393	0.448	0.472
Ti	0.165	0.173	0.147	0.167	0.133
Fe^{3+}	0.092	0.022	0.064	0.051	0.161
Fe^{2+}	1.354	1.300	1.397	1.401	1.481
Mn	0.015	0.013	0.016	0.016	0.020
Mg	0.602	0.822	0.726	0.596	0.456
Y	2.67	2.72	2.74	2.68	2.72
Ca	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002
Na	0.008	0.017	0.015	0.017	0.010
K	0.892	0.916	0.902	0.903	0.931
X	0.90	0.93	0.92	0.92	0.94
Cl	0.002	0.004	0.002	0.003	0.003
F	0.194	0.152	0.184	0.209	0.002
OH	1.804	1.843	1.814	1.788	1.998

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

de granitóides. A grande maioria da biotite dos granitóides de Castelo Branco é caracterizada como biotite de granitos peraluminosos de tipo S.

A biotite dos granodioritos G2 e G3 situa-se na área de biotite coexistente com cordierite (Fig. 69), devido à sua riqueza em Mg, embora a cordierite só tenha sido encontrada no granodiorito G3 (Tabela 32). A biotite dos restantes granitóides projecta-se no campo da coexistência com moscovite (Fig. 69); o que está de acordo com as observações petrográficas para a maioria dos granitóides, mas o granito G4 possui cordierite (Tabela 32) e a sua biotite projecta-se fora do campo respectivo. Este diagrama confirma a afinidade

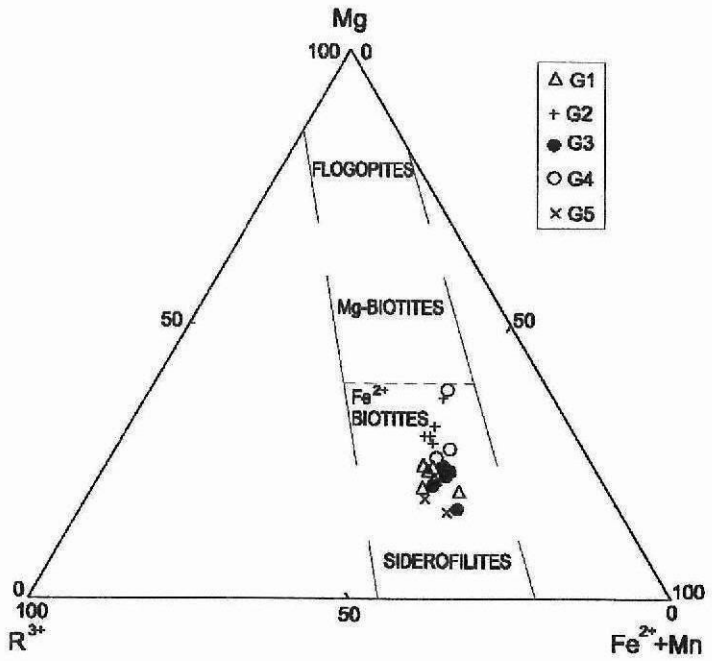

Figura 65. Representação da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, no diagrama triangular Mg – $R^{3+}(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ – $(Fe^{2+}+Mn)$ de Foster (1960).

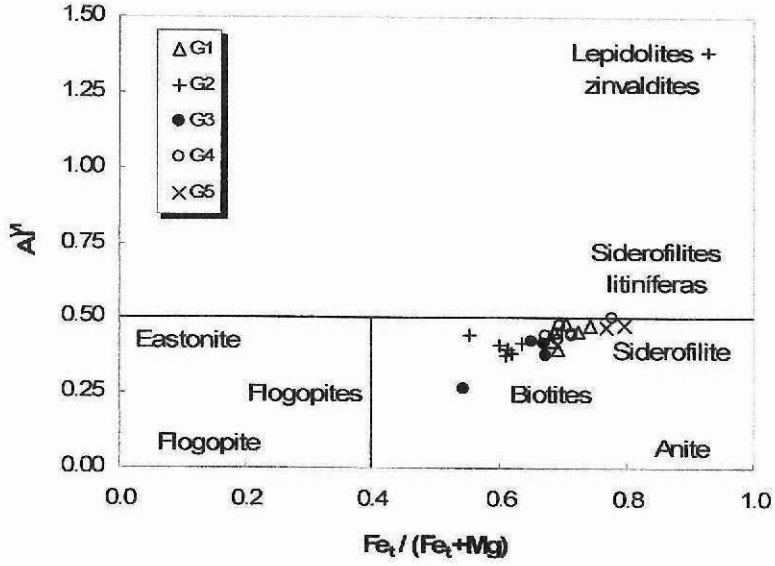

Figura 66. Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, no diagrama Al^{VI} versus $Fe_t/(Fe_t+Mg)$, segundo Deer et al.(1966), modificado por Thorpe et al. (1990).

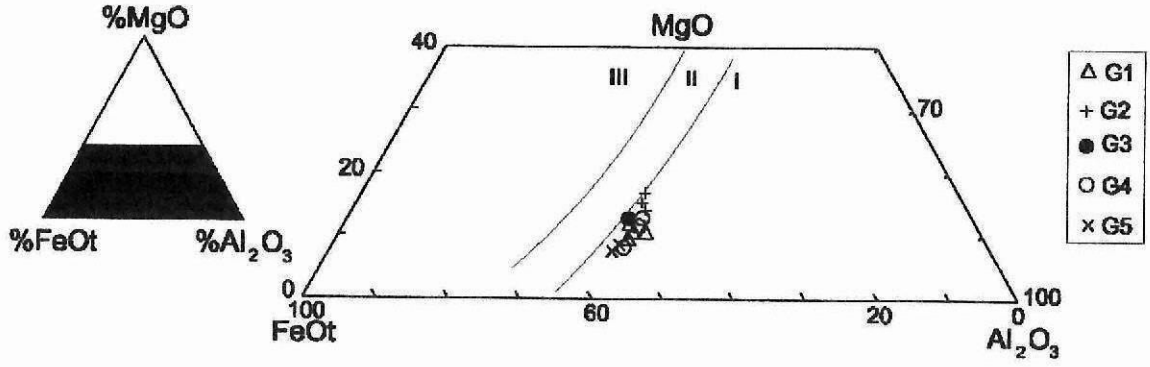

Figura 67. Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama MgO - FeOt - Al_2O_3 de Nockolds (1947). O diagrama b) é uma ampliação da área a negro do diagrama a). Campo das biotites: I – coexistente com moscovite; II – não coexistente com outros minerais máficos; III – coexistente com piroxena e anfíbola.

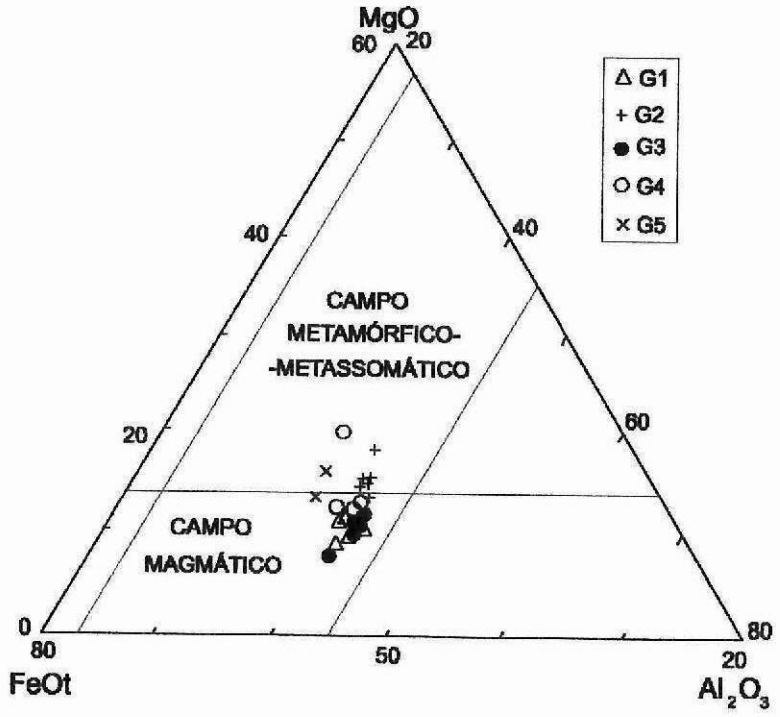

Figura 68. Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama triangular MgO – FeOt - Al_2O_3 de Gohkale (1968).

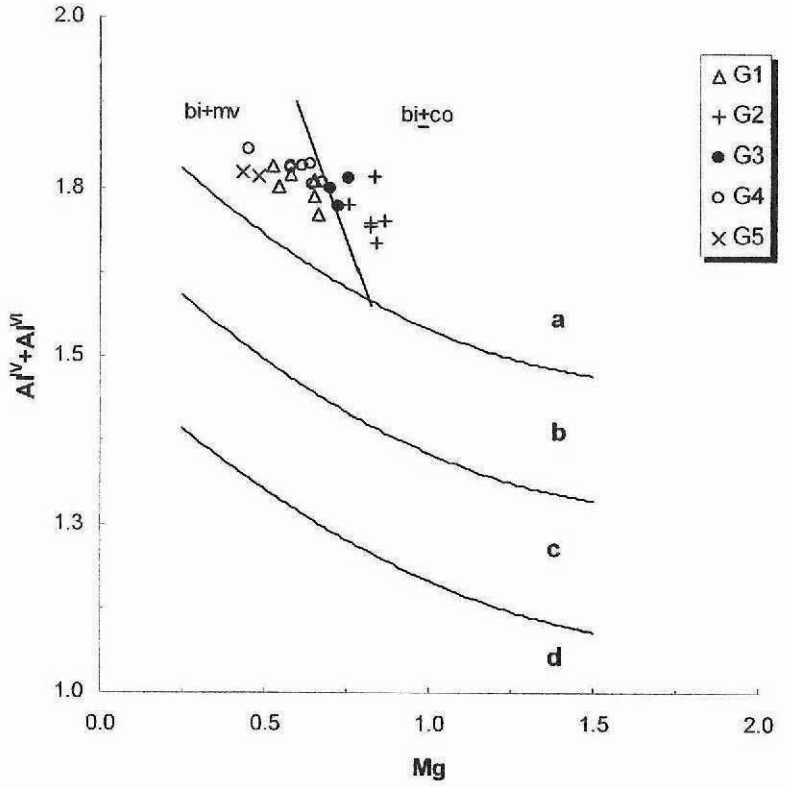

Figura 69. Projecção da biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama $Al^{IV}+Al^{VI}$ versus Mg, segundo Nachit et al. (1985), adaptado segundo o critério de Rieder et al. (1998). Campo de rochas das séries: a) alumino-potássica; b) calco-alcalina; c) subalcalina; d) alcalina. bi – biotite, mv – moscovite; co – cordierite.

alumino-potássica dos vários granitóides com um aumento geral no teor de Al_{total}, com o decréscimo de Mg, da biotite de G2, para as biotites de G3 e G4; apoiando o processo de cristalização fraccionada definido para estes granitóides.

A biotite do granodiorito G2, pertencente à rocha granítica menos evoluída deste plutão, é a mais rica em Mg, Cr, Ni, Ba, Ni/Fe^{2+} e Ba/K e a mais pobre em Nb, Zn, Sn, Li, Rb, Cs, Ta, Li/Mg, Rb/K e Cs/K (Tabela 40; Fig. 70). Existe uma variação regular na composição da biotite do granodiorito G2 para a biotite do granodiorito G3 e desta para a biotite do granito G4 com um aumento geral em Al, Nb, Zn, Sn, Li, Rb, Cs, Ta, Rb/K e Li/Mg e

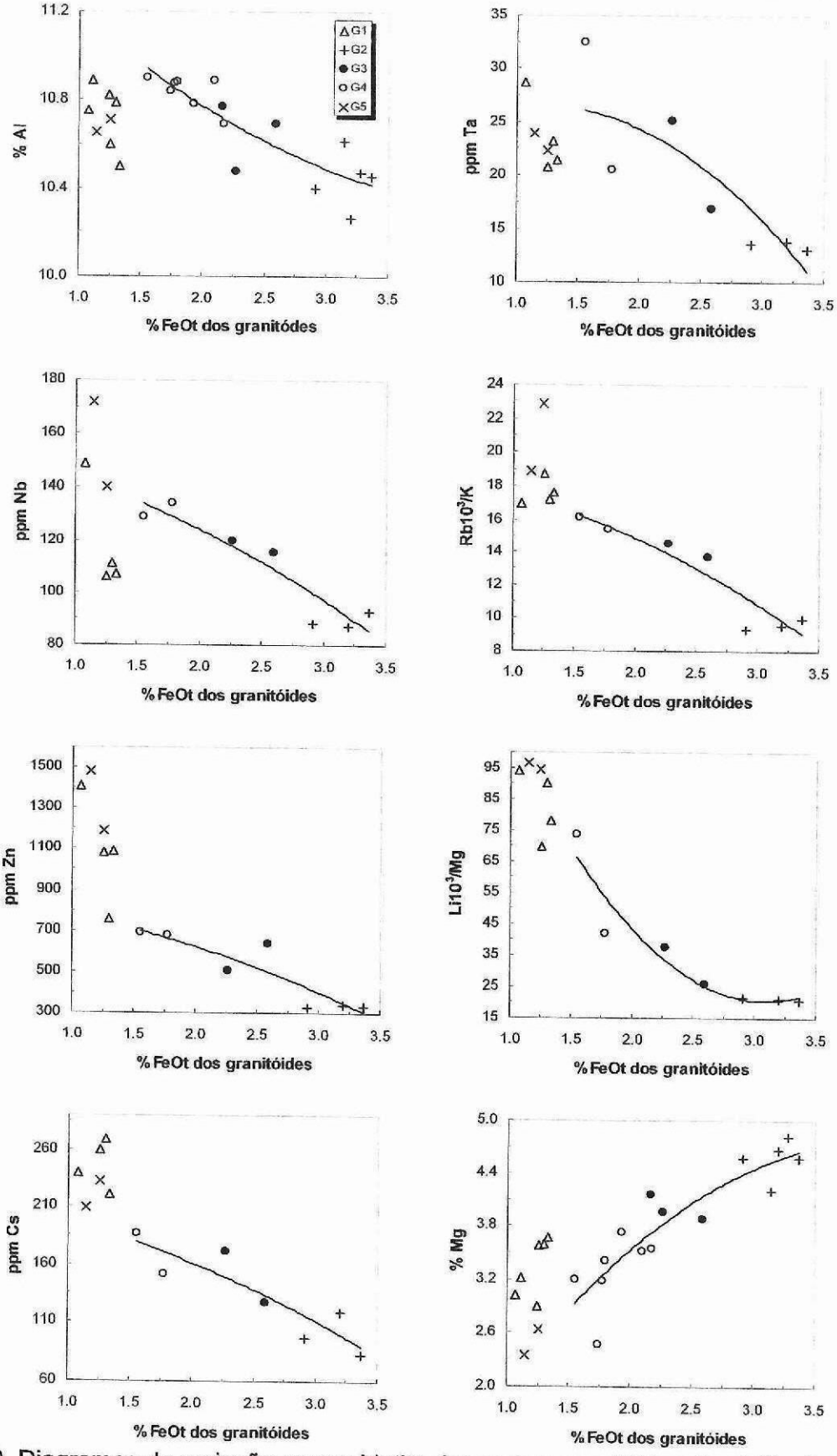

Figura 70. Diagramas de variação para a biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides.

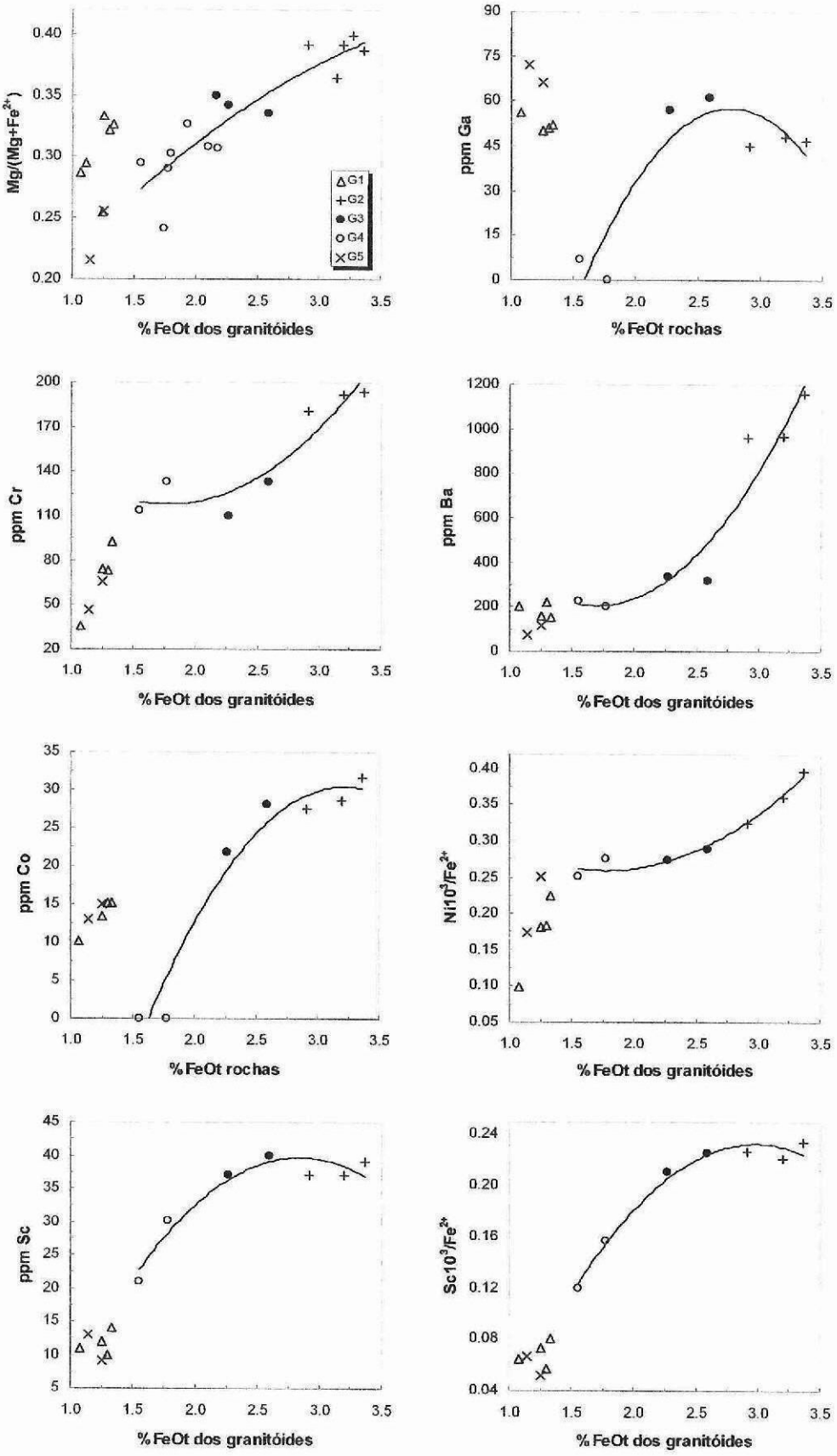

Figura 70. Diagramas de variação para a biotite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides (cont.).

decréscimo em Mg, Mg/(Mg+Fe^{2+}), Cr, Ni, Co, Sc, Ga, Ba, Ba/K, Ni/Fe^{2+} e Sc/Fe^{2+} (Fig. 70; Tabela 40); o que confirma a sequência de diferenciação magmática para os granitóides G2, G3 e G4. Nos diagramas de Al, Zn, Cs, Ta, Cr, Co, Ga e Ni/Fe^{2+} (Fig. 70), as biotites dos granitos G1 e G5 não estão relacionadas com as curvas definidas para as biotites de G2, G3 e G4, sugerindo que os granitos G1 e G5 não estão relacionados com a sequência.

As biotites dos granitos G1 e G5 têm composições próximas, embora a biotite do granito G5 tenda a ser mais pobre em Mg, Cu, Ba e Ba/K e mais rica em Sn, Ga, Rb e Li/Mg do que a biotite do granito G1, mostrando que embora a biotite de G5 seja um pouco mais evoluída não se encontra relacionada com a biotite de G1 (Tabela 40; Fig. 70).

5.3.3. *MOSCOVITE*

Os valores médios das composições químicas, dos elementos menores e das fórmulas estruturais da moscovite primária dos granitóides do plutão de Castelo Branco são dadas nas Tabelas 42 e 43. As análises químicas, fórmulas estruturais e os elementos menores obtidos para as várias amostras analisadas de moscovite primária constam do Anexo XI.

Os diagramas de variação para a moscovite primária versus FeO_{total} dos granitóides mostram um decréscimo geral de V, Sc, Ba, Cr/Fe^{3+}, V/Fe^{3+}, Sc/Mg e Ba/K e um aumento geral de Nb, Zn, Sn, Rb, W, Cs, Be, Li/Mg e Rb/K desde a moscovite do granodiorito G2 para a moscovite do granito G4 (Fig. 71).

As moscovites primárias dos granitos G1 e G5 não pertencem à sequência de diferenciação definida (Fig. 71). A moscovite do granito G5 é mais rica em Si, Fe, Nb, Sn, Sc, Rb, Ga e Rb/K e mais pobre em Al, Ti, Ba, Cs, Ta, Cs/K e Ba/K do que a moscovite do granito G1 (Tabela 42; Fig. 71). As variações composicionais encontradas para as moscovites destas duas rochas graníticas sugerem que os granitos G1 e G5 não estão relacionados.

A moscovite primária das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco ocorre sob a forma de placas tabulares subédricas e distingue-se texturalmente da moscovite secundária que se apresenta sob a forma de pequenos flocos a substituir os feldspatos. As composições químicas médias e as fórmulas estruturais respectivas da moscovite secundária destes granitóides estão representadas na Tabela 44 e Anexo XII.

A moscovite secundária das várias rochas granitóides do plutão de Castelo Branco possui valores mais elevados de Si e K e valores menos elevados de Ti e Na do que a moscovite primária coexistente (Tabelas 43, 44), o que concorda com Miller et al. (1981) e Monier et al. (1984).

Tabela 42. Média e desvio padrão das análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1		G2		G3		G4		G5	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	46.39	0.14	46.20	0.21	45.65	0.70	46.69	0.82	47.09	0.01
TiO_2	0.61	0.14	0.68	0.17	0.26	0.04	0.41	0.17	0.33	0.10
Al_2O_3	35.57	0.22	35.43	0.28	35.30	0.22	35.77	0.63	34.17	0.09
Fe_2O_3	0.11	0.01	0.04	-	0.10	0.02	0.11	-	0.14	0.02
FeO	0.98	0.04	0.90	-	0.86	0.19	1.06	0.08	1.25	0.17
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
MgO	0.72	0.04	0.65	0.05	0.59	0.02	0.66	0.06	0.73	0.05
CaO	0.01	-	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	-
Na_2O	0.71	0.06	0.69	0.05	0.76	0.08	0.79	0.09	0.55	0.10
K_2O	10.31	0.11	10.51	0.17	10.33	0.10	10.24	0.13	10.34	0.46
F	0.23	0.04	0.12	0.07	0.23	0.07	0.17	0.13	0.01	-
Cl	*	-	*	-	0.01	-	*	-	*	-
	95.66	0.28	95.28	0.32	94.11	1.07	95.99	0.54	94.65	0.05
O=F	0.10	0.02	0.05	0.03	0.10	0.03	0.07	0.06	-	-
O=Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	95.56		95.22		94.01		95.92		94.65	
N	36		21		10		25		14	
Cr	14	3	25		20		17		16	
V	40	14	84		65		50		36	
Nb	33	7	12		21		30		52	
Zn	82	13	36		44		58		102	
Sn	76	3	50		68		101		88	
Li	607	77	120		200		426		659	
Ni	*	-	*		5		*		*	
Zr	25	8	18		25		20		28	
Cu	8	-	9		11		13		6	
Sc	19	3	38		31		18		27	
Y	*	-	*		*		*		*	
Ba	220	30	485		356		244		116	
Rb	816	29	446		557		776		1035	
Sr	6	*	7		7		8		7	
Cs	122	24	28		34		74		73	
Ta	9	-	*		*		16		*	
Be	9	2	5		8		10		11	
Ga	95	3	72		81		82		111	
W	20	7	12		17		33		12	
N	4		3		2		2		2	

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Dpadrão – desvio padrão. N – número de análises. * - valor abaixo do limite de detecção. – sem significado. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Tabela 43. Fórmulas estruturais das composições químicas médias das moscovites primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco correspondentes às análises da Tabela 42.

	G1	G2	G3	G4	G5
Si	3.069	3.072	3.071	3.079	3.148
Al^{IV}	0.931	0.928	0.929	0.921	0.852
Al^{VI}	1.843	1.849	1.870	1.858	1.840
Ti	0.030	0.034	0.013	0.020	0.017
Fe^{3+}	0.006	0.002	0.005	0.006	0.007
Fe^{2+}	0.054	0.050	0.048	0.058	0.070
Mn	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002
Mg	0.071	0.064	0.059	0.065	0.073
Y	2.01	2.00	2.00	2.01	2.01
Ca	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Na	0.091	0.089	0.100	0.101	0.071
K	0.870	0.892	0.887	0.861	0.882
X	0.96	0.98	0.99	0.96	0.95
Cl	0.048	0.025	0.049	0.036	0.000
F	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
OH	1.952	1.975	1.950	1.963	2.000

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

Os dois tipos texturais de moscovites – primárias e secundárias – podem ser distinguidas quimicamente no diagrama triangular Ti-Mg-Na de Miller et al. (1981). A moscovite primária (P) é mais rica em Ti do que a moscovite secundária (S). A moscovite primária dos granitóides G1 a G5 situa-se no campo da moscovite primária (P) (Fig. 72), enquanto a maioria da moscovite secundária (S) tende a projectar-se no campo da moscovite secundária, embora quatro projecções sejam mais ricas em Na e mais pobres em Mg do que o campo da moscovite secundária daqueles autores. Provavelmente, este campo da moscovite secundária poderá ser ampliado para as incluir dado que textural e quimicamente se distinguem da moscovite primária.

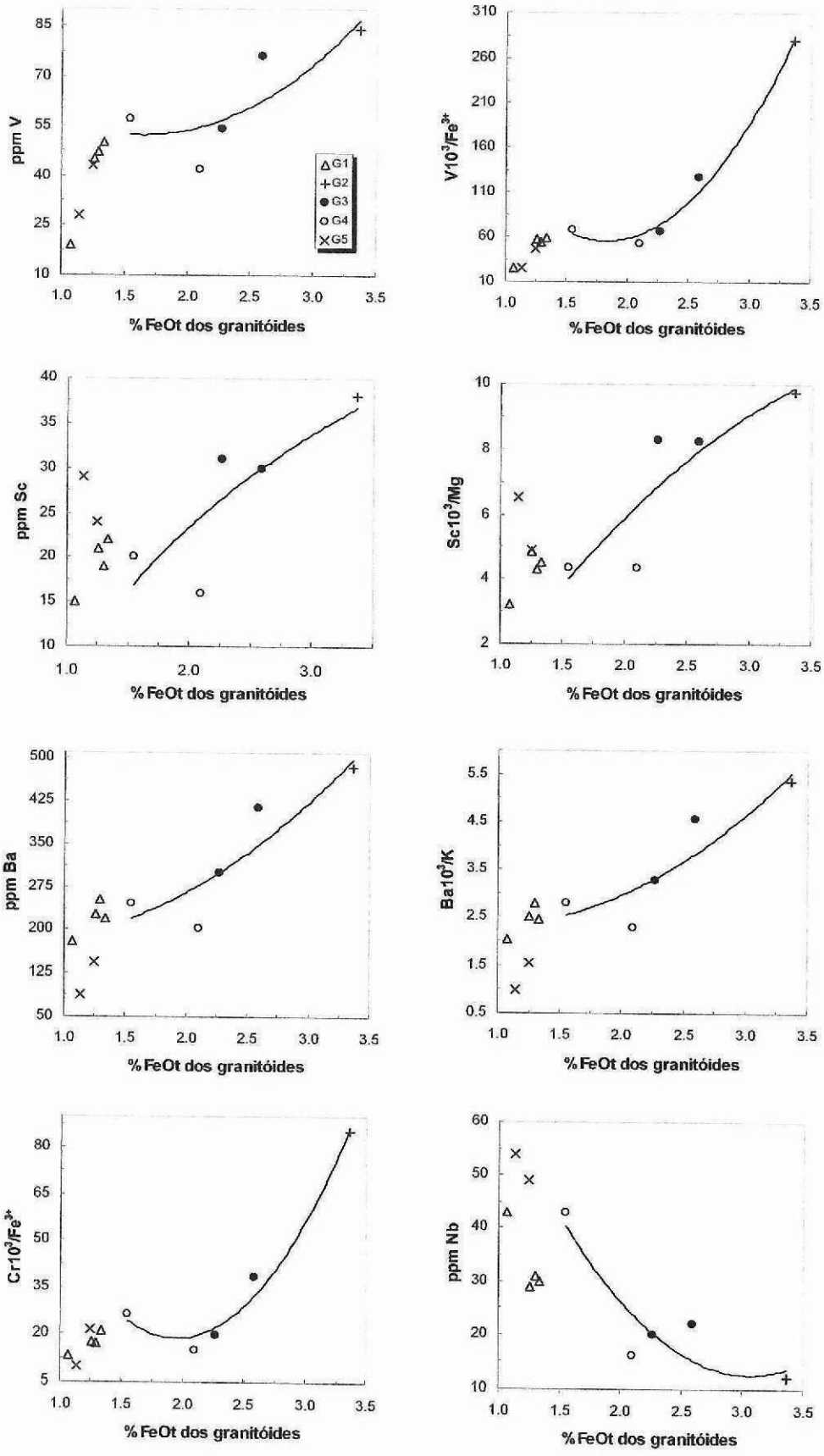

Figura 71. Diagramas de variação para a moscovite primária das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides.

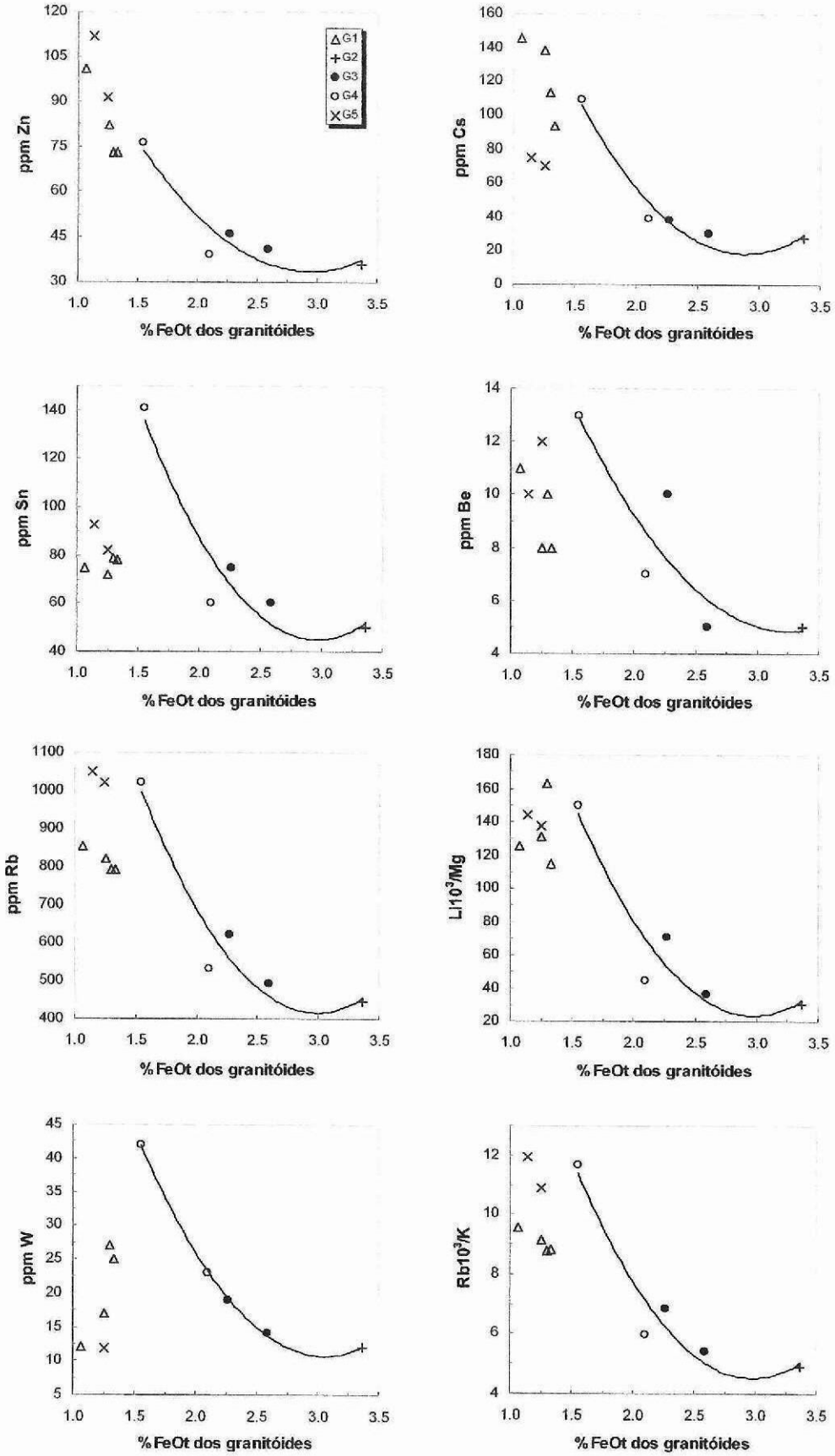

Figura 71. Diagramas de variação para a moscovite primária das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides (cont.).

Tabela 44. Composições químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1	G2	G3	G4	G5
SiO_2	47.83	46.30	46.07	47.09	47.41
TiO_2	0.09	0.44	0.18	0.10	0.09
Al_2O_3	33.59	35.58	34.72	36.87	34.89
FeOt	1.77	0.97	1.61	0.86	1.53
MnO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
MgO	1.04	0.71	0.46	0.33	0.70
CaO	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03
Na_2O	0.45	0.60	0.60	0.65	0.52
K_2O	10.54	10.78	10.75	10.57	10.66
F	0.38	0.11	0.16	0.10	0.00
Cl	0.00	0.01	0.00	0.07	nd
	95.75	95.53	94.60	96.65	95.81
O=F	0.16	0.05	0.07	0.05	0.00
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	nd
Total	95.59	95.48	94.53	96.59	95.81
N	10	6	4	5	3
Si	3.169	3.074	3.098	3.077	3.136
Al^{IV}	0.831	0.926	0.902	0.923	0.864
Al^{VI}	1.792	1.857	1.850	1.916	1.857
Ti	0.004	0.022	0.009	0.005	0.004
Fe^{2+}	0.098	0.054	0.090	0.047	0.085
Mn	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Mg	0.103	0.070	0.047	0.032	0.069
Y	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01
Ca	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002
Na	0.058	0.077	0.079	0.082	0.066
K	0.891	0.913	0.922	0.881	0.900
X	0.95	0.99	1.00	0.97	0.97
Cl	0.080	0.023	0.035	0.020	nd
F	0.000	0.002	0.000	0.007	0.000
OH	1.920	1.975	1.965	1.972	2.000

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

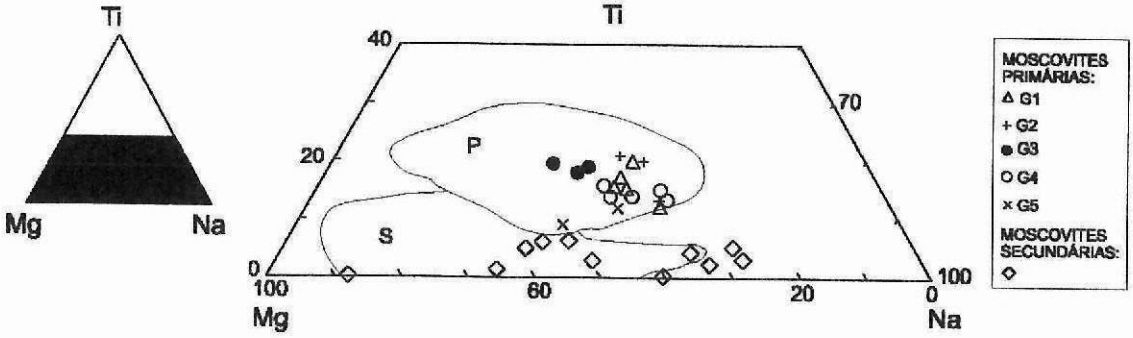

Figura 72. Projecção das micas brancas das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco no diagrama Ti-Mg-Na, segundo Miller et al. (1981). Limites dos campos para moscovite primária (P) e moscovite secundária (S).

5.3.4. Coexistência de Micas

A biotite e moscovite constituem importantes minerais na evolução das séries graníticas peraluminosas, pois o comportamento dos seus elementos maiores e menores sugere importantes informações no decurso da evolução dos magmas graníticos (Neiva et al., 2002). A geoquímica de biotites e moscovites coexistentes em granitos peraluminosos são importantes indicadores dos episódios químicos que ocorrem durante a cristalização magmática (Brigatti et al., 2000).

As análises químicas e elementos menores das micas coexistentes das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco são dadas na Tabela 45.

Na sequência de cristalização das micas dentro do granito G1 e da série de diferenciação G2 a G4 do plutão de Castelo Branco, há decréscimo em Cr, V e Sc e aumento em Nb, Li, Cs, Zn e Sn (Fig. 73); tal como encontrado em micas de outras rochas granitóides de Portugal (Neiva et al., 2002).

A fraccionação da maioria dos elementos menores Cr, V, Nb, Li, Zn, Rb e Cs das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco ocorre preferencialmente na biotite porque, geralmente, a biotite é mais rica nestes elementos do que a moscovite coexistente (Fig. 73; Tabela 45). Contudo, as moscovites dos granitos G1 e G5 retêm maior concentração de Sc do que as biotites coexistentes (Fig. 73; Tabela 45) e o Ba concentra-se preferencialmente nas moscovites das várias rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (Tabela 45), como nas micas de outros granitóides (Albuquerque, 1975; Neiva et al., 2002). O Ni também tem teor mais elevado na biotite do que na moscovite coexistente (Tabela 45). Cr^{3+} e V^{3+} substituem Fe^{3+}; Li^{+} substitui Mg segundo: $LiFe^{3+} \leftrightarrows 2Mg$ (substituição dupla). Ni^{2+} substitui Fe^{2+} e Mg^{2+} também nas posições octaédricas. Ba^{2+}, Rb^{+} e Cs^{+} substituem K. O Sn é mais abundante na moscovite do que na biotite coexistente (Tabela 45; Fig. 73) como encontrado por Neiva et al. (2002).

Tabela 45. Análises químicas médias (% peso) e elementos menores (ppm) da biotite e moscovite coexistentes dos granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1								G2		G3				G4				G5			
	GCL7		PTA12		CALT		GEB2		GIN		PC		BCAL		GR		GM		LARDO		LC1	
	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite	Biotite	Moscovite
SiO_2	35.09	46.54	35.18	46.53	34.37	46.28	35.03	46.38	34.94	46.43	34.72	45.92	34.28	46.16	34.85	46.37	34.70	47.29	34.58	47.10	34.30	47.09
TiO_2	2.63	0.55	2.68	0.67	2.51	0.45	3.27	0.54	3.16	0.74	2.77	0.28	2.60	0.29	2.88	0.55	2.86	0.55	2.34	0.26	2.18	0.40
Al_2O_3	19.41	35.71	18.82	35.36	19.01	35.51	19.26	35.87	18.68	35.30	19.27	35.09	18.88	35.54	19.70	36.02	19.71	34.78	19.18	34.10	19.06	34.24
Fe_2O_3	0.81	0.12	0.95	0.12	2.99	0.11	1.54	0.10	0.08	0.04	0.53	0.08	1.68	0.11	0.87	+	1.11	0.11	3.48	0.13	1.98	0.15
FeO	21.34	1.01	21.22	1.01	20.15	0.97	20.94	0.93	20.30	0.90	21.75	0.72	21.53	0.99	21.99	1.04+	21.60	1.11	21.40	1.13	23.73	1.37
MnO	0.23	*	0.24	0.01	0.24	0.01	0.17	0.01	0.20	0.01	0.16	0.03	0.31	*	0.37	0.01	0.37	0.03	0.32	0.04	0.27	0.02
MgO	5.68	0.70	5.77	0.77	5.63	0.68	4.74	0.74	7.17	0.61	6.14	0.57	6.27	0.59	5.05	0.64	5.08	0.73	4.13	0.77	3.67	0.70
CaO	0.01	0.01	0.02	*	0.02	*	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	*	0.03	0.01	0.02	0.01
Na_2O	0.04	0.67	0.05	0.71	0.05	0.81	0.05	0.64	0.09	0.66	0.14	0.74	0.08	0.85	0.09	0.86	0.09	0.72	0.06	0.47	0.07	0.62
K_2O	9.16	10.41	8.96	10.40	9.23	10.33	8.96	10.28	9.27	10.40	9.09	10.29	9.19	10.44	8.99	10.28	9.04	10.05	9.23	10.67	9.38	10.02
F	0.80	0.25	0.94	0.27	0.68	0.26	0.75	0.19	0.62	0.05	0.77	0.15	0.50	0.27	1.20	0.34	1.15	0.14	0.01	0.01	*	*
Cl	0.01	*	0.01	0.01	0.01	*	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	*	0.01	*	0.01	*
Total	95.21	95.98	94.84	95.86	94.89	95.41	94.75	95.89	94.56	95.17	95.39	93.89	95.36	95.27	95.81	96.13	95.73	95.51	94.77	94.69	94.86	94.62
O=F	0.34	0.11	0.40	0.11	0.28	0.11	0.32	0.08	0.26	0.02	0.32	0.06	0.21	0.12	0.50	0.14	0.48	0.06	*	*	*	*
O=Cl	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.01	*	*	*	*	*	0.01	*	*	*	*	*
Total	94.87	95.88	94.44	95.74	94.60	95.30	94.44	95.81	94.30	95.15	95.06	93.82	95.15	95.16	95.31	95.99	95.25	95.45	94.77	94.69	94.86	94.62
Cr	73	15	93	18	74	14	36	10	194	25	133	23	110	16	133	12	114	22	66	20	47	11
V	110	47	147	50	123	45	72	19	280	84	276	76	220	54	247	42	188	57	109	43	79	28
Nb	111	31	107	30	106	29	149	43	93	12	115	22	120	20	134	16	129	43	140	49	172	54
Zn	758	73	1090	73	1060	62	1410	101	336	36	637	41	503	46	681	39	691	76	1190	91	1480	112
Sn	45	79	43	78	40	72	40	75	21	50	31	60	39	75	36	60	81	141	68	82	60	93
Li	3240	720	2860	557	2490	565	2830	584	942	120	1010	134	1490	265	1330	163	2750	688	2480	676	2260	641
Ni	32	*	39	*	30	*	17	*	66	*	51	*	41	5	49	*	44	*	44	*	34	*
Zr	153	32	69	15	90	21	37	32	116	18	47	29	126	21	60	9	131	32	85	38	101	17
Cu	21	7	15	*	39	9	22	*	26	9	19	10	17	12	34	*	18	13	11	6	10	*
Sc	10	19	14	22	12	21	11	15	39	38	40	30	37	31	40	16	21	20	9	24	13	29
Y	8	*	9	*	5	*	5	*	14	*	*	*	8	*	8	*	16	*	9	*	18	*
Ba	221	252	153	221	158	226	202	180	1160	485	316	413	338	299	202	203	229	285	114	144	73	87
Rb	1370	792	1380	793	1510	823	1110	854	808	446	1080	492	1160	621	1200	531	1260	1020	1850	1020	1550	1050
Cs	269	113	221	94	280	138	240	145	83	28	127.0	30	172.0	38	152	39	187	109	233	70	209	75
Ta	23	8	21	8	21	8	29	11	13	*	17	*	26	*	21	*	33	16	22	*	24	*
Be	7	10	5	8	*	8	6	11	*	5	*	5	*	10	*	7	5	13	5	12	*	10
Cd	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	26	*	18	*	*	*	*	*
Co	15	*	15	*	13	*	10	*	32	*	28	*	22	*	*	*	*	*	15	*	13	*
Ga	51	91	52	94	50	98	56	97	47	72	61	81	57	80	*	76	7	87	66	106	72	115
Hf	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pb	6	*	7	*	7	*	*	*	8	*	*	*	9	9	*	5	14	*	9	*	*	*
Th	28	*	14	*	14	*	16	*	16	*	5	*	24	*	10	*	13	7	10	*	15	5
Ti	14	*	14	*	13	*	11	*	7	*	9	*	10	*	*	*	*	5	13	*	13	*
U	19	*	10	*	10	*	12	7	*	*	*	*	8	*	*	*	*	*	15	29	10	25
W	*	27	*	25	*	17	*	12	*	12	*	14	*	19	*	23	*	42	*	12	*	*

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. * - valor abaixo do limite de detecção. + - como FeO total. Analista: I.M.H.R. Antunes.

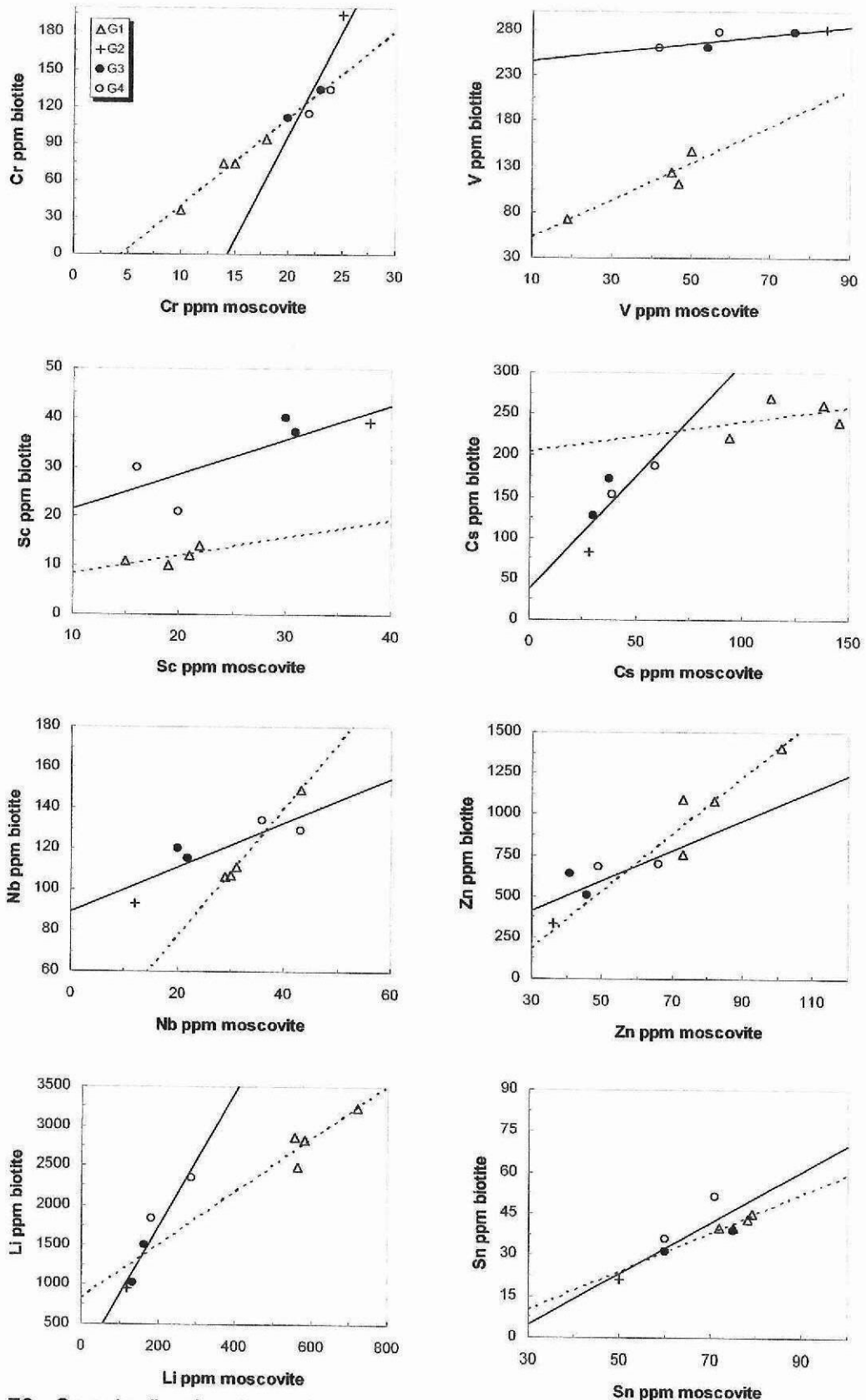

Figura 73. Correlação de elementos menores entre biotite e moscovite coexistentes das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. Recta a tracejado definida para as micas do granito G1; recta a cheio para as micas das rochas granitóides G2, G3 e G4.

As biotite e moscovite coexistentes do granito G1 e da série de diferenciação magmática de G2, G3 e G4 do plutão de Castelo Branco mostram a existência de correlações para alguns dos seus elementos menores. As duas correlações possuem diferentes inclinações para as micas coexistentes na série de rochas granitóides definida por G2, G3 e G4 e dentro do granito G1 no plutão de Castelo Branco e não foi encontrado equilíbrio nos elementos menores entre biotite e moscovite primárias, pois as linhas de regressão não passam pela origem (Fig. 73). As diferentes inclinações para micas coexistentes encontradas em várias séries de diferenciação de rochas granitóides de Portugal poderiam ser atribuídas ao diferente grau de cristalização fraccionada envolvido, se as correlações passassem pela origem; por isso serão devidas ao reequilíbrio sólido-líquido na fase de evolução magmática tardia (Neiva et al., 2002). As variações em composição e temperatura da série G2, G3 e G4 e durante a cristalização de G1 (Tabela 33; Figs. 62.a, 62.b) não são suficientemente grandes para explicar que as correlações da figura 73 não passem pela origem (Icenhower e London, 1995). Portanto, terá havido reequilíbrio sólido-líquido.

O desequilíbrio na distribuição dos elementos menores, entre pares de micas coexistentes nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco predomina relativamente ao seu equilíbrio, tal como encontrado entre micas de outras rochas granitóides peraluminosas do norte e centro de Portugal (Neiva et al., 2002). Por isso, os coeficientes de distribuição só podem ser expressos como funções lineares, por as rectas de correlação não passarem pela origem (Fig. 73). Se estas rectas passassem pela origem, o coeficiente de distribuição calcular-se-ia dividindo a concentração de um elemento na biotite pelo teor desse elemento na mica coexistente (Beattie et al., 1993).

Só os elementos menores que foram determinados em concentrados de micas separados deram distribuição linear entre as micas coexistentes, mas indicando desequilíbrio. Contudo, o uso desta técnica não pode ser responsável pelo desequilíbrio,

pois usando-a, condições de equilíbrio para alguns elementos foram encontradas para micas coexistentes de sequências graníticas (Neves, 1997; Neiva et al., 2002).

Na série de diferenciação definida pelos granitóides G2, G3 e G4 há um decréscimo da quantidade de biotite no decurso da diferenciação magmática (Tabela 32); o que poderá justificar o decréscimo de Cr e V encontrado nas rochas granitóides (Figs. 62.a, 62.b), pois estes elementos são retidos na biotite (Tabela 45).

5.3.5. *CORDIERITE*

A cordierite é um mineral acessório ou característico que pode ocorrer em rochas granitóides peraluminosas do tipo S, com valores de quociente A/CNK superiores a 1.10 (Chappell e White, 1974; 1992; Fourcade et al., 2001; Neiva e Gomes, 2001). A cordierite tem como fórmula geral: $(Mg,Fe)_2\ [Si_5Al_4O_{18}]\ nH_2O$, em que as variações de composição química que apresenta estão directamente relacionadas com a substituição do Mg pelo Fe (Deer et al., 1997d). As substituições $Mg^{2+} + Si^{4+} \leftrightarrows 2Al^{3+}$ e $2Si \leftrightarrows 2Al^{3+} + Mg^{2+}$ são teoricamente possíveis, contudo a cordierite apresenta uma variação composicional restrita quanto ao teor de Al, entre 3.8 e 4.2 átomos (Deer et al., 1997d).

A cordierite, tal como a andaluzite, foi encontrada apenas em algumas amostras do granodiorito G3 e do granito G4, ocorrendo como mineral acessório e, muitas vezes, alterado para pinite. Atendendo ao grau de alteração que os cristais de cordierite apresentam, apenas foi possível analisar alguns cristais, os quais também não têm inclusões, em duas amostras de cada uma das rochas granitóides. As composições químicas médias e as fórmulas estruturais da cordierite calculadas na base de 18 átomos de oxigénio são apresentadas na Tabela 46.

A composição química da cordierite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco mostra predomínio de Fe_{total} sobre Mg (Tabela 46), e com valores de Mg inferiores aos encontrados em cordierites de granitos de algumas regiões de Portugal (Silva, 1995; Gomes, 1996; Silva e Neiva, 2000; Simões, 2000; Pinto, 2001). De referir, ainda, que a cordierite do plutão de Castelo Branco apresenta teores mais elevados de Fe, Ca e Na e valores mais baixos de Mg e Mg/(Mg+Fe) do que a cordierite magmática encontrada nas rochas granitóides da região de Carregal do Sal - Nelas - Lagares da Beira (Silva, 1995; Silva e Neiva, 2000). O número de catiões de Si é próximo de 5.00, enquanto que o de Al se aproxima de 4.00 como encontrado por Bertoldi et al. (2004), o que está de acordo com a fórmula estrutural da cordierite.

Tabela 46. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da cordierite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Granodiorito de grão médio a grosseiro porfiróide, biotítico-moscovítico (G3)		Granito de grão médio a grosseiro porfiróide, de duas micas (G4)	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	47.89	0.50	48.67	0.60
TiO_2	-	-	-	-
Al_2O_3	32.87	0.14	33.16	0.56
FeO	11.08	0.69	10.35	0.44
MnO	0.02	0.01	0.28	0.06
MgO	4.13	0.14	4.08	0.37
CaO	0.38	0.07	0.11	0.11
Na_2O	1.30	0.26	1.56	0.20
K_2O	0.40	0.07	0.15	0.29
Total	98.09	0.86	98.34	0.56
Si	5.033	0.022	5.074	0.037
Al^{IV}	0.967	0.022	0.926	0.037
$Si+Al^{IV}$	6.00		6.00	
Al^{VI}	3.105	0.028	3.149	0.046
Ti	-	-	-	-
$Al^{VI}+Ti$	3.10	0.03	3.15	0.046
Fe^{2+}	0.974	0.062	0.903	0.041
Mg	0.647	0.020	0.634	0.056
Mn	0.002	0.001	0.024	0.005
$Fe^{2+}+Mg+Mn$	1.62	0.06	1.56	0.07
Ca	0.043	0.008	0.012	0.013
Na	0.265	0.053	0.315	0.041
K	0.053	0.010	0.020	0.038
Ca+Na+K	0.36	0.06	0.35	0.08
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.40	0.02	0.41	0.02
Mg/(Mg+Fe)	0.40	0.02	0.41	0.02
N	6		12	

Dpadrão – desvio padrão. – Valor abaixo do limite de detecção. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 18 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

Na cordierite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco não foi encontrado qualquer zonamento químico, à semelhança das cordierites do NE da Cordilheira do Geres (Neiva, 1994).

A origem da cordierite que ocorre nas rochas graníticas tem sido abordada por diversos autores, podendo ser magmática, metamórfica ou hidrotermal. Contudo, a cordierite magmática é a mais comum e há autores que consideram que a cristalização de cordierite magmática resulta da assimilação de sedimentos enriquecidos em Al pelo magma (Chappell e White, 1992; Clarke, 1995; Deer et al., 1997d). A composição química apresentada por cordierites de leucogranitos peraluminosos e de alguns gabros sugere tratar-se de uma cordierite magmática formada na etapa final da cristalização (Secchi et al., 1991). Por outro lado, alguns autores, sugerem a ocorrência conjunta de cordierite restítica e magmática em granitóides peraluminosos (Maillet e Clarke, 1985; Clarke, 1995). A cordierite de granitos tardi-hercínicos do tipo S, da Península Ibérica, é proveniente das rochas encaixantes metassedimentares que foram assimiladas parcialmente por magmas graníticos (Ugidos, 1987). Origem idêntica é indicada por Deer et al. (1997d). Outros autores afirmam mesmo que a forma euédrica apresentada pela cordierite não é suficiente para indicar uma origem magmática (Wyborn et al., 1981; Wyborn e Chappell, 1986), podendo ser definida como uma cordierite restítica secundária originada por substituição/recristalização de biotite restítica (Chappell et al., 1987). Villaseca e Barbero (1994), por sua vez, consideram que os cristais euédricos de cordierite, encontrados em rochas granitóides, e sem inclusões indicam uma origem magmática para este mineral.

A origem da cordierite na rocha onde ocorre reflecte-se directamente na sua composição química. Diversos autores encontraram teores de Na mais elevados na cordierite de rochas magmáticas, comparativamente com a cordierite de rochas metamórficas (Leake, 1960; Speer, 1981; Maillet e Clarke, 1985; Barbero e Villaseca, 1992; Williamson et al., 1997). A cordierite dos granitóides do plutão de Castelo Branco possui teores de $Na_2O > 0.5$ %, indicando ter uma origem magmática (e.g., Villaseca e Barbero, 1994; Williamson et al., 1997).

A cordierite das rochas granitóides, G3 e G4, do plutão de Castelo Branco, mostra teores mais elevados de $Al^{IV}+Al^{VI}$, Ca, Na e K, mas teores mais baixos de Mg e da razão

Mg/(Mg+Fe) do que os encontrados na cordierite das rochas metassedimentares da região Centro de Portugal (Silva, 1995; Silva e Neiva, 2000; Pinto, 2001), sugerindo uma origem magmática para a cordierite destas rochas granitóides. Para além da composição química, os aspectos texturais que apresenta, localmente com uma forma prismática, com cristais sem inclusões associadas, apoiam a origem magmática proposta para a cordierite destas rochas granitóides, com um aumento da quantidade deste mineral na etapa final de cristalização do magma granítico. A própria localização, particularmente do granito G4, junto do contacto com a rocha metamórfica encaixante poderia levar a considerar a possibilidade de incorporação de fragmentos de rocha encaixante no magma aquando da intrusão, originando uma cordierite xenolítica (Clarke, 1995). No entanto, a disposição da cordierite em toda a extensão do corpo granítico, sem uma concentração preferencial junto do encaixante e a inexistência de encraves metassedimentares nestas rochas granitóides G3 e G4; exclui a possibilidade de uma origem a partir da rocha metamórfica.

Na classificação genética da cordierite proposta por Clarke (1995), a cordierite dos granitóides do plutão de Castelo Branco corresponderá a uma cordierite magmática coetética (tipo 2c; Clarke, 1995), pois apresenta-se sob a forma de cristais euédricos e sem inclusões de biotite e/ou ilmenite. Semelhante cordierite magmática foi encontrada nos granitóides cordieríticos Alpinos do norte da Nigéria (Fourcade et al., 2001).

A cordierite magmática das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco apresenta, também, uma menor razão de Mg/(Mg+Fe+Mn) do que a cordierite das rochas metamórficas de Pereira et al. (1993) e Pinto (2001) (Tabela 47). As cordierites do granodiorito G3 e do granito G4, possuem um valor médio de 0.40 e 0.41 para a razão Mg/(Mg+Fe+Mn), respectivamente; projectando-se no campo das cordierites magmáticas definido por Pereira e Bea (1994), com $0.40 < Mg/(Mg+Fe+Mn) < 0.80$ e Na+K igual ou superior ao da cordierite magmática (Fig. 74); tal como as cordierites magmáticas das rochas do plutão de Cabeza de Arraya (Cáceres, Espanha) (García-Moreno, 2004).

Tabela 47. Comparação dos valores médios de Mg/(Mg+Fe+Mn) da cordierite magmática das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco e da cordierite de rochas metamórficas da região centro de Portugal

	Rochas granitóides de Castelo Branco		Rochas metamórficas	
	G3	G4	(1)	(2)
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.40	0.41	0.50	0.49

Valores médios obtidos para as cordierites de: G3 - granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4 - granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; (1) corneana da região da Tábua (Pereira et al., 1993); (2) corneana da região de Ázere (Pinto, 2001).

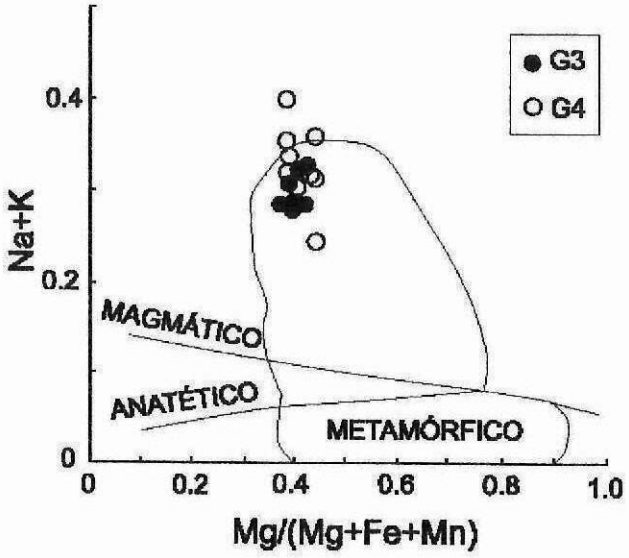

Figura 74. Diagrama Mg/(Mg+Fe+Mn) versus Na+K de Pereira e Bea (1994).

Contudo, o quociente Mg/(Mg+Fe) obtido na cordierite dos granitóides G3 e G4 não se situa dentro do intervalo 0.54 – 0.59 considerado, por Phillips et al. (1981), para a cordierite primária de origem magmática.

As cordierites do granodiorito G3 e granito G4 possuem Mg/(Mg+Fe+Mn) superior ao da biotite coexistente (Tabela 48), o que está de acordo com Deer et al. (1997d) e que, também, foi encontrado noutras rochas granitóides de Portugal (Gomes, 1996). Os valores obtidos para este quociente não são demasiado baixos, indicando a possibilidade de cristalização da cordierite a partir de um magma moderadamente evoluído (Gomes, 1996).

Tabela 48. Comparação dos valores médios de Mg/(Mg+Fe+Mn) da cordierite e biotite magmáticas coexistentes das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G3		G4	
	Cordierite	Biotite	Cordierite	Biotite
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.40	0.34	0.41	0.30

G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas.

Da cordierite do granodiorito G3 para a cordierite do granito G4 há tendência para um aumento em Si, Al^{VI}, Mn e Na e decréscimo em Al^{IV}, Fe, Mg e Ca (Tabela 46); o que apoia a sequência de diferenciação magmática para estas duas rochas granitóides.

A ocorrência conjunta da cordierite e andaluzite no granodiorito G3 e no granito G4 do plutão de Castelo Branco apoia a classificação de granitos do tipo S (Chappell e White, 1992; Neiva e Gomes, 2001) atribuída a estas rochas granitóides.

5.3.6. *ANDALUZITE*

A andaluzite é um mineral acessório que pode ocorrer em várias rochas ígneas félsicas peraluminosas, com A/CNK > 1, e, particularmente, nas rochas graníticas tende a restringir-se espacialmente a certas fácies dos plutões (Clarke et al., 2005), com condições específicas para cristalização deste mineral e função de diferentes variáveis (Clemens e Wall, 1988; Patiño Douce, 1992). É um mineral característico das rochas pelíticas das auréolas de metamorfismo de contacto que se dispõem em torno das intrusões ígneas, onde está geralmente associada a cordierite (Deer et al., 1997d). No plutão de Castelo Branco, a andaluzite foi encontrada apenas no granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico (G3) e no granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G4), estando este último em contacto directo com as rochas metamórficas encaixantes.

A andaluzite é um silicato de alumínio, Al_2SiO_5, de composição relativamente pura, cujos iões Fe e Mn são os que podem ocorrer na estrutura do mineral em quantidades significativas, substituindo o Al (Deer et al., 1997d). As composições químicas médias e as fórmulas estruturais da andaluzite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco são apresentadas na Tabela 49.

A andaluzite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco possui uma composição química próxima da fórmula estrutural teórica para este mineral, sendo praticamente pura. O FeO é de 0.47 a 0.50 % peso (Tabela 49). Fe é o elemento acessório que ocorre em quantidades mais elevadas; tal como encontrado na andaluzite de rochas granitóides do norte de Portugal (Neiva 1994; 1998). A composição química da andaluzite do plutão de Castelo Branco é idêntica no granodiorito G3 e no granito G4 (Tabela 49).

A composição química da andaluzite quando analisada isoladamente pode não permitir obter informações conclusivas quanto à sua origem magmática, contudo o equilíbrio químico encontrado com outras fases minerais, como biotite-moscovite-apatite, é o critério

Tabela 49. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da andaluzite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Granodiorito de grão médio a grosseiro porfiróide, biotítico-moscovítico (G3)		Granito de grão médio a grosseiro porfiróide, de duas micas (G4)	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	37.30	0.47	37.09	0.51
TiO_2	0.03	0.03	0.03	0.03
Al_2O_3	61.66	0.64	61.88	0.67
FeO	0.47	0.08	0.50	0.13
MnO	0.02	0.03	0.02	0.03
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02
CaO	0.02	0.04	0.02	0.03
Na_2O	0.04	0.15	0.03	0.11
K_2O	0.02	0.03	0.01	0.02
Total	99.58	0.57	99.61	0.65
Si	4.051	0.048	4.028	0.051
Al	7.892	0.062	7.921	0.063
Fe	0.043	0.007	0.046	0.012
Mg	0.003	0.003	0.004	0.003
Ti	0.002	0.002	0.003	0.003
Mn	0.002	0.003	0.002	0.002
Na	0.009	0.031	0.006	0.023
Ca	0.003	0.005	0.002	0.004
K	0.002	0.004	0.002	0.003
Total	7.96	0.07	7.98	0.07
N	24		30	

Dpadrão – desvio padrão. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 20 átomos de oxigénio. Analista: I.M.H.R. Antunes.

mais objectivo e conclusivo; sugerindo uma origem magmática comum para estes minerais (Clarke et al., 2005).

Os teores de $TiO_2 < 1.00$ % encontrados nas moscovites coexistentes com andaluzite no granodiorito G3 e no granito G4, bem como, o valor da razão Na/(Na+K) > 0.06 destas moscovites (Tabela 43) indicando que são moscovites primárias, apoiam que a andaluzite terá uma origem magmática (Clarke et al., 2005).

As características texturais da andaluzite do granodiorito G3 e do granito G4 do plutão de Castelo Branco, como minerais de forma euédrica, a compatibilidade dimensional apresentada com os restantes minerais co-magmáticos e relações texturais que apresenta com a moscovite indicam uma origem magmática para este mineral.

As condições necessárias para a cristalização de andaluzite magmática dependem directamente da criação de condições favoráveis, relativamente aos parâmetros P (pressão) e T (temperatura) (Abbott e Clarke, 1979; Holtz et al., 1992; Joyce e Voigt, 1994), bem como, da composição química do magma, pois quanto mais peraluminoso este for, maior a probabilidade de se tornar saturado em Al_2SiO_5 e cristalizar andaluzite (Clarke et al., 2005). A cristalização de andaluzite magmática estará condicionada pelo elevado valor da razão A/CNK do magma original a partir do qual cristaliza. Esta elevada razão de peraluminosidade, por sua vez, estará relacionada directamente com a proveniência do magma a partir da fusão parcial de rochas pelíticas de elevado A/CNK (Halliday et al., 1981) ou com a fraccionação de feldspatos durante o processo de evolução magmática (Clarke et al., 2005).

Os valores de A/CNK médios obtidos para o granodiorito G3 (1.14 ± 0.03) e granito G4 (1.15 ± 0.02) são inferiores aos valores de 1.30 – 1.35 (Joyce e Voigt, 1994; Scaillet et al., 1995) dos trabalhos experimentais para magmas que atingirão a saturação em Al_2SiO_5. Contudo, estão dentro dos limites de 1.19 ± 0.08 para o magma atingir a saturação em Al_2SiO_5 (Clarke et al., 2005). A fraccionação de feldspatos poderá contribuir para o aumento desta razão no magma e a andaluzite estará restrita às zonas mais evoluídas do plutão de Castelo Branco, pois a fraccionação de cordierite, biotite e moscovite retardará o magma de atingir a saturação em andaluzite (Clarke et al., 2005).

Na classificação genética da andaluzite das rochas ígneas félsicas proposta por Clarke et al. (2005), a andaluzite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco poderá ser incluída no Tipo 2 magmática, correspondente a andaluzite coetética, sobressaturada em água e com $\downarrow T$, resultantes da cristalização directa a partir do magma.

A ocorrência de andaluzite magmática está, dominantemente, limitada a meios peraluminosos, saturados em água, com condições de P e T de cristalização bastante específicas (Deer et al., 1997d). A posição do magma *solidus* granítico, saturado em água, no diagrama de estabilidade andaluzite-silimanite deve ser considerado na origem atribuída à andaluzite das rochas ígneas félsicas (Clarke et al., 2005). Alguns autores, por um lado, não encontraram qualquer relação entre o campo de estabilidade do magma e a andaluzite; excluindo uma origem magmática para este mineral e classificando-a como xenocristais metassomáticos (Holdaway e Mukhopadhyay, 1993). Contudo, outros autores, sugerem uma origem primária para a andaluzite a partir da conjugação dos sistemas peraluminosos saturados em água e dos campos de estabilidade dos aluminossilicatos (e.g., Abbott e Clarke, 1979; Holtz et al., 1992). A posição da curva *solidus*, definida para granitos saturados em água, é bastante sensível à presença de outros componentes, para que permita a cristalização de andaluzite no campo de estabilidade da moscovite (Clarke et al., 2005). As condições limitadas de ocorrência, no diagrama T (temperatura) – P (pressão) – X (composição), e as condições termodinâmicas e cinéticas nem sempre favoráveis à sua ocorrência, poderão justificar a falta de abundância deste mineral na maioria das rochas graníticas peraluminosas (Clarke et al., 2005).

A biotite coexistente com a andaluzite possui Al^{IV} variando entre 1.325 e 1.345, calculado na base de 11 átomos de oxigénio (Tabela 41), indicando a existência de um equilíbrio entre a biotite e a andaluzite e, consequentemente, ambos os minerais são primários (Clarke et al., 2005). A moscovite do granodiorito G3 e do granito G4, coexistente com andaluzite, é primária (Miller et al., 1981; Monier et al., 1984). O coeficiente de partilha entre a biotite e a moscovite para o Ti, $D_{Ti}^{Bt/Ms}$, é de 11.14 e 10.62 e para o F, $D_{F}^{Bt/Ms}$, de 4.00 e 6.40 (Tabela 50), no granodiorito G3 e no granito G4, respectivamente, e são superiores aos obtidos experimentalmente em sistemas peraluminosos para micas coexistentes (Icenhower e London, 1995). O coeficiente $F^{Ap/Bt}$ no granodiorito G3 e granito G4 tem valores de 9.05 e 6.58, respectivamente, enquanto que o coeficiente $F^{Ap/Ms}$ nestes granitóides

apresenta valores de 33.48 e 35.19, respectivamente (Tabela 50), indicando a partição sistemática do F entre a apatite e as micas; o que sugere a existência de condições de equilíbrio (Clarke et al., 2005). Assim sendo, a apatite, biotite, moscovite e andaluzite são minerais primários. A andaluzite e a silimanite são minerais das fases iniciais na sequência de cristalização.

Tabela 50. Coeficientes de partilha entre biotite e moscovite, apatite e biotite e apatite e moscovite do granodiorito G3 e do granito G4 do plutão de Castelo Branco

	G3	G4
$T_i^{Bt/Ms}$	11.14	10.62
$F^{Bt/Ms}$	4.00	6.40
$F^{Ap/Biot}$	9.05	6.58
$F^{Ap/Ms}$	33.48	35.19

5.3.7. *Apatite*

A apatite é um abundante acessório das rochas graníticas, especialmente granodioritos peraluminosos e monzogranitos, podendo representar mais de 1 % da composição modal das rochas (Bea, 1996). Nos cinco tipos de rochas granitóides que ocorrem no plutão de Castelo Branco, a apatite constitui o mineral acessório dominante. As suas composições químicas médias e as respectivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 25 átomos de oxigénio (Chang et al., 1998), são dadas na Tabela 51. A apatite ocorre sob a forma de fluorapatite, com quantidades apreciáveis de OH, particularmente nas rochas granitóides G3, G4 e G5 (Tabela 51).

As características texturais que a apatite apresenta, com cristais euédricos bem desenvolvidos, conjuntamente com ilmenite, monazite e zircão e inclusos na biotite, moscovite e feldspatos, leva a considerar uma origem magmática, com cristalização bastante precoce, para estes minerais; tal como foi encontrado nas rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre D. Chama- Agrochão (Gomes, 1996).

O Ca da apatite é naturalmente substituído por Sr, Mn, Na e REE (Deer et al., 1997c). Na apatite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, o Mn constitui o principal elemento que substitui o Ca, particularmente na fluorapatite do granodiorito G1, pois as quantidades de Sr e Na são bastante baixas ou mesmo inferiores ao limite de detecção (Tabela 51).

A fluorapatite é um fosfato que pode conter quantidades significativas de REE (Bea, 1996) associadas a teores consideráveis de Si e Na (Chang et al., 1998). Contudo, na apatite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco não foi possível analisar as REE e os teores de Si e Na encontrados são bastante baixos ou não são detectados, sugerindo que as REE não deverão estar presentes na apatite destas rochas em elevadas quantidades (Tabela 51).

Tabela 51. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da fluorapatite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1		G2		G3		G4		G5	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
SiO_2	-	-	0.23	-	0.04	-	0.03	0.03	-	-
Al_2O_3	-	-	0.01	-	0.03	-	0.01	0.01	-	-
FeO	1.08	0.01	0.32	0.13	0.74	0.24	0.89	0.40	1.02	0.40
MnO	1.35	0.06	0.43	0.21	1.00	0.28	1.02	0.26	1.03	0.42
MgO	0.13	0.03	0.04	0.03	0.06	0.03	0.22	0.13	0.93	0.25
CaO	51.98	0.46	53.68	0.49	53.16	0.45	53.02	0.53	52.46	1.59
SrO	0.07	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.03
Na_2O	-	-	-	-	0.04	0.01	0.28	0.12	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.02	-	-
P_2O_5	41.83	0.45	41.34	0.41	41.72	0.59	42.08	0.67	41.13	0.60
F	3.76	0.07	3.72	0.04	3.22	0.73	2.51	1.08	3.16	0.97
Cl	-	-	0.01	0.01	0.02	0.01	-	0.01	-	-
Total	100.20	0.16	99.59	0.35	100.03	0.23	100.06	0.26	99.80	0.47
O=F	1.58	0.03	1.57	0.02	1.36	0.31	1.06	0.45	1.03	0.36
O=Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Novo Total	98.61	0.16	98.02	0.35	98.67	0.49	99.00	0.68	98.77	0.50
P	5.808	0.048	5.753	0.053	5.805	0.084	5.855	0.073	5.749	0.065
Si	-	-	0.037	0.000	0.007	0.003	0.005	0.005	-	-
P+Si	**5.81**	0.05	**5.79**	0.05	**5.81**	0.07	**5.86**	0.08	**5.75**	0.06
Al	-	-	0.002	-	0.004	0.002	0.001	0.002	-	-
Mg	0.031	0.008	0.009	0.006	0.016	0.007	0.055	0.046	0.228	0.131
Fe	0.148	0.001	0.044	0.021	0.101	0.032	0.122	0.056	0.140	0.056
Mn	0.187	0.009	0.060	0.029	0.139	0.039	0.141	0.036	0.144	0.059
Na	-	-	-	-	0.014	0.002	0.088	0.010	-	-
Ca	9.133	0.102	9.455	0.093	9.360	0.085	9.335	0.069	9.280	0.306
Sr	0.007	0.003	0.003	0.002	0.004	0.001	0.002	0.003	0.004	0.003
K	-	-	-	-	0.001	0.001	0.003	0.003	-	-
Soma	**9.60**	0.10	**9.57**	0.13	**9.63**	0.08	**9.74**	0.21	**9.79**	0.17
F	1.949	0.039	1.935	0.021	1.674	0.384	1.302	0.564	1.662	0.506
Cl	-	-	0.003	0.004	0.006	-	0.001	0.002	-	-
OH	0.051	0.040	0.062	0.018	0.320	0.387	0.696	0.565	0.338	0.506
Mn*	**0.02**		**0.01**		**0.01**		**0.02**		**0.02**	
N	**6**		**9**		**6**		**8**		**5**	

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Dpadrão – desvio padrão. - valor abaixo do limite de detecção. Mn* = Mn/Ca. N – número de análises. Analista: I.M.H.R. Antunes.

Da fluorapatite do granodiorito G2, para a fluorapatite do granodiorito G3 e do granito G4 tendem a ocorrer aumentos em Fe, Mn, Mn/Ca e Fe/Ca e decréscimo em Ca (Tabela 51); apoiando a sequência de diferenciação definida para estas rochas granitóides. O aumento da razão Fe/Ca das apatites verifica-se no decurso das processos de fraccionação (Piccoli e Candela, 2002).

A fluorapatite do granito G1, do núcleo do plutão, é a mais rica em Mn, Fe, F, e Fe/Ca, confirmando que este granito corresponde a uma pulsação magmática distinta.

As fluorapatites dos granitóides G2, G3 e G4 não apresentam um aumento sistemático em F e Cl durante o processo de diferenciação magmática (Tabela 51); tal como constatado no plutão zonado localizado na zona SE de Lachland Fold Belt, na Austrália por Hoskin et al. (2000), pois, no plutão de Castelo Branco, o F apresenta grande intervalo de variação nas fluorapatites do granodiorito G3 e do granito G4.

A apatite, conjuntamente com zircão, monazite e xenotima, constitui a principal associação de minerais acessórios em rochas peraluminosas que retêm REE, Y, Th e U (Bea, 1996; Poitrasson et al., 2002). Contudo, a concentração destes elementos nos minerais é bastante variável (Roedder et al., 1987) e a sua composição química pode contribuir directamente para a concentração de elementos menores nas rochas onde ocorrem e possibilitar variações na composição do magma, no decurso dos processos petrogenéticos (Wark e Miller, 1993; Hoskin et al., 2000).

5.3.8. Óxidos

A ilmenite foi encontrada em todas as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco e a média das análises químicas representativas e fórmulas estruturais respectivas são apresentadas na Tabela 52.

Nas ilmenites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco é estabelecida uma correlação negativa entre Ti e Fe+Mn (Fig. 75), que foi, também, encontrada na ilmenite de diversas rochas granitóides de Portugal (e.g., Neiva et al., 1987; Gomes, 1996; Neiva, 1998).

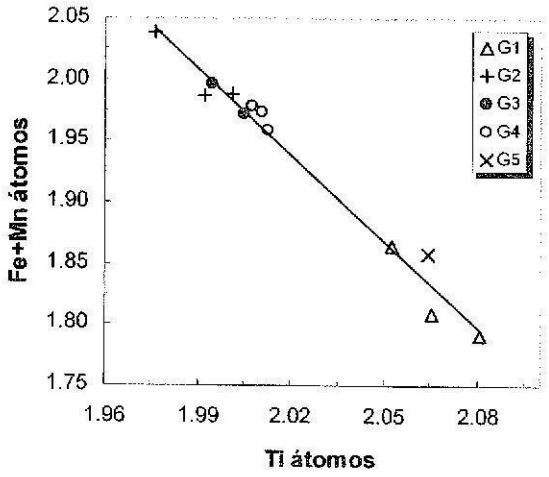

Figura 75. Correlação entre Ti e Fe+Mn da ilmenite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

Na sequência de diferenciação magmática definida para os granodioritos G2 e G3 e granito G4 do plutão de Castelo Branco, a composição química da ilmenite tende a apresentar um aumento de Mn e de Mn/(Mn+Fe) e um decréscimo de Fe^{2+} (Fig. 76), mostrando que a ilmenite é magmática. As ilmenites dos granitos G1 e G5

Tabela 52. Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais da ilmenite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1						G2						G3				G4						G5	
	GCL7		PTA12		GEB2		GIN		GIN4		INFX2		PC		BCAL		ER		GR		GVR		LARDO	
	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão	Média	Dpadrão
TiO_2	54.75	0.43	56.09	0.24	55.27	0.30	52.71	0.13	51.87	1.02	52.84	0.09	52.34	0.72	53.02	0.28	52.44	0.05	52.95	0.16	52.70	0.37	55.16	0.33
SiO_2	0.09	0.06	0.22	0.14	0.25	0.31	-	-	0.01	0.02	-	-	0.10	0.17	0.03	0.01	-	-	-	-	0.01	0.02	0.06	-
Al_2O_3	0.14	0.08	0.18	0.09	0.23	0.35	0.02	-	0.02	0.01	0.06	0.06	0.09	0.10	0.07	0.06	0.05	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	-
FeO	42.05	0.14	40.46	0.60	40.81	1.13	44.66	0.04	45.51	1.54	44.68	0.52	43.85	0.67	44.01	0.76	42.28	1.12	43.02	0.11	43.07	0.40	42.23	0.17
MnO	2.63	0.30	2.93	0.42	2.70	0.77	1.81	0.19	2.59	0.65	2.04	0.35	3.04	0.96	2.36	0.45	4.87	0.85	3.67	0.17	3.97	0.29	2.39	0.21
MgO	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.04	0.04	0.06	0.02	0.09	0.07	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	-	0.01	-
Na_2O	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	-	-	-	0.01	-	-	0.03	0.03	-	-	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	-
K_2O	0.14	0.01	0.21	0.20	0.36	0.39	0.02	0.01	0.02	0.01	0.11	0.05	0.08	0.09	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	-	0.06	0.08	0.07	-
CaO	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.08	0.07	0.02	0.01	0.06	0.03	0.12	0.10	0.05	0.01	0.05	0.02	0.03	-
TOTAL	99.89		100.17		99.88		99.52		100.10		99.88		99.64		99.61		99.80		99.76		99.91		100.01	
Ti	2.053	0.004	2.080	0.004	2.065	0.017	2.007	0.005	1.976	0.027	2.005	0.006	1.992	0.024	2.013	0.010	1.995	0.003	2.010	0.001	2.001	0.011	2.064	0.002
Si	0.005	0.003	0.011	0.007	0.012	0.015	-	-	-	0.001	-	-	0.005	0.009	0.001	0.001	-	-	-	-	0.001	0.001	0.003	-
Fe	1.753	0.005	1.668	0.024	1.696	0.056	1.900	0.001	1.928	0.076	1.885	0.018	1.855	0.025	1.858	0.033	1.788	0.045	1.816	0.009	1.818	0.020	1.757	-
Al	0.008	0.005	0.010	0.005	0.013	0.020	-	-	0.001	0.001	0.004	0.003	0.005	0.006	-	0.003	0.003	0.002	0.001	-	0.001	0.001	0.002	0.012
Mg	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	-	-	0.003	0.003	0.004	0.001	0.007	0.005	-	0.001	0.002	0.002	-	0.001	0.001	-	0.001	0.008
Mn	0.111	0.013	0.122	0.017	0.113	0.032	0.078	0.008	0.111	0.028	0.087	0.015	0.130	0.041	0.101	0.019	0.209	0.037	0.157	0.007	0.170	0.012	0.101	-
Na	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	-	-	-	0.001	-	-	0.003	0.003	-	-	-	-	-	0.002	0.001	0.001	0.002	-
K	0.009	-	0.013	0.012	0.023	0.025	-	0.001	0.001	0.001	0.007	0.003	0.005	0.006	-	0.001	0.001	-	-	-	0.004	0.004	0.005	-
Ca	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	-	-	0.002	0.001	0.004	0.004	0.001	0.001	-	0.002	0.008	0.008	-	-	0.003	0.001	0.002	-
Total	3.94	0.01	3.91	0.01	3.93	0.02	3.99	0.006	4.02	0.03	4.00	0.01	4.00	0.02	3.98	0.008	4.00	0.00	3.99	-	4.00	0.01	3.935	0.002
XMn	0.06		0.07		0.06		0.04		0.05		0.04		0.07		0.05		0.10		0.08		0.09		0.05	
N	3		3		3		4		3		3		3		3		3		3		4		3	

G1 – granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2 – granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3 – granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4 – granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5 – granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Dpadrão – desvio padrão. FeO – ferro total sob a forma de FeO obtido na microssonda electrónica. – sem significado. XMn = Mn/(Mn+Fe). N – número de análises. Número de iões calculado na base de 6 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

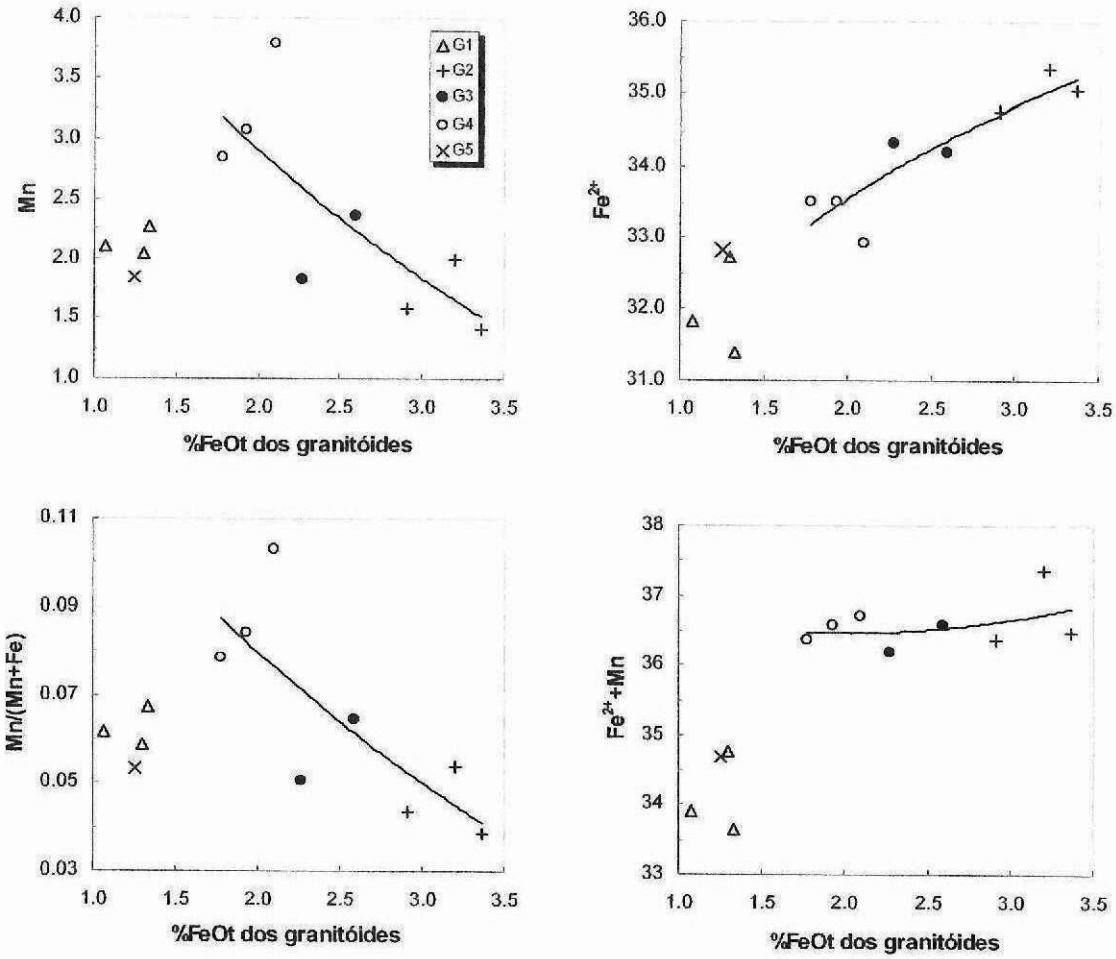

Figura 76. Diagramas de variação seleccionados para a ilmenite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus FeOt dos granitóides.

apresentam uma composição semelhante. Contudo, tendem a registar os teores mais elevados de Ti, indicando que não pertencem à sequência. Têm, também, os teores mais baixos de Fe^{2+} e de Fe+Mn de todas as ilmenites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (Figs. 75, 76; Tabela 52).

Nos granitos G1 e G5 ocorrem vários cristais de rútilo, associados à biotite e à clorite, sendo as suas análises químicas e respectivas fórmulas estruturais dadas na Tabela 53 e mostram composições relativamente puras.

Tabela 53. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais médias do rútilo das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1		G5
	Média	Dpadrão	
TiO_2	97.80	0.09	99.61
Al_2O_3	0.09	0.02	0.04
FeO	0.09	0.01	0.18
MnO	-	-	0.09
MgO	-	0.01	-
CaO	0.06	-	0.08
SiO_2	0.03	0.02	0.04
TOTAL	98.08		100.05
Ti	0.998	0.001	0.997
Si	-	-	0.001
Al	0.001	-	0.001
Fe	0.001	-	0.002
Mn	-	-	0.001
Mg	-	-	-
Ca	0.001	-	0.001
Total	1.00		1.00
N	5		1

G1 – granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G5 – granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Dpadrão – desvio padrão. – valor abaixo do limite de detecção. N – número de análises. Número de iões calculado na base de 2 átomos de oxigénio.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

5.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

5.4.1. MÉTODO U-Th-Pb EM MONAZITE POR EPMA

As monazites de amostras seleccionadas das várias rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (Fig. 77) foram analisadas por microssonda electrónica e posteriormente datadas através das razões de U-Th-Pb obtidas. Os resultados para as monazites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco apresentam-se na Tabela 54.

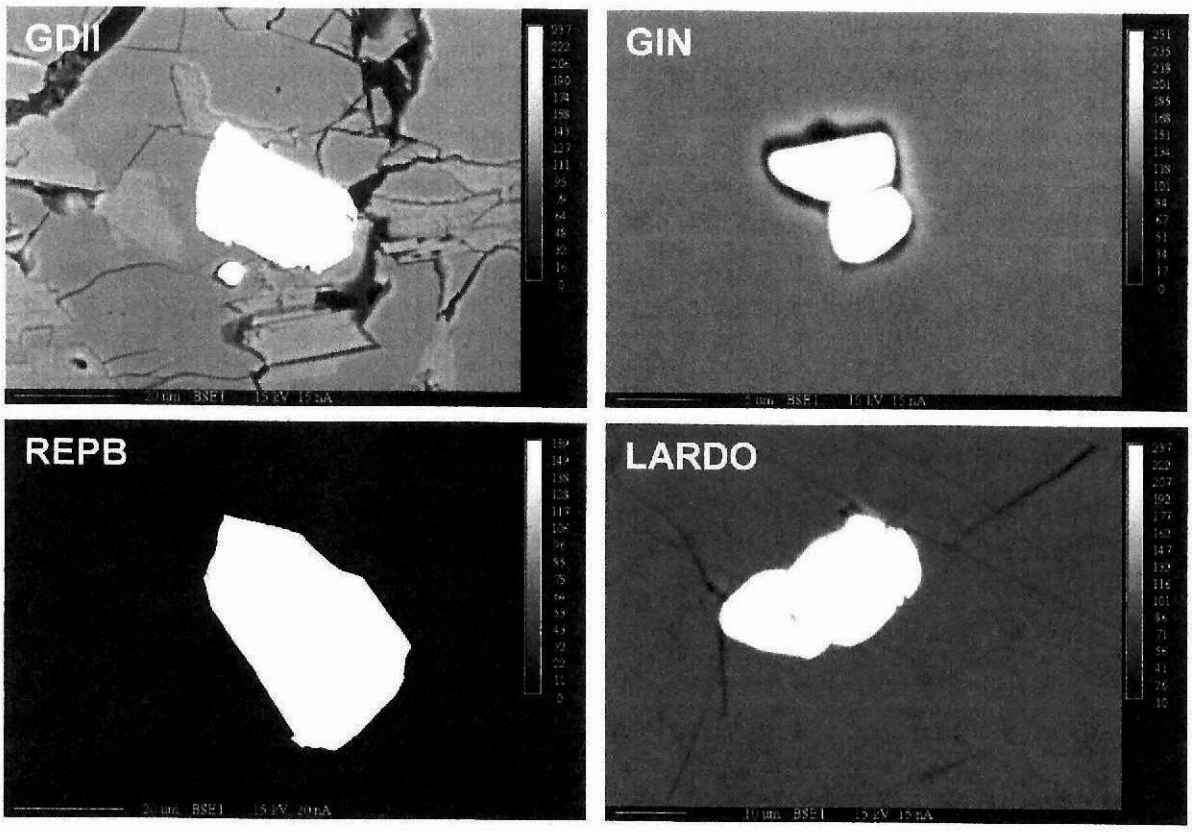

Figura 77. Cristais de monazite analisados por microssonda electrónica das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. GDII. granito moscovítico-biotítico G1; GIN. granodiorito biotítico-moscovítico G2; REPB. granodiorito biotítico - moscovítico G3; LARDO. granito moscovítico-biotítico G5.

As monazites do granito moscovítico-biotítico G1 possuem os teores médios mais elevados de Pb e de U das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (Tabela 54) e os valores de idade são os que apresentam maior dispersão. Nos granodioritos G2 e G3 e no granito G4, as monazites apresentam teores médios variados de Pb, U e Th, mas com intervalos de variação semelhantes (Tabela 54). As monazites do granito G5, por sua vez, registam teores médios mais elevados de Pb e de U do que as monazites das rochas granitóides G2, G3 e G4 (Tabela 54).

Tabela 54. Resultados de U-Pb-Th obtidos, por microssonda electrónica, em monazites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

Amostra	Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	T (Ma) ± σ	N	Idade média		
						T (Ma)	MSWD	N
G1								
GCI7	1402 ± 32	18012 ± 96	49401 ± 207	297 ± 7	19	303 ± 3	9	31
GEB2	1791 ± 38	18590 ± 80	64369 ± 206	310 ± 17	12			
G2								
GIN	666 ± 28	6205 ± 73	28751 ± 195	304 ± 15	7	301 ± 4	2	38
GIN2	948 ± 19	7028 ± 33	48451 ± 94	297 ± 6	31			
G3								
REPB	1043 ± 20	6566 ± 39	5595 ± 112	301 ± 4	32	301 ± 4	3	32
G4								
GM	768 ± 31	2740 ± 74	48670 ± 262	297 ± 14	16	297 ± 3	35	45
NAC	1231 ± 23	7439 ± 31	67602 ± 90	300 ± 6	29			
G5								
LARDO	1285 ± 22	13178 ± 52	50581 ± 85	301 ± 3	49	301 ± 3	14	49

G1. Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. N – número de análises.

Para as monazites dos granitos G1 e G5 e dos granodioritos G2 e G3 foram obtidas idades por U-Th-Pb compreendidas entre 301 - 303 Ma. A idade U-Th-Pb obtida para as

monazites do granito G4 tende a ser mais recente, sendo de 297 ± 3 Ma (Tabela 54) (Antunes et al., 2005b).

Os resultados obtidos para as monazites do granito G4 revelam heterogeneidade face aos valores mais elevados de MSWD que apresenta, o que pode ser associado às incertezas desta metodologia (Pyle et al., 2005). Contudo, podem também estar relacionados com a ocorrência de fenómenos geológicos responsáveis pela presença de algum Pb inicial nos grãos de monazite ou ainda a processos de alteração.

A datação de cristais de monazite por microssonda electrónica constitui um importante método geocronológico alternativo com o qual é possível obter idades precisas e semelhantes às obtidas por datação isotópica (Cocherie et al., 2005). Alguns autores atribuem as potencialidades deste método geocronológico à sua aplicação conjunta com outros métodos isotópicos de datação, como por exemplo, U-Pb em cristais de zircão e monazite (Williams e Jercinovic, 2002).

A datação de monazites através de U-Th-Pb, por microssonda electrónica, não permite por si só avaliar a exactidão das idades obtidas, pois há concordância entre os sistemas Th-Pb e U-Pb, contudo a consistências das determinações obtidas permite concluir que um cristal não foi significativamente alterado ou modificado (Williams e Jercinovic, 2002).

Os valores de idades mais recentes obtidos por microssonda electrónica poderão indicar uma discordância isotópica para os cristais de monazite que, quando ocorre, tem geralmente menor razão Pb/(Th+U), levando à obtenção de uma idade aparente mais recente do que a relativa ao Pb mais antigo (Kuiper, 2005). A idade Pb-U-Th obtida por microssonda electrónica corresponde à idade mínima dada por $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ e a idade máxima de $^{208}Pb/^{232}Th$. Contudo, estas discordâncias isotópicas não são possíveis de avaliar através de microssonda electrónica (Kuiper, 2005).

5.4.2. *MÉTODO U-Pb EM ZIRCÃO E MONAZITE POR ID-TIMS*

Os cristais de zircão e monazite separados de uma amostra representativa de cada um dos granitos moscovítico-biotíticos, G1 e G5, e do granodiorito biotítico-moscovítico G2, foram datados através da análise isotópica de U-Pb. Três fracções de zircão e duas fracções de monazite do granito G1, três fracções de zircão e uma de monazite do granodiorito G2 e quatro fracções de zircão e três fracções de monazite do granito G5 foram analisados para determinação da sua idade. O granodiorito biotítico-moscovítico G3, e o granito de duas micas G4, não foram considerados, pois as relações de campo que apresentam e as suas características geoquímicas sugerem que estão relacionados com o granodiorito biotítico-moscovítico G2. As idades das fracções dos cristais seleccionados foram determinadas através do método de U-Pb por ID-TIMS e os resultados obtidos para cada uma destas fracções nas três rochas granitóides são apresentados na Tabela 55. As diversas fracções obtidas foram seleccionadas de acordo com as suas características morfológicas.

- Granito moscovítico-biotítico G1 (amostra GCL7)

a) fracção 88/25 – zircões euédricos, em prismas alongados, com uma face piramidal e a outra face, geralmente, fracturada, hialinos, incolores, sem fracturas evidentes;

b) fracção 88/26 – zircões euédricos, em prismas alongados, com as duas faces de forma piramidal, hialinos de cor levemente rosada, com raras inclusões (Fig. 78.a);

c) fracção 88/28 – cristais de zircões subédricos, de tamanho e formas bastante variadas, hialinos e incolores, alguns com fracturas associadas;

d) fracção 88/S51 – grão de monazite euédrico, arredonado, hialino, de cor amarela a rosada e límpido (Fig. 78.b);

e) fracção 88/S63 – grão de monazite euédrico, de forma arredonada, hialino, de cor acastanhada.

• Granodiorito biotítico-moscovítico G2 (amostra GIN)

a) fracção 86/51 – zircões com faces euédricas, em alguns fragmentos, hialinos, de tonalidade levemente rosada e pontuais inclusões;

b) fracção 88/29 – cristais de zircões subédricos, fracções de cristais partidos e fragmentados, hialinos, com raras inclusões (Fig. 78.c);

c) fracção 88/30 – zircões euédricos, em prismas alongados, hialinos, de tonalidade levemente acastanhada, com várias fracturas longitudinais e inclusões dispostas longitudinalmente;

d) fracção 90/S55 – grão de monazite euédrico, arredonado, hialino, de tonalidade rosa, com raras inclusões (Fig. 78.d).

• Granito moscovítico-biotítico G5 (amostra LARDO)

a) fracção 86/29 – zircões euédricos, em prismas alongados, hialinos, incolores, alguns com inclusões;

b) fracção 86/30 – zircões euédricos, em prismas alongados, semelhantes aos da fracção 86/29, mas de menores dimensões, hialinos, incolores e alguns com inclusões (Fig. 78.e);

c) fracção 86/49 – vários cristais de zircões subédricos, alguns de forma ligeiramente arredondada, correspondente a fracções de cristais partidos e fragmentados, alguns de cor acastanhada, com inclusões (Fig. 78.f);

d) fracção 88/54 – cristais de zircões euédricos, em prismas alongados, partidos, hialinos, com raras inclusões;

e) fracção 86/S9 – grão de monazite de forma indefinida e pouco usual, hialino, de cor amarelada e, por isso, este cristal não foi sujeito a abrasão;

f) fracção 90/S20 – grãos de monazite euédrico, de forma arredonada, hialino, de cor amarelada, com raras inclusões;

Figura 78. Características morfológicas de algumas fracções de zircão e monazite seleccionadas das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. Granito moscovítico-biotítico G1: zircão (a), monazite (b); granodiorito biotítico-moscovítico G2: zircão (c), monazite (d); granito moscovítico-biotítico G5: zircão (e, f).

g) fracção 90/S21 – grãos de monazite euédrico, em forma de agulhas alongadas, hialino, incolor.

Os resultados das várias fracções analisadas de zircão e monazite dos granitóides seleccionados do plutão de Castelo Branco são apresentados na Tabela 55. Os valores para a razão Th/U dos cristais de zircão das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco variam entre 0.10 e 0.86, indicando que correspondem a zircões com assinatura ígnea (Williams e Claesson, 1987). Os zircões do granito moscovítico-biotítico G1, tendem a apresentar teores de U e razões de Th/U semelhantes e dentro do mesmo intervalo de variação dos encontrados nos zircões do granodiorito biotítico-moscovítico G2 e do granito moscovítico-biotítico G5. As duas monazites seleccionadas do granito G1 apresentam resultados bastante variados e compreendem o valor mais elevado e ainda o valor mais baixo de U e Th/U das monazites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (Tabela 55).

As várias fracções de zircão e monazite dos granitóides seleccionados do plutão de Castelo Branco foram projectados em diagramas concórdia, tendo-se verificado para algumas das rochas granitóides uma boa concordância entre as idades zircão e monazite, pelo que são referidas as idades zircão + monazite conjuntas.

A projecção das análises de zircão do granito moscovítico-biotítico G1, no diagrama $^{206}Pb/^{238}U$ versus $^{207}Pb/^{235}U$ mostra que das três fracções de zircão analisadas, duas são discordantes (Fig. 79.a). Contudo, os pontos correspondentes às fracções analisadas de zircão definem um bom alinhamento (MSWD = 1.11). O alinhamento define uma discórdia inversa que intercepta a curva da concórdia na parte inferior e atribui uma idade mínima de implantação para este granito de 309.9 ± 1.1 Ma (Fig. 79.a). A obtenção de uma discórdia inversa pode ser interpretada como o resultado da existência de Pb herdado, relacionada com um excesso de ^{230}Th inicial (Shrärer, 1984; Kalt et al., 2000), devido à presença de núcleos herdados no zircão. Para alguns autores, a existência de uma discórdia inversa

Tabela 55. Dados isotópicos U-Pb de zircão e monazite das rochas granitóides G1, G2 e G5 do plutão de Castelo Branco

Amostra	Caracteristicas [1] [N]	peso [2] (µg)	U [2] (ppm)	Th/U [3]	Pbc [2,4] (ppm)	Pbc [2,4] (pg)	$^{206}Pb/^{204}Pb$ [5]	$^{207}Pb/^{235}U$ [6]	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ [6]	2σ	rho [7]	$^{206}Pb/^{238}U$ [6]	$^{207}Pb/^{235}U$ [6]	$^{207}Pb/^{206}Pb$ [6]	2σ	D (%) [8]
G1																	
GCI7 88/25	Z lp py [19]	11	206	0.10	0.06	2.7	2627	0.35722	0.00161	0.04922	0.00018	0.77	310	310	313	6.5	1.1
GCI7 88/26	Z lp 2py [17]	26	466	0.15	0.07	3.9	10239	0.39106	0.00097	0.05298	0.00012	0.93	333	335	351	2.0	5.4
GCI7 88/28	Z tips [24]	29	479	0.28	0.07	4.1	10929	0.37555	0.00092	0.05116	0.00011	0.92	322	324	339	2.2	5.3
GCI7 88/S51	Mz [1]	1	159	109.34	0.00	1.6	328	0.35345	0.00874	0.04931	0.00031	0.39	310	307	285	51.8	-9.2
GCI7 88/S63	Mz [1]	1	4514	4.58	4.27	6.3	2234	0.35642	0.00114	0.04931	0.00012	0.74	310	310	304	4.9	-2.1
G2																	
GIN 86/51	Z lp partido [f]	61	342	0.86	0.17	12.3	5239	0.35824	0.00097	0.04926	0.00012	0.92	310	311	318	2.5	2.5
GIN 88/29	Z tips [30]	11	470	0.18	0.68	9.5	1695	0.35597	0.00114	0.04903	0.00012	0.72	309	309	314	5.0	1.8
GIN 88/30	Z lp [50]	14	424	0.88	0.05	2.7	6780	0.35725	0.00105	0.04927	0.00013	0.85	310	310	311	3.5	0.3
GIN 90/S55	Mz [1]	1	945	26.32	0.21	2.2	1340	0.35780	0.00230	0.04951	0.00018	0.60	312	311	304	11.7	-2.7
G5																	
LARDO 86/29	Z lp grande [33]	53	585	0.13	0.03	3.7	25931	0.35678	0.00096	0.04918	0.00012	0.95	310	310	312	1.9	0.9
LARDO 86/30	Z lp pequeno [f]	63	478	0.14	0.08	7.1	13009	0.35680	0.00090	0.04920	0.00011	0.95	310	310	311	1.8	0.5
LARDO 86/49	Z tips [f]	110	500	0.11	0.02	4.7	37261	0.37514	0.00097	0.05083	0.00012	0.97	320	323	351	1.5	9.2
LARDO 88/54	Z lp partido [49]	66	480	0.14	0.06	6.0	16319	0.35643	0.00089	0.04918	0.00011	0.95	309	310	310	1.8	0.2
LARDO 86/S9	Mz NABR [1]	2	959	24.90	1.25	4.5	1351	0.36274	0.00177	0.05023	0.00018	0.76	316	314	302	7.2	-4.8
LARDO 90/S20	Mz [13]	15	2113	14.17	0.33	6.9	14270	0.39540	0.00090	0.04976	0.00012	0.96	313	312	302	1.7	-3.8
LARDO 90/S21	Mz [7]	7	884	14.97	0.13	2.9	6606	0.35620	0.00100	0.04938	0.00011	0.85	311	309	299	3.2	-3.9

[1] Z – zircão; Mz – monazite; lp – prismas alongados; py – bordo piramidal; tips - sem forma definida. Todos os minerais foram sujeitos a abrasão. NABR – mineral não sujeito a abrasão. [N] – número de grãos em cada fracção (f > 50 grãos). Todos os zircões são claros e transparentes. [2] Pesos e concentrações melhores que 10%, excepto para as fracções próximo ou igual a 1 mg, correspondente ao limite de detecção da balança. [3] O modelo utilizado para a razão Th/U é condicionado pela relação $^{208}Pb/^{206}Pb$ e pela idade da amostra. [4] Pbc corresponde ao Pb total comum da amostra (inicial + branco). [5] Valores corrigidos por fraccionação e branco. [6] Valores corrigidos por fraccionação "spike", branco e Pb inicial comum; erros calculados através da propagação das várias incertezas; Pb inicial comum corrigido através do modelo de Stacey and Kramers (1975). [7] – excentricidade da elipse. [8] grau de discordância.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

pode ser justificada por algum grau de alteração (e.g., Corfu e Evins, 2002) ou a uma dissolução incompleta (Corfu, 2004). Uma das fracções de zircão estudadas é concordante, enquanto que as outras duas se afastam da curva da concórdia. A dispersão apresentada por cristais de zircão pode ser associada à presença de núcleos herdados, bem como, à adição de distúrbios isotópicos (Corfu, 2004). Alguns cristais de zircão possuem núcleos herdados que não foram considerados na idade obtida através da concórdia. Para o cristal de zircão mais concordante (88/25 zr) foi obtida uma idade $^{207}Pb/^{206}Pb$, de 309.9 ± 1 Ma, e uma discordância igual a 1.1 %.

Os dois cristais de monazite do granito G1 apresentam-se inversamente discordantes, o que é bastante comum devido ao excesso inicial de ^{230}Th, resultante do excesso de ^{206}Pb (Schärer, 1984; Kalt et al., 2000). As monazites Paleozóicas foram afectadas por desequilíbrios associados aos fenómenos geológicos a que foram sujeitas durante os seus processos de cristalização (Kalt et al., 2000). Consequentemente, apresentam um excesso de ^{206}Pb devido ao excesso de ^{230}Th que possuem, pelo que a idade das monazites a considerar deve ser a obtida através da razão $^{207}Pb/^{235}U$, uma vez que esta razão não é afectada pelos desequilíbrios referidos. Para a fracção mais concordante de monazite foi obtida uma idade $^{207}Pb/^{235}U$ de 309.5 ± 0.9 Ma.

A associação das fracções zircão + monazite define um fraco alinhamento, com MSWD = 11.0 para uma idade de 310 $\pm$ 1 Ma, sendo semelhante à obtida pela curva da concórdia para o zircão e a idade média resultante da projecção destes dois minerais é igual a 310 $\pm$ 1 Ma.

A intercepção superior da curva da concórdia para o zircão e a monazite dá uma idade de 529 $\pm$ 69 Ma, devido à presença de núcleos herdados.

Os dados isotópicos para os cristais de zircão do granodiorito G2 projectam-se próximo da curva da concórdia (Fig. 79.b) mas um dos cristais de zircão afasta-se da concórdia devido à presença de um núcleo herdado e alguma perda de Pb, pelo que não foi considerado na sua construção.

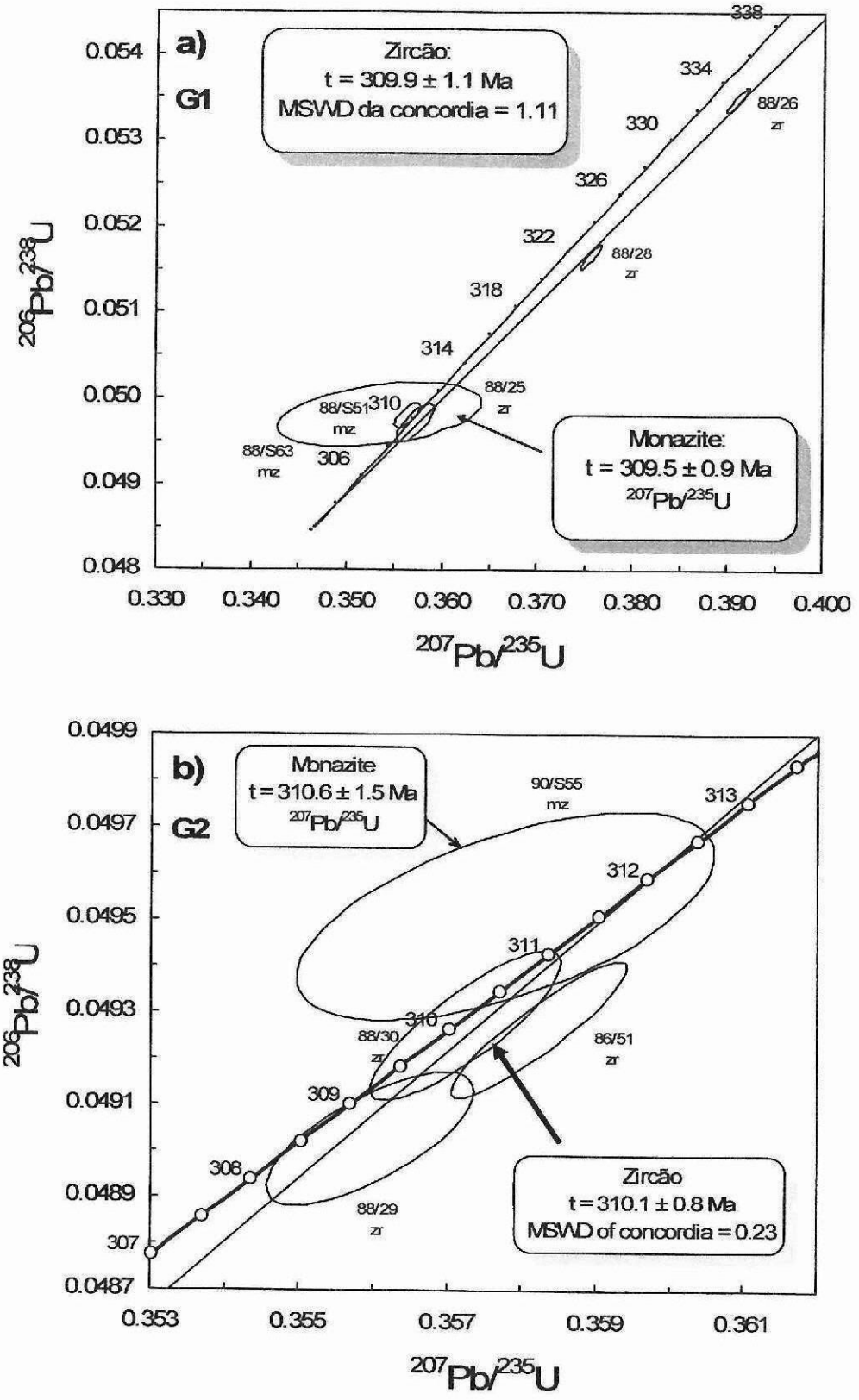

Figura 79. Diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. zr – zircão, mz – monazite. a) G1 – granito moscovítico-biotítico; b) G2 - granodiorito biotítico-moscovítico.

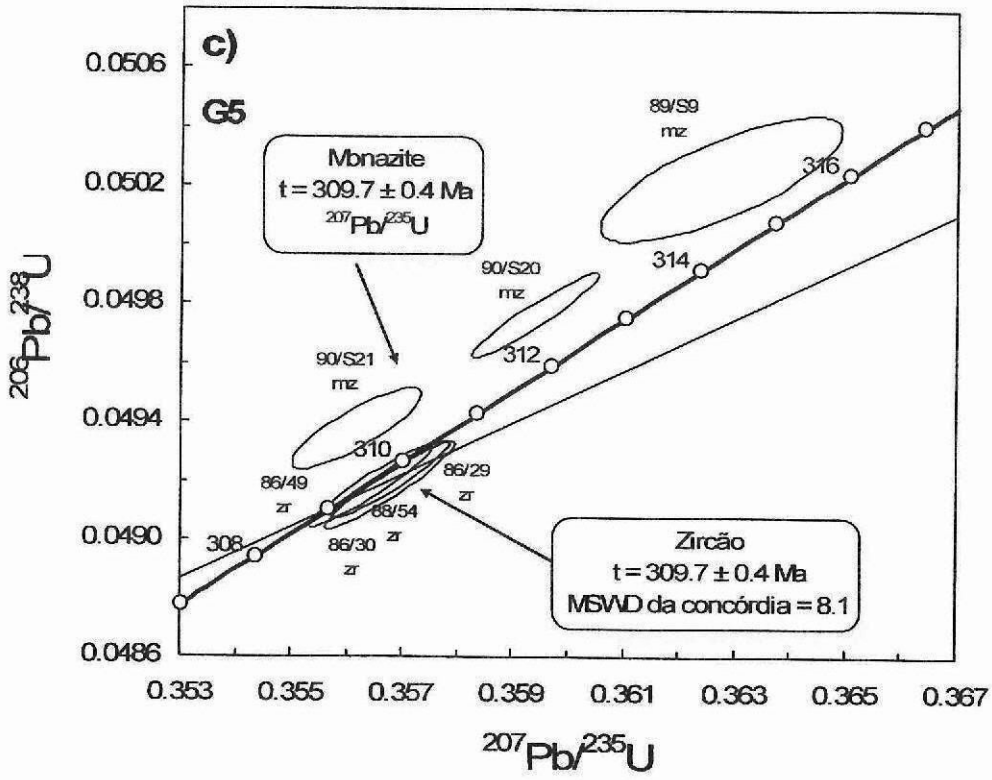

Figura 79. Diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.). c) G5 – granito moscovítico-biotítico.

Um cristal de zircão do granodiorito G2 possui uma razão $^{206}Pb/^{238}U$ menor do que a do cristal de zircão mais concordante, sugerindo a perda de algum Pb. A idade obtida para o cristal de zircão mais concordante (88/30 zr) é igual a 310.1 ± 0.8 Ma. A projecção da fracção analisada de monazite situa-se ligeiramente acima da concórdia e dá uma idade de 310.6 ± 1.5 Ma, obtida através da razão $^{207}Pb/^{235}U$. A idade mais correcta a considerar para o granodiorito biotítico-moscovítico G2 será a média das idades obtidas para o zircão e a monazite, igual a 310 ± 1 Ma.

Os zircões do granito moscovítico-biotítico G5 tendem a ser dos mais ricos em U das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco e com as razões mais elevadas de $^{206}Pb/^{204}Pb$. As três fracções de monazite, por sua vez, apresentam uma variação nos

resultados obtidos, contudo foram as que registaram valores mais elevados de $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Tabela 55).

As quatro fracções de zircão do granito G5 projectam-se próximo da curva da concórdia (Fig. 79.c), sendo três concordantes e um deles discordante. A discórdia para os quatros pontos define uma intersecção inferior de 309.1 ± 0.6 Ma e uma idade de intersecção superior de 1000 Ma. Esta idade é semelhante à obtida para uma dos cristais de monazite. Os zircões concordantes sozinhos indicam uma idade de 309.7 ± 0.4 Ma.

Os cristais de monazite tendem a afastar-se da curva da concórdia, projectando-se acima desta numa posição discordante, mas o cristal de monazite localizado mais próximo da concórdia tem uma idade de 309.7 ± 0.4 Ma, de acordo com razão $^{207}Pb/^{235}U$, que é idêntica à obtida pelos três cristais concordantes de zircão.

As monazites discordantes tendem a possuir elevados teores de Th, identificados através dos valores elevados da razão Th/U (Corfu e Evins, 2002). Contudo, embora os elevados valores de Th possam contribuir para a discordância associada aos cristais de monazite nem sempre é possível estabelecer uma correlação simples entre a razão Th/U e o grau de discordância associado a alguns cristais de monazite. Nalguns casos, a relação U-Pb e as características apresentadas pelos cristais de monazite poderão ter uma maior influência (Corfu e Evins, 2002). No granito moscovítico-biotítico G5, a discordância apresentada pelos cristais de monazite, representada por uma mistura de um desequilibro de ^{230}Th e perda de U, poderá ser justificada pela possível alteração apresentada por estes cristais, como encontrado em monazites do Complexo de Suomujärvi (Corfu e Evins, 2002). Com a alteração de cristais de monazite podem ser incorporadas quantidades consideráveis de Pb e Th, e o enriquecimento ou empobrecimento de U dependendo do processo e composição dos fluidos a que são sujeitas (Poitrasson et al., 1996).

A discordância apresentada por algumas fracções de zircão e monazite e os desequilíbrios a que foram sujeitos no decurso dos processos geológicos leva a considerar a idade obtida através das fracções de zircão e de monazite mais concordantes, como a idade

de instalação destas rochas granitóides. Os vários valores de idades obtidos apresentam uma forte relação e as variações encontradas estão incluídas dentro do erro analítico associado a esta metodologia (Tabela 56).

Tabela 56. Resumo das idades U-Pb obtidas para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Idade zircão (Ma) [1]	Idade zircão (Ma)[2] $^{207}Pb/^{206}Pb$	Idade monazite (Ma)[3] $^{207}Pb/^{235}U$	Idade zircão + monazite (Ma)[4]
Granito moscovítico-biotítico (G1)	310 ± 1 Ma	309.9 ± 1 Ma	309.5 ± 0.9	310 ± 1 Ma
Granodiorito biotítico-moscovítico (G2)	314 ± 17 Ma	310.1 ± 0.8 Ma	310.6 ± 1.5 Ma	307 ± 28 Ma
Granito moscovítico-biotítico (G5)	309.7 ± 0.4	309.7 ± 0.4 Ma	309.7 ± 0.4 Ma	Não definida

[1] idade obtida através da projecção das várias fracções de zircão analisadas e sua intersecção com a curva da concórdia; [2] idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ do cristal de zircão mais concordante; [3] idade $^{207}Pb/^{235}U$ do cristal de monazite mais concordante; [4] idade obtida através da projecção conjunta das fracções de zircão e de monazite analisadas na curva da concórdia.

Considerando o conjunto dos resultados obtidos, e tendo em consideração as incertezas associadas aos valores das idades, é possível definir a idade de 310 Ma como o possível período para instalação destas rochas granitóides, e afirmar que se tratam de maciços granitícos que revelam sincronismo de instalação (Antunes et al., 2005b). A idade obtida, e tendo em vista o enquadramento geotectónico do maciço granítico em estudo, permite associar estas rochas granitóides com a última fase dúctil de deformação varisca (D3). Idades semelhantes foram obtidas em zircões e monazites (Valle Aguado et al., 2005), monazites (Chaminé et al., 1998) e micas (Acciaioli et al., 2003) de rochas granitóides situadas em sectores próximos na zona Centro-Ibérica, utilizando técnicas de datação por

U-Pb em zircão e monazite e por Ar-Ar em moscovites. Estas idades estão ainda de acordo com a idade de 320 Ma proposta por Simões (2000) para o início da deformação D3 na Zona Centro Ibérica, particularmente no norte de Portugal. As idades obtidas incluem os granitóides do plutão de Castelo Branco no intervalo compreendido entre 320 - 300 Ma definido por Dias et al. (1998) para a fase D3, os quais estão de acordo com as idades referidas por diversos autores para a terceira fase de deformação hercínica da Zona Centro Ibérica (e.g., Noronha et al., 1981; Ferreira et al., 1987; Pinto et al., 1987; Azevedo e Nolan, 1998; Dias et al., 1998; Almeida et al., 2002; Valle Aguado et al., 2005).

Comparando as idades obtidas por U-Pb em zircões e monazites da área de Viseu (Valle Aguado et al., 2005) com as aqui obtidas para zircão e monazite das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco pode ser sugerida uma idade próxima de instalação. Os diversos resultados obtidos sugerem um sincronismo na implantação de vários plutões sin-cinemáticos.

A datação de rochas granitóides, por U-Pb em cristais de zircão, da zona NW da Península Ibérica indica que os leucogranitos que ocorrem nesta área intruíram entre 320 a 310 Ma (Fernández-Suárez et al., 2000), idade semelhante à obtida no plutão granítico de Castelo Branco.

Comparação das Idades Obtidas por U-Th-Pb e por U-Pb

A idade obtida por U-Pb-Th das monazites dos granitos G1 e G5 e dos granodioritos G2 e G3 apresentam um valor semelhante entre si, variando entre 303 a 301 $\pm$ 3 Ma. Para o granito de duas micas, G4, foi obtido um valor inferior de 297 $\pm$ 3 Ma (Tabela 57), mas considerando o erro a diferença não é grande. No entanto, as idades U-Th-Pb das monazites de G1, G2 e G5 são consistentemente inferiores, cerca de 10 Ma, relativamente à idade de 310 $\pm$ 1 Ma obtida através da média das idades obtidas para o zircão e a monazite

em cada uma destas rochas granitóides (Tabela 57). As idades mais recentes obtidas através do método de U-Th-Pb podem estar associadas aos teores de U mais elevados e às menores razões de Th/U obtidas por microssonda electrónica, em relação às obtidas por ID -TIMS, bem como, à perda parcial de Pb como encontrado por Braun et al. (1998) em rochas do sul da Índia.

Tabela 57. Comparação dos resultados das datações por U-Pb-Th obtidas em monazites e por U-Pb obtidas em zircões e monazites nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	U-Pb-Th em monazite	U-Pb em zircão e monazite
Granito moscovítico-biotítico (G1)	303 ± 3 Ma	310 ± 1 Ma
Granodiorito biotítico-moscovítico (G2)	301 ± 4 Ma	310 ± 1 Ma
Granodiorito biotítico-moscovítico (G3)	301 ± 4 Ma	*
Granito de duas micas (G4)	297 ± 3 Ma	*
Granito moscovítico-biotítico (G5)	301 ± 3 Ma	310 ± 1 Ma

* - não determinada.

5.4.3. *MÉTODO* Rb-Sr E Sm-Nd DE ROCHA TOTAL

Com base nos dados de campo, estudos petrográficos e geoquímicos da rocha total foram seleccionadas doze amostras representativas dos cinco granitóides do plutão de Castelo Branco, para efectuar estudos isotópicos pelo método Rb-Sr, apresentados na Tabela 58.

Tabela 58. Resultados isotópicos Rb-Sr das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	% Erro (2 σ)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$
G1							
GCL7	273	49	5.598	17.894	0.7871	0.003	0.7082
PAL7	288	43	6.720	22.286	0.8081	0.003	0.7098
G2							
GIN	192	113	1.694	4.534	0.7312	0.002	0.7112
GIN2	207	107	1.939	4.924	0.7343	0.002	0.7128
GIN4	117	113	1.561	4.833	0.7301	0.003	0.7085
G3							
REPA	212	74	2.866	8.234	0.7467	0.002	0.7104
G4							
GM	294	47	6.282	20.481	0.7981	0.002	0.7078
GC	256	48	5.333	15.874	07784	0.002	0.7084
G13	230	52	4.457	14.102	0.7706	0.002	0.7084
GVR	214	62	3.452	10.141	0.7551	0.004	0.7104
NAC	309	37	8.385	28.181	0.8326	0.020	0.7082
G5							
LARDO	337	332	10.531	25.111	0.8463	0.002	0.7120

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. Os valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ das várias amostras foram calculados para a idade de 310 Ma obtida por U-Pb em cristais de zircão e monazite.

A errócrona de Rb-Sr obtida para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco foi construída utilizando o software informático Isoplot V. 2.06e de Ludwing (1999). A linha de regressão foi calculada pelo método dos mínimos quadrados e a qualidade da isócrona é avaliada pelo parâmetro MSWD (média do somatório dos desvios quadrados), sendo os

erros máximos de 1.2 % no quociente $^{87}Rb/^{86}Sr$ e de 0.0012 % no quociente $^{87}Sr/^{86}Sr$, com uma confiança de 95 % no intervalo 2σ.

Os granitóides G2, G3 e G4 definem um alinhamento linear, correspondente a uma errócrona Rb-Sr de rocha total, para uma idade de implantação de 300 ± 24 Ma e um valor MSWD de 70 (Fig. 80.a), o qual indica excesso de dispersão geológica para além do erro analítico. A idade obtida através da errócrona, tendo em conta o erro analítico, é semelhante à obtida através do método de U-Pb em cristais de zircão e monazite para estas rochas, contudo a elevada dispersão obtida indica que estes granitóides não estavam em completo equilíbrio isotópico no momento em que se formaram.

O granito porfiróide de duas micas (G4) havia sido datado pelo método Rb-Sr de rocha total, revelando uma idade de 310 Ma e uma razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0.7124 (Beetsma, 1995). Considerando os erros associados às idades e a $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial, os valores agora obtidos para G4 (Tabela 58; Fig. 80.a) podem ser considerados semelhantes aos obtidos por Beetsma (1995).

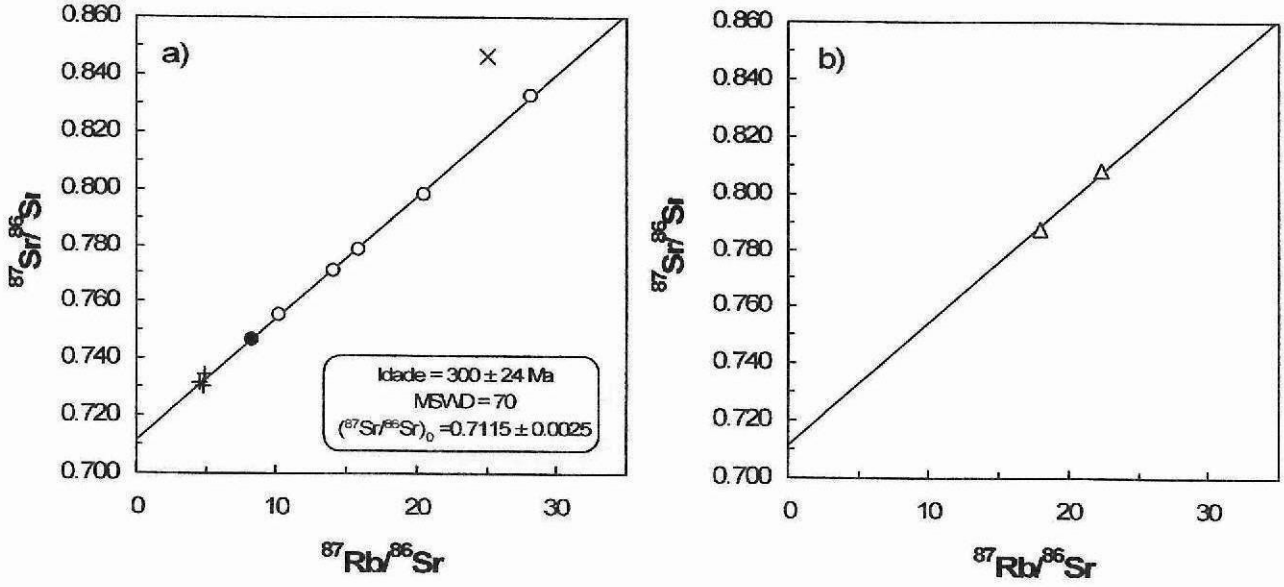

Figura 80. a) Errócrona obtida para os granodioritos G2, G3 e G4. b) projecção das amostras do granito G1 na errócrona traçada em a). Símbolos: Δ - G1; + - G2; • - G3; o – G4; × – G5.

Os granitos G1 e G5 não pertencem à errócrona. O granito G1 projecta-se mais próximo da errócrona (Fig. 80.b), contudo não pertence à sequência definida por G2, G3 e G4. O granito G5 não se projecta sobre a errócrona, pelo que terá uma origem distinta (Fig. 80.a).

As idades Rb/Sr consideradas mais recentes do que as idades U-Pb podem ser justificadas pela abertura do sistema Rb-Sr durante o pico do metamorfismo da terceira fase de deformação associado com a intrusão de granitos tardi-D3, ou ainda, pelo facto da temperatura de fecho do sistema Rb-Sr ser inferior à do sistema U-Pb (Faure, 1986; Simões, 2000).

Considerando a idade de U-Pb obtida em cristais isolados de zircão e monazite, de 310 Ma para G1, G2 e G5, foram calculadas as razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ para esta idade (Tabela 58). Para os granitóides G3 e G4 foi assumida uma idade idêntica de instalação face às características petrográficas e geoquímicas (Figs. 62, 63, 80) que apresentam e que os relaciona directamente com granodiorito G2.

As idades obtidas por U-Pb em cristais de zircão e monazite do granodiorito G2 e as idades obtidas por U-Pb-Th em monazites dos granodioritos G2 e G3 e do granito G4 (Tabela 59) estão compreendidas no intervalo de variação obtido através da isócrona Rb-Sr de rocha total (Fig. 80.a).

Os valores médios das razões de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ de 0.7090, 0.7108 e 0.7120, obtidos para G1, G2 e G5, respectivamente, são valores característicos de granitos resultantes da anatexia crustal de rochas metassedimentares. A média dos valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ para G2, G3 e G4 é de 0.7096 ± 0.0016, semelhante ao obtido através da errócrona de Rb-Sr de rocha total com uma razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0.7115 ± 0.0025 (Fig. 80.a).

Os resultados isotópicos obtidos pelo método Sm-Nd, em dez amostras previamente seleccionadas e representativas dos cinco tipos de rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, são apresentados na Tabela 60, bem como, os valores de $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ e de εNd_t calculados para a idade de 310 Ma de cristalização obtida pelo método de U-Pb em

Tabela 59. Comparação das idades obtidas, através das três metodologias utilizadas, para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	U-Pb em zircão e monazite	U-Pb-Th em monazite	Rb-Sr de rocha total
G2	310 ± 1 Ma	301 ± 4 Ma	300 ± 24 Ma
G3	*	301 ± 4 Ma	
G4	*	297 ± 3 Ma	

G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas.
* - não determinada.

zircões e monazites. Os valores de εNd_t e as idades T_{DM} foram calculados através do modelo de DePaolo (1981). A constante de desintegração do ^{147}Sm utilizada nos cálculos (λ = 6.54 $*10^{-12}$ ano^{-1}) foi a proposta por Steiger e Jäger (1977). No cálculo de εNd_t recorreu-se à constante $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}$ = 0.512638 e $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR}$ = 0.1967 (Jacobsen e Wasserburg, 1980) e para o cálculo de T_{DM}, utilizou-se $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM}$ = 0.513151 e $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM}$ = 0.22 (Liew e Hofmann, 1988).

Os granitos G1 e G5 possuem valores mais baixos de εNd_{310} e valores mais elevados de TDM do que os granodioritos G2 e G3 e granito G4 (Tabela 60), sugerindo que os granitos G1 e G5 não se relacionam com as restantes rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

Tabela 60. Resultados isotópicos Sm-Nd das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	% Erro (2 σ)	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{310}$	εNd_{310}	T_{DM}
G1								
GCL7	2.989	13.106	0.1379	0.512333	0.0020	0.51205	-3.6	1.52
PAL7	2.526	10.230	0.1493	0.512336	0.0020	0.51203	-4.0	1.75
G2								
GIN	7.221	38.217	0.1142	0.512356	0.0019	0.51212	-2.2	1.15
GIN2	6.587	35.423	0.1124	0.512405	0.0020	0.51218	-1.2	1.06
GIN4	7.015	38.802	0.1093	0.512370	0.0020	0.51215	-1.8	1.08
G3								
REPA	4.637	22.700	0.1235	0.512448	0.0030	0.51220	-0.8	1.11
G4								
GM	3.246	15.277	0.1285	0.512319	0.0020	0.51206	-3.5	1.38
GVR	4.133	19.079	0.1310	0.512407	0.0020	0.51214	-1.9	1.27
NAC	3.183	14.578	0.1320	0.512349	0.0020	0.51208	-3.1	1.39
G5								
LARDO	2.770	11.577	0.1446	0.512380	0.0020	0.51209	-3.0	1.56

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

É apresentado, ainda, o valor de εSr_{310}, calculado relativamente a UR (Uniform Reservoir) usando os quocientes $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7047$ e $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0847$ e as equações de Jacobsen e Wasserburg (1980). Os valores de fSm/Nd e fRb/Sr, por sua vez, representam o enriquecimento em Sm e o enriquecimento em Rb, respectivamente (Tabela 61).

Os valores de $^{147}Sm/^{144}Nd$ nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco apresentam-se semelhantes entre si e compreendidos no intervalo de variação entre 0.1093 – 0.1493. Todos os valores de $^{147}Sm/^{144}Nd$ são próximos do valor desta razão usualmente admitido para a crusta continental (0.12) (Tabela 60).

Tabela 61. Resultados de εSr_t, fSm/Nd e fRb/Sr das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	εSr_t	f Sm/Nd	f Rb/Sr
G1			
GCL7	52.12	-0.30	210.26
PAL7	74.83	-0.24	262.12
G2			
GIN	94.70	-0.42	52.54
GIN4	56.38	-0.44	56.75
G3			
REPA	83.35	-0.37	96.21
G4			
GM	46.44	-0.35	240.81
GVR	83.35	-0.33	118.73
NAC	52.12	-0.33	331.72
G5			
LARDO	106.06	-0.27	335.95

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovitico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

A projecção das várias amostras graníticas no diagrama εNd_{310} versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ indica uma origem dominantemente crustal para todas as rochas. Todas as amostras se projectam no quadrante IV; indicando que são derivadas de protólitos empobrecidos em Sm e enriquecidos em Rb (Fig. 81.a).

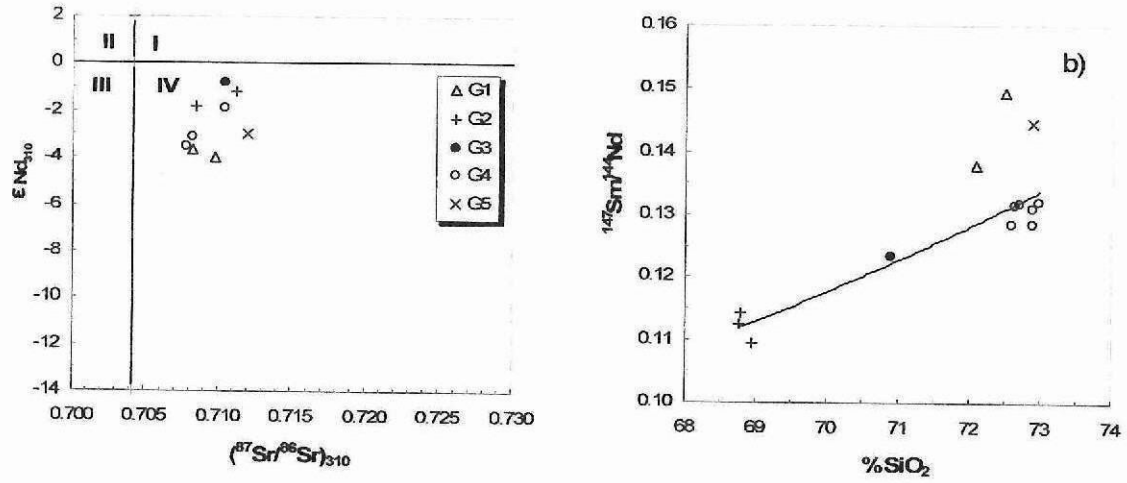

Figura 81. Diagramas de variação das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco: a) εNd_{310} versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$; b) $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus SiO_2.

A variação dos valores de εNd_{310} obtidos para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco, comprovam no seu momento de formação não se encontravam em equilíbrio isotópico (Fig. 81.a). A distribuição dos resultados obtidos mostra coerência dentro de cada um dos cinco granitóides estudados e uma ligeira tendência evolutiva desde os valores mais elevados para os menos elevados de εNd_{310} e de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ desde G2 e G3 para G4 (Fig. 82). Os resultados obtidos para os granitos G1 e G4 tendem a apresentar os valores mais negativos de εNd_{310}, mas com $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ bastante variável (Fig. 82). A distribuição apresentada pelos resultados obtidos sugere a contribuição de, pelo menos, três componentes magmáticos G1, G2 e G5 com distintas assinaturas isotópicas (Tabela 60).

Entre a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ e a SiO_2 das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco é estabelecida uma correlação positiva, com aumento de $^{147}Sm/^{144}Nd$ desde o granodiorito G2, para o granodiorito G3 e granito G4. Os granitos G1 e G5, por sua vez, não apresentam semelhante variação e projectam-se fora da recta (Fig. 81.b).

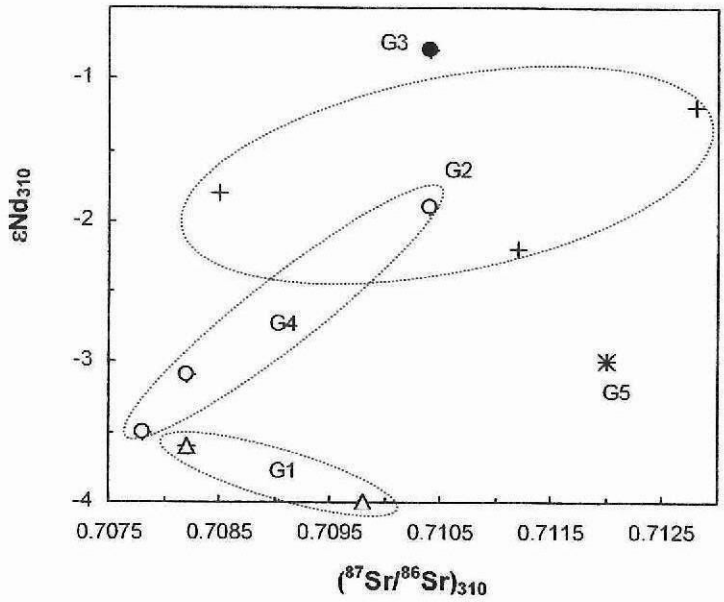

Figura 82. Distribuição dos valores $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ e de εNd_{310} obtidos para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco. G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

Os granodioritos G2 e G3 e o granito G4 definem uma errócrona para rocha total pelo método de Rb-Sr (300 $\pm$ 24 Ma). Contudo as amostras destas rochas granitóides, analisadas para Sm-Nd, não permitem a construção de uma isócrona, o que pode ser atribuído à ausência de homogeneização dos isótopos de Nd à escala do batólito. Por outro lado, estes granitóides apresentam uma idade relativamente recente e o método Sm-Nd apenas fornece idades viáveis para as rochas arcaicas.

A evolução isotópica do Nd na terra é descrita pelo decaimento do ^{147}Sm em relação a CHUR (Chondrit Uniform Reservoir) ou "Bulk Earth". As idades do modelo Ndt_{CHUR} representam o tempo decorrido desde o momento actual e o momento em que o Nd apresentava composição isotópica semelhante na amostra e em CHUR. Para que esta idade apresente validade, admite-se que a razão Sm-Nd não foi alterada no reservatório

CHUR, ao longo do tempo geológico. Contudo, considerando o valor sugerido para a diferenciação crustal a partir do manto, com $\varepsilon Nd_t \neq 0$, a idade de t_{CHUR} não dá uma idade real pelo que devem ser calculadas as idades de formação em relação ao "manto empobrecido" (T_{DM}) (DePaolo, 1981).

A idade modelo T_{DM} de uma rocha indica o período em que ocorreu a saída de material juvenil do manto para a crusta e não reflecte a idade de qualquer outro processo geológico que tenha ocorrido posteriormente, como magmatismo, metamorfismo, reciclagem crustal, caso não tenha ocorrido fraccionamento Sm/Nd (Sato et al., 1995). Assim sendo, é possível ter diversos protólitos, geneticamente relacionados, com idades estratigráficas distintas, mas com a mesma idade de residência crustal. Sempre que os processos geológicos pós-extracção do manto envolvam fraccionamento Sm/Nd, os valores T_{DM} não apresentam significado geológico.

As idades de residência crustal, calculadas em relação ao "manto empobrecido", no granito G1 são ligeiramente mais antigas, variando entre 1.5 e 1.8 Ga do que no granodiorito G2 que variam entre 1.1 e 1.2 Ga. No granodiorito G3 e no granito G4 apresentam um valor relativamente idêntico ao do granodiorito G2, variando entre 1.1 e 1.4; enquanto que no granito G5 é atingida uma idade mais antiga de 1.6 Ga semelhante à obtida para G4 (Tabela 60), podendo ser atribuída ao contributo metassedimentar aquando da cristalização magmática desta rocha granítica. As idades T_{DM} calculadas estão dentro do intervalo de variação das idades T_{DM} obtidas por Beetsma (1995), em rochas do Complexo Xisto-Grauváquico (1.2 a 1.6 Ga) e granitos tardi a pós-tectónicos (1.0 a 1.6 Ga). Estas idades T_{DM} não são geralmente interpretadas como indicadoras da formação da crosta continental no Proterozóico Médio na Europa Ocidental, mas sim como uma estimativa do tempo médio de residência na crusta dos protólitos dos granitos, que provavelmente resultaram de vários episódios de mistura de componentes juvenis e reciclados (Pin e Duthou, 1990; Beetsma, 1995).

5.4.4. *Isótopos de Oxigénio de Rocha Total*

Os resultados isotópicos de $\delta^{18}O$ obtidos em amostras representativas das cinco rochas granitóides do plutão de Castelo Branco e valores de SiO_2 e FeOt correspondentes são apresentados na Tabela 62.

Tabela 62. $\delta^{18}O$ em ‰ e percentagem em peso de SiO_2 e FeOt das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

Granito	Amostra	$\delta^{18}O$	SiO_2	FeOt
G1	GCL7	13.42	72.09	1.30
	GEB2	13.65	73.10	1.07
G2	GIN	12.23	68.80	3.37
	INFX2	12.31	69.37	2.91
G3	PC	12.50	70.36	2.59
G4	NAC	12.75	72.99	1.74
G5	SO2	13.14	73.35	1.16
	LC1	12.68	74.27	1.14

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico.

Os isótopos de oxigénio constituem um importante dado isotópico tanto na classificação das rochas granitóides quanto à sua origem, bem como, na interpretação de processos de cristalização magmática e de cristalização magmática com assimilação.

Os isótopos de oxigénio obtido nas rochas granitóides do plutão de Castelo Branco apresentam valores superiores a 10 ‰ (12.23 - 13.65 ‰; Tabela 62), indicando que correspondem a granitos do tipo S (Chappell e White, 1992).

A correlação positiva entre $\delta^{18}O$ e SiO_2 e a correlação negativa entre $\delta^{18}O$ e FeO_t em rochas granitóides indicam processos de cristalização fraccionada, muitas vezes, associados a assimilação de material metassedimentar. Os processos de alteração hidrotermal, evidentes em feldspatos, por sua vez, promovem um decréscimo nos valores de $\delta^{18}O$ das rochas granitóides onde ocorrem (Blattner et al., 2002).

As amostras com os valores mais baixos de $\delta^{18}O$ correspondem ao granito G2 que também possui os valores mais baixos de SiO_2 e os valores mais elevados de FeO_t (Fig. 83).

O aumento dos valores de $\delta^{18}O$ com o decréscimo de FeO_t, Sr e de Ba, associado ao aumento de SiO_2, Li e Rb verificado desde G2 para G3 e G4 (Fig. 83) apoiam a sequência de cristalização fraccionada proposta para estas rochas granitóides. O granito G5, por sua vez, apresenta valores muito variáveis de $\delta^{18}O$ que se afastam da curva definida para esta sequência (Fig. 83). Neste granito G5, a dispersão verificada pode ser associada a fenómenos de substituição hidrotermal frequente, particularmente nos feldspatos, o que permite justificar o decréscimo de $\delta^{18}O$ observado na amostra LC1 (Fig. 83; Tabela 62). Um decréscimo nos valores de $\delta^{18}O$ pode indicar a presença de alteração hidrotermal (Blattner et al., 2002).

O granito G1 apresenta os valores mais elevados de $\delta^{18}O$ e não se correlaciona com os elementos maiores e menores seleccionados, pelo que não pertence à sequência definida pelas restantes rochas graníticas e corresponderá a uma pulsação magmática distinta (Fig. 83).

Num sistema que não tenha sofrido contaminação crustal apresentará características isotópicas radiogénicas semelhantes às da fonte de origem, mesmo quando ocorram processos de diferenciação magmática (Rollinson, 1993). Contudo, os valores de $\delta^{18}O$ mostram pequenas variações com os processos de diferenciação magmática, aumentando cerca de 1 a 1.2 ‰ com o aumento do teor em SiO_2, com o grau de diferenciação (e.g.

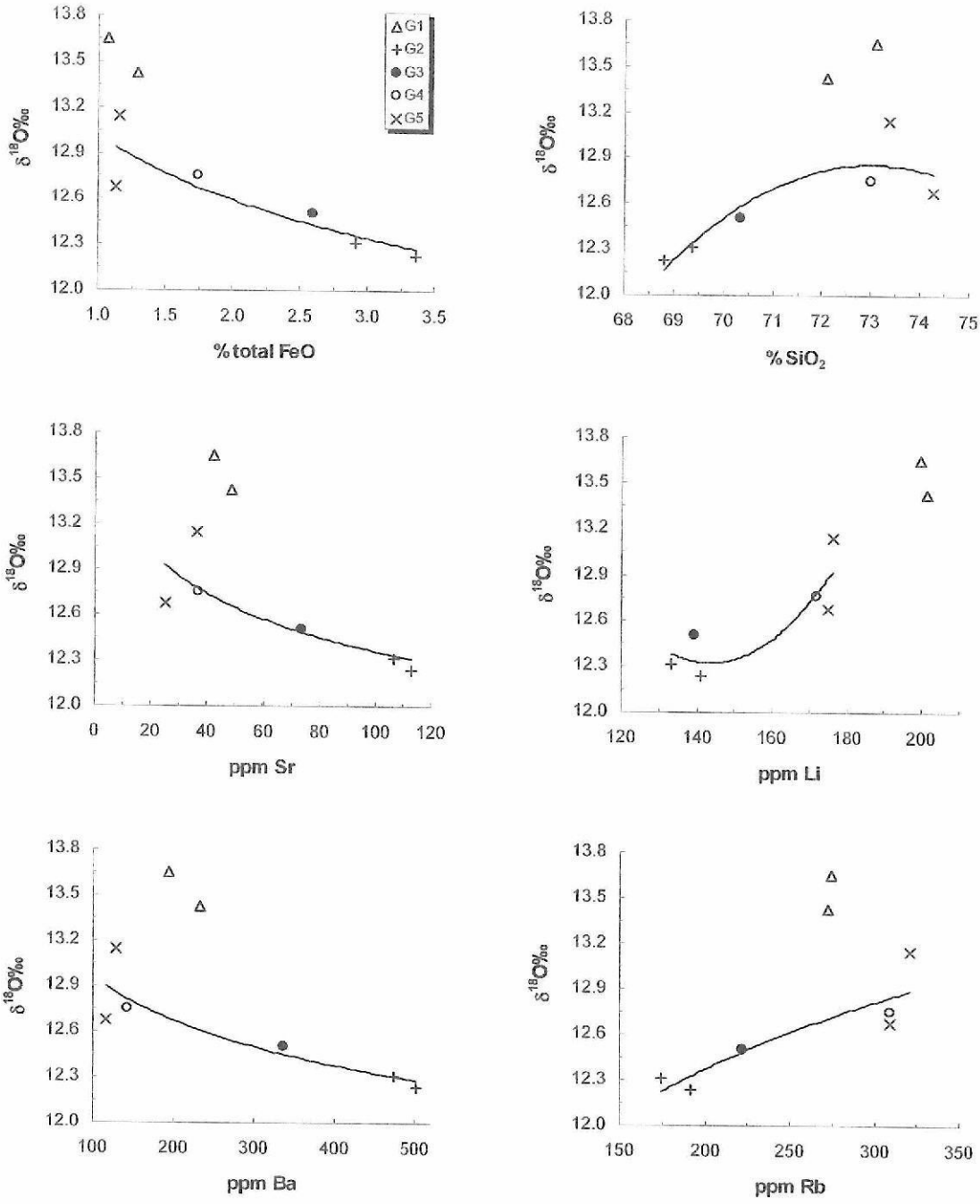

Figura 83. Diagramas de variação seleccionados de $\delta^{18}O$ das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

Taylor e Epstein, 1962; Epstein e Taylor, 1972; Muehlenbachs e Byerly, 1982; Kalamarides, 1984; Sheppard e Harris, 1985; Faure, 1986; White, 2003).

5.5. PETROGÉNESE

A interpretação conjunta dos dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos obtidos para o plutão de Castelo Branco sugerem que resultou de várias pulsações magmáticas, implantado sequencialmente e definindo um plutão inversamente zonado. O processo de intrusão deste plutão foi relativamente muito rápido, em menos de 1 Ma, que é o grau de incerteza associado à datação por U-Pb, em cristais de zircão e monazite. Além disso, há indicações que as implantações de porções magmáticas foram extraídas de fontes múltiplas e que pelo menos alguns dos magmas evoluíram por cristalização fraccionada.

O modelo petrogenético mais comum para as rochas graníticas é a fusão parcial de zonas da crusta (Chappell, 2004). A formação de magmas distintos poderá estar associada a diferentes graus de fusão parcial e heterogeneidades do protólito, os quais podem ainda sofrer processos de cristalização fraccionada (Neiva, 1998).

5.5.1. EVIDÊNCIAS DE FONTES MÚLTIPLAS

A existência de rochas granitóides no plutão de Castelo Branco derivadas de mais de uma fonte magmática é sugerida pelas distintas características geoquímicas e isotópicas que apresentam.

O valor médio da razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ para os granitóides G1, G2 e G5 é de 0.7090 ± 0.011, 0.7108 ± 0.024 e 0.7120 ± 0.0003 (Tabela 58), respectivamente, confirmando que estas rochas correspondem a três diferentes pulsações magmáticas independentes. Para estas rochas foram, ainda, obtidos diferentes valores de εNd_t, de -3.8, -1.7 e -3.0 (Tabela 60), para G1, G2 e G5, bem como, de $\delta^{18}O$, com valores médios de 13.54, 12.27 e 12.91 ‰, respectivamente (Tabela 62). Estas três rochas granitóides são peraluminosas com A/CNK ≥ 1.1 (Tabela 35), têm perfis de terras raras enriquecidos em

terras raras leves em relação às terras raras pesadas e com anomalia negativa de Eu (Figs. 63.a., 63.b., 63.e.), sugerindo que são derivados por fusão parcial de materiais metassedimentares (Nabelek e Glascock, 1995), o que é confirmado pelo corundo normativo ≥ 2.8 (Tabela 34), $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310} \geq 0.7090$ e $\delta^{18}O \geq 12.17$ ‰. São do tipo S (Chappell e White, 1992).

As diferenças geoquímicas encontradas entre G1, G2 e G5 são atribuídas a heterogeneidades na fonte de materiais metassedimentares. Estas rochas granitóides intruíram o Complexo Xisto-Grauváquico, de idade Câmbrica, que é constituído por filitos com intercalações de metagrauvaque e também de mármore. Alguns núcleos herdados em cristais de zircão do granito G1, sugerem a existência de materiais de idade Paleozóica na fonte metassedimentar, como pode ser inferido a partir da intersecção superior da curva de discórdia obtida, à qual é atribuída uma idade Câmbrica (Fig. 79.a), conjuntamente com detritos Pré-câmbricos (por exemplo, a intersecção superior da discórdia, com idade de 1 Ga; Fig. 79.c). É possível que o material metassedimentar que fundiu parcialmente tivesse uma composição semelhante à da rocha metassedimentar regional bastante heterogénea.

Contudo, a relação petrogenética possível de estabelecer para estas três rochas granitóides, G1, G2 e G5, é um pouco mais complexa e exige uma abordagem mais detalhada. Por um lado, existem fortes evidências de que o granito moscovítico-biotítico G1, que ocorre no núcleo do plutão de Castelo Branco, não está relacionado com as restantes rochas granitóides, G2 a G5. O contacto geológico entre o granito G1 e o granodiorito G2 é brusco (Fig. 4), o teor de Ba da microclina do granodiorito G2 é superior ao teor de Ba da microclina do granito G1 (Tabela 39) e o teor de anortite da plagioclase de G2 é mais elevado do que o teor de anortite da plagioclase de G1 (Tabela 39). Na maioria dos diagramas de variação das biotite, moscovite e ilmenite (Figs. 70, 71, 76) e nos diagramas de coexistência de micas (Fig. 73), G1 não está relacionado com G2, G3 e G4; a composição da fluorapatite de G1 destaca-se das composições das outras fluorapatites (Tabela 51).

Para os granitos G1 e G5 foram encontradas algumas semelhanças relativas à sua mineralogia e evolução isotópica. Algumas características geoquímicas do granito G5 sugerem que não estará relacionado com a sequência definida pelos granitóides G2 a G4, como seja, o teor da Ba da microclina de G5 mais elevado do que o encontrado para a microclina de G4 (Tabela 39), bem como, a maioria dos diagramas de variação das biotite (Fig. 70), moscovite (Fig. 71) e ilmenite (Fig. 76), perfis de terras raras dos granitóides (Fig. 63.f), errócrona Rb-Sr para a sequência G2, G3 e G4 (Fig. 80.a) e diagramas $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus SiO_2 (Fig. 81), onde em todos G5 se destaca da sequência. No entanto, foram encontradas algumas similaridades como os diagramas de variação dos granitóides (Fig. 62) indicando que o granito G5 poderá estar relacionado com esta sequência por um processo de cristalização fraccionada. Esta ambiguidade poderia indicar um processo combinado de diferenciação magmática acompanhado de assimilação para o granito G5.

5.5.2. CRISTALIZAÇÃO FRACCIONADA (COM ALGUMA CONTAMINAÇÃO)

Algum grau de ambiguidade está também associado à génese da sequência intermédia definida pelos granodioritos biotítico-moscovíticos G2 e G3 e pelo granito de duas micas G4. As relações isotópicas obtidas para estas rochas granitóides mostram algumas diferenças nos três sistemas isotópicos estudados, para o $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ (Tabela 58; Fig. 80.a), εNd_{310} (Tabela 60) e $\delta^{18}O$ (Tabela 62; Fig. 83), e mesmo dentro de cada rocha granitóide individualizada (Fig. 82). Assim sendo, os três magmas representados (G2+G3+G4) não poderão ser explicados apenas através da ocorrência de um processo de cristalização fraccionada, a partir de um magma parental homogéneo, mas deverá ter ocorrido algum grau de contaminação e mistura de magmas. No entanto, e ao mesmo tempo, as diferenças isotópicas encontradas para estas rochas granitóides não são muito

elevadas e existem várias correlações geoquímicas e isotópicas que apoiam um processo de cristalização fraccionada.

Os diagramas de variação para óxidos, elementos menores e quocientes de elemento menor / elemento maior obtidos para as rochas granitóides peraluminosas G2 a G4 (Fig. 62), o decréscimo de Ba do feldspato potássico dos fenocristais e da matriz de G2 a G4 e o decréscimo do teor de Ca da plagioclase do granodiorito G2 para a plagioclase do granito G4 (Tabela 39), apoiam a existência de um modelo de cristalização fraccionada. Outros factores importantes são o paralelismo apresentado pelos perfis de terras raras das rochas granitóides G2, G3 e G4 (Fig. 63.f), as evoluções de fraccionação encontradas para a biotite (Fig. 70), moscovite (Fig. 71), de coexistência de micas (Fig. 73) e ilmenite (Fig. 76) e a evolução da cordierite de G3 a G4 (Tabela 46) e os contactos geológicos graduais entre G2, G3 e G4 (Fig. 4).

O decréscimo em LREE e HREE desde o granodiorito G2 para o granito G4 (Fig. 63.f) pode ser atribuído à fraccionação de monazite e apatite, respectivamente, (Mittlefehldt e Miller, 1983; Yurimoto et al., 1990), enquanto que o decréscimo em HREE pode ser preferencialmente explicado através da fraccionação de zircão, como comprovado pelo decréscimo de Zr desde o granodiorito G2 até ao granito G4 (Tabela 33) e, ainda, da apatite (Tabela 32).

Os teores dos elementos maiores e menores dos granodioritos G2 e G3 e dos granitos G4 e G5 foram utilizados para testar um processo de cristalização fraccionada a relacionar estas rochas granitóides. Na modelização do processo de cristalização fraccionada foi considerado como magma parental a média das duas amostras menos siliciosas de G2 (GIN e GIN2), pois não apresentam quantidades significativas de minerais restíticos, e como magmas residuais foram usadas a amostra mais siliciosa de G2 (INFX2), a média de G3, a média das sete amostras mais siliciosas de G4 (GM, REPB, GC, G13, GCP, G12 e NAC) e a média de G5 (Tabela 63). Foram usadas, ainda, as composições de feldspato potássico, albite, anortite e quartzo puros e as composições da biotite, moscovite e

Tabela 63. Resultados da modelização da cristalização fraccionada para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Composição do magma parental determinado	Composição do magma parental calculado para:			
	G2	**G2**	**G3**	**G4**	**G5**
SiO_2	69.29	69.30	69.30	69.30	69.40
TiO_2	0.56	0.50	0.50	0.50	0.60
Al_2O_3	15.84	15.80	15.80	15.80	16.00
Fe_2O_3t	3.65	3.60	3.70	3.60	3.80
MgO	1.16	1.20	1.10	1.10	1.10
CaO	1.46	1.50	1.50	1.50	1.40
Na_2O	3.96	4.00	4.00	4.00	3.90
K_2O	4.08	4.10	4.10	4.10	4.00
FR		0.885±0.017	0.735±0.008	0.697±0.012	0.622±0.051
ΣR^2		0.05	0.08	0.24	0.87
Composição modal do cumulado					
Quartzo		21.1 ± 4.4	23.0 ± 2.3	24.7 ± 4.0	17.7 ± 3.4
Plagioclase		52.6 ± 7.0	49.0 ± 4.1	44.2 ± 0.9	50.8 ± 5.8
Biotite		26.3 ± 3.5	28.0 ± 1.5	30.7 ± 0.7	30.7 ± 2.1
Ilmenite		-	-	0.3 ± 0.0	0.8 ± 0.5
%An plagioclase		27.0 ± 1.4	30.0 ± 1.0	28.4 ± 8.1	27.0 ± 1.3

Composição do magma residual

		G2		G3		G4		G5	
ppm	Determinado	Det.	Calc.	Det.	Calc.	Det.	Calc.	Det.	Calc.
Sr	110	106	96	72	85	52	82	23	66
Ba	490	473	472	331	438	297	373	144	337
Rb	170	174	171	224	170	253	178	322	150

G2. Granodiorito biotítico-moscovítico; G3. granodiorito biotítico-moscovítico; G4. granito de duas micas; G5. granito moscovítico-biotítico. FR – fracção do líquido residual durante a cristalização fraccionada; ΣR^2 – somatório do quadrado dos desvios entre as composições calculada e analisada do magma parental. – Não fraccionado. Det. – Determinado; Cal. – calculado.

ilmenite, determinadas por microssonda electrónica, da amostra menos siliciosa do granodiorito G2.

Os valores de ΣR^2 são ≤ 0.24, excepto para o granito G5, com um valor igual a 0.87 (Tabela 63). O teor de anortite da plagioclase do cumulado é idêntico ao teor de An mais elevado encontrado na plagioclase do granodiorito G2 (Tabelas 39, 63). A percentagem de quartzo aumenta e a percentagem de plagioclase diminui no cumulado versus o decréscimo da quantidade de magma residual no decurso da cristalização fraccionada (FR) desde o granodiorito G2 para o granito G4 (Fig. 84). O granito moscovítico-biotítico G5 projecta-se fora das curvas, indicando que não pertence à sequência (Fig. 84).

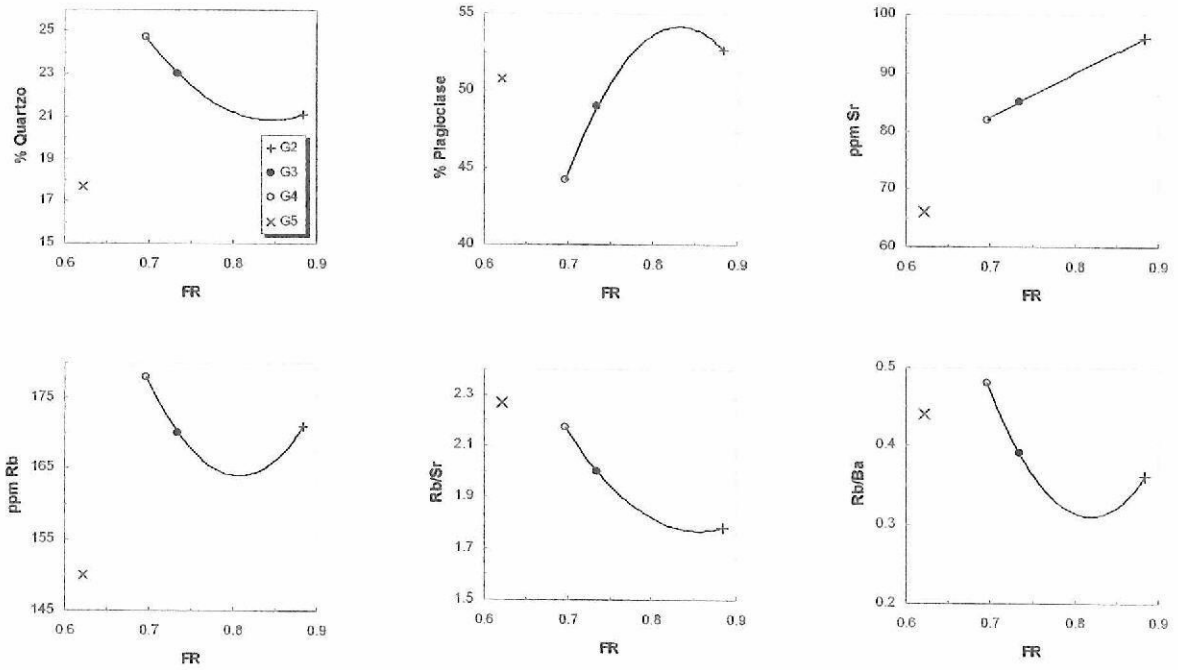

Figura 84. Projecção do quartzo e plagioclase modais do cumulado e concentração de elementos menores das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco versus a fracção do magma residual durante a cristalização fraccionada (FR). G2. Granodiorito biotítico-moscovítico; G3. granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico; G4. granito de duas micas; G5. granito moscovítico-biotítico.

A equação de Rayleigh, equação para cristalização em equilíbrio, as composições modais do cumulado e a quantidade de magma residual que permanece no decurso da cristalização fraccionada, baseados em cálculos que envolvem os elementos maiores e os coeficientes de distribuição de Peccerillo et al. (1994), foram utilizados para modelização do comportamento dos elementos menores Sr, Ba e Rb, pois são os elementos menores que fornecem mais informações na fraccionação de rochas graníticas. Os resultados obtidos utilizando a equação de Rayleigh aproximam-se mais dos valores determinados do que os obtidos através da aplicação da equação para cristalização em equilíbrio (Tabela 63).

Os teores de Sr diminuem, enquanto que Rb e Rb/Sr e Rb/Ba aumentam versus o decréscimo do magma residual durante a cristalização fraccionada de G2 a G4 (Fig. 84). O granito moscovítico-biotítico G5 projecta-se fora das curvas, confirmando que não pertence à sequência (Fig. 84).

Os valores calculados Rb e das razões Rb/Ba e Rb/Sr são mais baixos que os valores determinados, enquanto que os valores de Sr e Ba são mais elevados do que os valores analisados (Fig. 85), o que pode reflectir o fraco ajustamento dos coeficientes de distribuição dos elementos nas fases minerais ou mostrar que os fluidos magmáticos afectaram os elementos LIL durante a cristalização fraccionada (Neiva et al., 1987; Neiva 1998), certamente em G3 e G4. Como para o granodiorito G2, os valores de Rb, Sr e Ba calculados são próximos dos valores determinados (Fig. 85), e a importância dos fluidos aumentará durante a cristalização fraccionada, estes fluidos terão controlado os elementos LIL.

As correlações positivas entre $\delta^{18}O$ e SiO_2, Li e Rb e negativas entre $\delta^{18}O$ e FeOt, Sr e Ba das rochas granitóides G2, G3 e G4 com um aumento desde 12.27 ‰ no granodiorito G2 para 12.75 ‰ no granito G4 (Fig. 83; Tabela 62) podem ser atribuídas ao processo de cristalização fraccionada (Tabela 63; Fig. 84), pois está dentro do intervalo de variação considerado aceitável para processos de diferenciação magmática sem assimilação (e.g., Epstein e Taylor, 1972; Taylor 1980; Muehlenbachs e Byerly, 1982; Kalamarides, 1984;

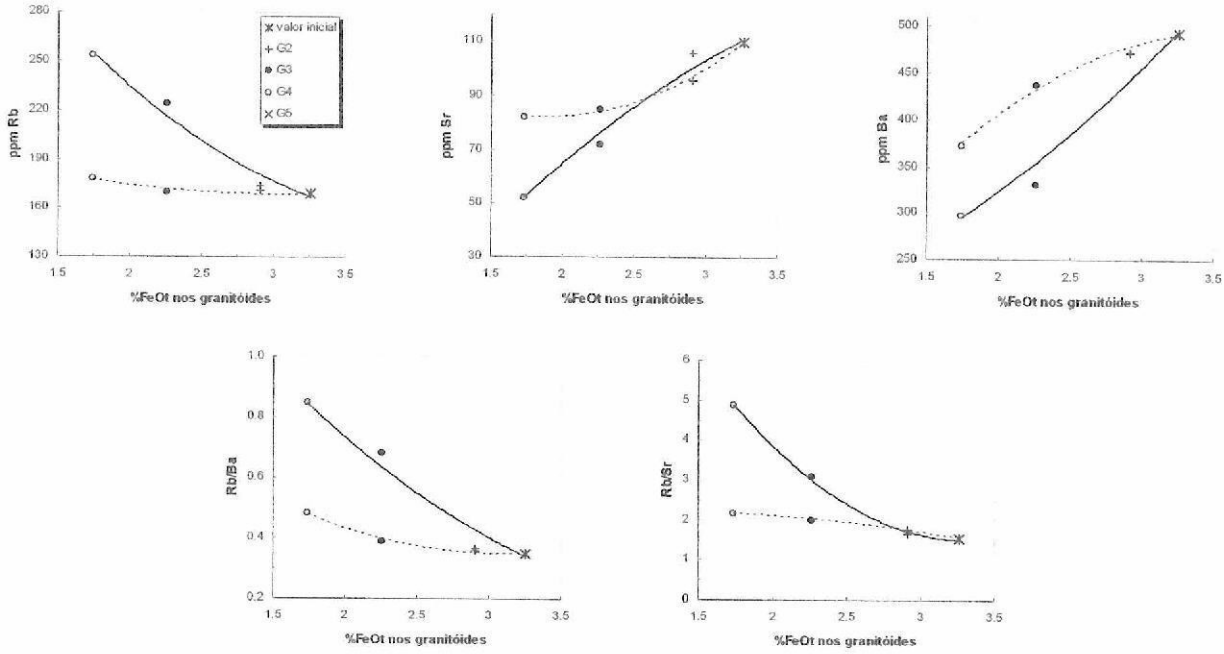

Figura 85. Diagramas de variação de Rb, Sr, Ba, Rb/Ba e Rb/Sr determinados (traço contínuo) e calculados (tracejado) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco com base na modelização para cristalização fraccionada versus FeO_t dos granitóides.

Sheppard e Harris, 1985; Faure, 1986; White, 2003). A inexistência de um decréscimo nos valores de $\delta^{18}O$ destas rochas granitóides indica que não ocorreram trocas entre os isótopos de oxigénio, em condições de temperatura de *subsolidus*, entre o feldspato e o quartzo (Blattner et al., 2002). No entanto, o sistema permaneceu fechado como indicado pelo valor constante de $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (Tabela 58).

Como o granito G5 forma algumas partes externas do plutão de Castelo Branco (Fig. 4) e apresenta uma tendência evolutiva nos diagramas de variação dos granitóides (Fig. 62) enquadrada na sequência definida por G2 a G4, considerou-se que poderia resultar desta sequência através de um processo de AFC, cristalização fraccionada com assimilação de

metassedimentos, pois apresenta uma razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ superior à das restantes rochas granitóides (Tabela 58). O processo de assimilação de materiais das paredes da câmara magmática ao mesmo tempo em que ocorre a cristalização fraccionada, designado por processo AFC (DePaolo, 1981), desencadeia um aumento nos quocientes $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ com a diferenciação se o material assimilado teve elevado $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$.

O modelo AFC foi testado para o granito G5 utilizando a equação proposta por DePaolo (1981), e os valores de Rb, Sr e razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$ obtidos para a amostra menos siliciosa do granodiorito G2. O material assimilado considerado apresenta 180 ppm de Rb, 54 ppm de Sr e um valor da razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr) = 0.73$, correspondentes aos valores médios encontrados por Reavy et al. (1991) em rochas metapelíticas - metagrauváquicas, de idade Câmbrica, com características similares às existentes na área de estudo. Contudo, os resultados obtidos no cálculo do processo AFC não permitem a modelização do granito G5 por este mecanismo. Conclui-se, assim, que o granito G5 corresponderá a uma pulsação magmática distinta, com idade de instalação contemporânea, mas enriquecida na razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (Tabela 58), tal como sugerido pelos diagramas de variação das biotites (Fig. 70), das moscovites (Fig. 71) e ilmenite (Fig. 76), perfis de terras raras dos granitóides (Fig. 63.f), diagrama da errócrona Rb-Sr de rocha total (Fig. 80.a), diagrama $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus SiO_2 (Fig. 81.b) e $\delta^{18}O$ dos granitóides (Fig. 83).

5.5.3. Sequência de Implantação do Plutão e Implicações para o Zonamento

Os granitóides do plutão de Castelo Branco são contemporâneos, pois a idade U-Pb de zircão e monazite é de 310 ± 1 Ma para G1, G2 e G5.

O granito moscovítico-biotítico G1 ocorre no centro do plutão (Fig. 4) e ter-se-ia formado primeiro. Seguidamente terá intruído o magma granodiorítico biotítico-moscovítico

G2 que rodeou G1. Por cristalização fraccionada do magma granodiorítico G2, formaram-se sucessivamente o granodiorito biotítico-moscovítico G3 e o granito de duas micas G4 dispostos concentricamente. Posteriormente terá intruído o magma granítico moscovítico-biotítico G5 que formou algumas partes externas do plutão. Portanto, o plutão apresenta um zonamento inverso que é invulgar (e.g., Allen, 1992; Barbey et al., 2001).

5.6. CONCLUSÕES

1) O plutão de Castelo Branco é um plutão zonado onde foram identificados cinco granitóides, G1 a G5, variscos do Vestefaliano – Moscoviano (Sistema Carbónico, Série Silesiana), tardi-tectónicos relativamente à terceira fase de deformação varisca D3, instalados num domínio epizonal, que se dispõem concentricamente do núcleo para o bordo do plutão. Este plutão intruiu o Complexo Xisto-Grauváquico, de idade Câmbrica, e contacta no seu extremo este com o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova.

2) As rochas granitóides tardi-tectónicas do plutão zonado de Castelo Branco mostram evolução por fraccionação de óxidos, elementos menores e quocientes de elemento menor / elemento maior desde o granodiorito biotítico-moscovítico, G2, para o granito moscovítico-biotítico, G5, que ocupa algumas partes externas do plutão. O granito moscovítico-biotítico, G1, que ocupa o núcleo do plutão, não segue esta evolução.

3) Os dados isotópicos $\delta^{18}O$ da rocha definem uma evolução desde o granodiorito biotítico-moscovítico G2, para o granito de duas micas, G4, mas os granitos moscovítico-biotíticos G1 e G5 não se projectam nesta sequência.

4) Os elementos maiores, elementos menores e quocientes para a biotite e a moscovite destas rochas granitóides apresentam evolução por fraccionação do granodiorito G2 para o granito G4, mas as biotites e moscovites dos granitos G1 e G5 não se projectam nesta sequência.

5) O teor de Ba do feldspato potássico dos fenocristais e matriz e a composição da plagioclase mostram evolução de G2 a G4. Além disso, também mostram que G1 não pertence à sequência.

6) O perfis de terras raras dos granodioritos G2 e G3 e do granito G4 são subparalelos e verifica-se um decréscimo em todas as terras raras e um aumento na anomalia negativa de Eu desde o granodiorito G2 para o granito G4. Estas três rochas granitóides definem uma errócrona Rb-Sr de rocha total, com idade de implantação de 300 $\pm$ 24 Ma.

7) O granodiorito G3 e o granito G4 resultaram do magma granodiorítico G2 por um processo de cristalização fraccionada de plagioclase, quartzo, biotite e ilmenite que levou 1 Ma.

8) O granodiorito G3 e o granito G4 contêm andaluzite, silimanite e cordierite primárias que se formaram durante a cristalização fraccionada do magma granodiorítico G2. A andaluzite e silimanite poderão resultar do processo de fraccionação da plagioclase, enquanto que a cordierite será uma consequência da fraccionação da biotite. Há evolução da composição da cordierite de G3 para G4.

9) Na sequência entre os granitóides G2, G3 e G4, para além da cristalização fraccionada, terá ocorrido outro mecanismo certamente com algum grau de contaminação como indicado pela variação de εNd_{310}.

10) Os valores médios de idades obtidos por U-Pb em cristais de zircão e monazite para os granitos G1 e G5 e para o granodiorito G2, de cerca de 310 $\pm$ 1 Ma, indicam que estas rochas são contemporâneas e revelam sincronismo de instalação. As datações pelo método

U-Pb-Th, através de microssonda electrónica, em monazites das rochas granitóides revelam idades ligeiramente inferiores, embora com resultados coerentes e consistentes.

11) Os granitos moscovítico-biotíticos G1 e G5 e o granodiorito biotítico-moscovítico G2 possuem diferentes razões isotópicas $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{310}$, diferentes valores de εNd_{310} e a geoquímica das suas micas e os valores de $\delta^{18}O$ da rocha indicam que estas rochas granitóides resultaram da fusão parcial de materiais metassedimentares heterogéneos.

12) O plutão de Castelo Branco mostra um padrão de zonamento inverso pouco frequente, resultante da fusão parcial de materiais pelíticos heterogéneos encaixantes e da cristalização fraccionada de um magma granodiorítico (G2).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABALOS B., CARRERAS J., DRUGUET E., ESCUDER VIRUETE J. GÓMEZ PUGNAIRE M.T., LORENZO ALVAREZ S., QUESADA C., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ L.R., GIL – IBARGUCHI J.I. 2002. Variscan and pré-variscan tectonics. In: Gibbons W., Moreno T. (Eds.), The Geology of Spain. Geol. Soc. London. London. 155 – 183.

ABBOTT R.N., CLARKE D.B. 1979. Hypothetical liquid relationships in the subsystem Al_2O_3 – FeO – MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $a(H_2O) = 1$. Can. Mineralogist 17, 549 – 560.

ACCIAIOLI M.H., SANTOS J.F., MUNHÁ J.M. 2005. Ar – Ar dates for two different stages of the Varsican D3 recorded in metapelites of Serra da Freita (North – Central Portugal). Geophys. Res. Abs. Vol. 7, 10076.

ACCIAIOLI M.H., SANTOS J.F., MUNHÁ J.M., CORDANI U.G., COUTO A., SOUSA P. 2003. Idades Ar – Ar em micas de metapelitos da zona de Espinho: Datação do metamorfismo relacionado com a F3 varisca. IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica. Coimbra (Portugal). Abstracts, 161 – 163.

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. 1971. Petrochemistry of a series of granitic rocks from northern Portugal. Geol. Soc. Amer. Bull. 82, 2783 – 2798.

ALBUQUERQUE C.A.R. 1975. Partition of trace elements in co-existing biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, northern Portugal. Chem. Geol. 16, 89 – 108.

ALBUQUERQUE C.A.R. 1978. Rare earth elements in "Younger" granites, northern Portugal. Lithos 11 (3), 219 – 229.

ALLEN C.M., 1992. A nested diapir model for the reversely zoned Turtle Pluton, southeastern California. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 83, 179 – 190.

ALMEIDA A., FERREIRA, N. 2003. Contributo para a caracterização geoquímica do maciço granítico de Idanha-a-Nova (Centro de Portugal). Memórias e Noticias, Publ. Mus. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, nº 2 (Nova Série), 49 - 62.

ALMEIDA M.A., MARTINS H.C., NORONHA F., 2002. Hercynian acid magmatism and related mineralizations in northern Portugal. Gondwawa Research 5, 423 – 434.

ANCEY M., BASTENAIRE F., TIXIER R., 1978. Application des méthodes statistiques in microanalyse. In : Maurice, F., Menyard, L., Tixier, R. (Eds.), Microanalyse-Microscope Électronique à Balayage Orsay: Les éditions des Physicien, 323 – 347.

ANCZKIEWICZ R., OBERLI F., BURG J.P., VILLA I., GÜNTHER D., MEIER M. 2001. Timing of normal faulting along the Indus suture in Pakistan Himalaya and a case of major $^{231}Pa/^{235}U$ initial disequilibrium in zircon. Earth Planet. Sci. Lett. 191, 101 - 114.

ANDERSON A.T. 1984. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. Amer. Mineral. 69, 660 – 676.

ANDERSON J.L., SMITH D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in hornblende barometer. American Mineralogist 80, 549 - 559.

ANTUNES I.M.H.R. 1999. Impacte ambiental de antigas explorações mineiras na região de Segura (Centro de Portugal). Tese de Mestrado em Geociências (não publicada). Universidade de Coimbra. 162 pp.

ANTUNES I.M.H.R., NEIVA A.M.R., SILVA M.M.V.G. 2004. Geochemistry of granitoids from Castelo Branco, Central Portugal. 32nd International Geological Congress. Florence (Itália). Scientific Sessions (Part 2) 194 – 37, 910.

ANTUNES I.M.H.R., NEIVA A.M.R., SILVA M.M.V.G. 2005a. Geochemistry and isotopic data of the granitic rocks from Castelo Branco pluton (Central Portugal). Buzek F., Martin Novák (Editors), AIG-6 Abstracts, 6th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry. Praga (Republica Checa). 6 – 7.

ANTUNES I.M.H.R., NEIVA A.M.R., SILVA M.M.V.G. 2005b. Geocronologia e petrogénese do plutão granítico de Castelo Branco, centro de Portugal. Actas da XIV Semana de Geoquímica / VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Aveiro (Portugal). Volume 2, 425 – 427.

ANTUNES I.M.H.R., NEIVA A.M.R., SILVA M.M.V.G. 2006. Geocronologia e geoquímica de rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (Centro de Portugal). Mirão J., Balbino A. (Coordenadores), Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia. Estremoz (Portugal). Volume I, 139 – 142.

ATHERTON M. P., ATKIN B. P., NAGGAR M. H. 1974. Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto – Viseu Belt, North Portugal. Geologie en Mijnbouw 53, 189 – 192.

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., NOLAN J., MARTINS M., MEDINA J. 2005. Origin and emplacement of syn – orogenic Varsican granitoids in Ibéria the Beiras massif. In: Carosi R., Dias R., Lacopini D., Rosenbaum G. (Eds.), The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441 – 8142, volume 19, Paper 7.

BARBARIN B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. Geol. J. 25, 227 – 238.

BARBARIN B. 1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alcaline granitoids of Sierra Nevada batholith, California. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13, Elsevier, Amsterdam. 135 - 154.

BARBARIN B. 1992. Les granites crustaux hercyniens d´Europe Occidentale. Comparaison avec les granites S du Lachlan Fold Belt, Australie. Dualité d´origine. C. R. Acad. Sc. Paris, 314, 595 – 601.

BARBARIN B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46, 605 – 626.

BARBARIN B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin and relations with the hosts. Lithos 80, 155 – 177.

BARBARIN B., DIDIER J. 1991. Enclaves and granite petrology. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13, Elsevier, Amsterdam. 253 – 262.

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.

BARBERO L., VILLASECA C. 1992. The Layos granite, Hercynian complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite – rich granite in a granulitic area. Trans. R. Soc. Edinburg. Earth Sci. 83, 127 – 138.

BARBEY P., NACHIT H., PONS J., 2001. Magma-host interactions during differentiation and emplacement of a shallow-level, zoned granitic pluton (Tarçovate pluton, Morocco): implications for magma emplacement. Lithos 58, 125 – 143.

BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. 1980. La chaîne hercynienne d´Europe occidental en termes de tectonique des plaques. In: Mém. BRGM 108, 233 – 246.

BARNES C.G., BURTON B.R., BURLING T.C., WRIGHT J.E., KARLSON H.R. 2001. Petrology and geochemistry of the late Eocene Harrison Pass Pluton, Ruby Mountains Core Complex, northeastern Nevada. J. Petrol. 42, 901 – 929.

BATCHELOR R.A., BOWDEN P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. Geology 48, 43 – 55.

BEA F. 1975. Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca – Cáceres. Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Salamanca (Espanha). 247 pp.

BEA F. 1976. Anomalías geoquímicas de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres – Salamanca – Zamora (España): Implicaciones petrogeneticas. Stvdia Geol. Salmant. 11, 25 – 73.

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 natureza 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., GONZÁLEZ DE HERRERO J.G.S., PINTO M.S. 1987. Una compilación geoquímica (elementos mayores) para los granitóides del macizo Hesperico. 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. 87 – 193.

BEA F., MONTERO P., MOLINA J. F. 1999. Mafic percursors, 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., ZINDER T. 2003. The nature, origin and thermal influence of granite source layer of central Iberia. The Journal of Geology 111, 579 – 595.

BEA F., PEREIRA M.D., CORRETGÉ L.G., FERSHTATER G.B. 1994a. Differentiation of strongly peraluminous perphosphorus granites. The Pedrobernado pluton, central Spain. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 2609-2628.

BEA F., PEREIRA M.D., STROH A. 1994b. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation – ICP-MS study). Chemical Geology 117, 291-312.

BEATTIE P., DRAKE M., JONES L., LEEMAN W., LONGHI J., MCKAY G., NIELSEN R., PALME H., SHAW D., TAKAHASHI E., WATSON B. 1993. Terminology of trace – element partitioning. Geochim. Cosmichim. Acta 57, 1605 – 1606.

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.

BEHR H.J., HENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K. 1984. The Variscan belt in central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics 109, 15 – 40.

BERTOLDI C., PROYER A., GARBE-SCHÖNBERG D., BEHRENS H., DACHS E. 2004. Comprehensive chemical analyses of natural cordierites: implications for exchange mechanisms. Lithos, Volume 78 (4), 389-409.

BEST M.G., CHRISTIANSEN E.H. 2001. Igneous Petrology. Oxford Blackwell Sceince. 480 pp.

BISTE M. 1979. Die Anwending geochemuschen indicatoren auf die Zin-Hofgkeit Herzische granite in Swed-Sardinien. BerlGeowiss Abh 18, 1 – 109.

BLATTNER P., ABART R., ADAMS C.J., FAURE K., HUI L. 2002. Oxygen isotope trends and anomalies in granitoids of the Tibetan plateau. J. Asian Earth Sci. 21 – 3, 241 – 250.

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.

BRAUN I., MONTEL J.M., NICOLLET C. 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. Chem. Geol. 146, 65 - 85.

BRIGATTI M.F., FRIGIERI P., GHEZZO C., POPPI L. 2000. Crystal chemistry of Al - rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites. Am. Mineral. 85, 436 – 448.

BROWN G.C., THORPE R.S., WEBB P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. J. Geol. Soc. London 141, 413 – 424.

BROWNLOW A.H. 1979. Geochemistry. Prentice – Hall (Ed), Englewood Cliffs. 498 pp.

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.

BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE, BRUN J.P. 1994. Syn- to post- thichening extension: mode and consequences. C. R. Acad. Sc. Paris 319, 1019 – 1032.

BUSSY F. 1991. Enclaves of the late Miocene Monte Capanne granite, Elba Island, Italy. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13, Elsevier, Amsterdam. 253 - 262.

CAMPBELL I.H., TURNER J.S. 1986. The influence of viscosity on fountains in magma chamber. J. Petrol. 27, 1 – 30.

CAMPOS T.F.C. 1997. Geoquímica de rochas granitóides e seus minerais do batólito da Serra Negra do Norte – RN e Rio Espinharas – PB, nordeste do Brazil. Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 408 pp.

CAMPOS T.F.C., NEIVA A.M.R., NARDI L.V.S. 2000. Geochemistry of granites and their minerals from Serra Negra do Norte pluton, northeastern Brasil. Chem. Erde 60, 279 – 303.

CAMPOS T.F.C., NEIVA A.M.R., NARDI L.V.S. 2002. Geochemistry of Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil. Lithos 64, 131 - 153.

CAPDEVILLA R., CORRETGÉ L.G., FLOOR P. 1973. Les granitoids varisques de la Meseta Ibérique. Bulletin de la Societé Géologique de France 15, 209 - 228.

CAPDEVILLA R., FLOOR P. 1970. Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l´Espagne. Bol. Geol. Min. 81 (2-3), 215 – 225.

CARRIGAN C.W., MUKASA S.B., HAYDOUTOV I., KOLCHEVA K. 2005. Age of Variscan magmatism from the Balkan sector of the orogen, central Bulgaria. Lithos 82, 125 – 147.

CASTLE R.O., LINDSLEY D.H. 1993. An exsolution silica-pump model for the origin of myrmekite. Contrib. Mineral. Petrol. 115, 58 – 65.

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., CORRETGÉ L.G., ENRIQUE P., MARTÍNEZ F.J., PASCUAL E., LAGO M., ARRANZ E., GALÉ C., FERNÁNDEZ C., DONAIRE T. LÓPEZ S. 2002. Paleozoic Magmatism. In: Gibbons W., Moreno T. (Eds.), The Geology of Spain. Geol. Soc. London. London. 117 – 153.

CASTRO A., MORENO-VENTAS I., ROSA J.D. 1990. Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. Geol. J. 25, 391 – 404.

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., PATIÑO DOUCE A.E., CORRETGÉ L.G., DE LA ROSA J.D., EL-BIAD M., EL-HIMIDI H. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 135, 255 – 276.

CASTRO A., STEPHENS W.E. 1992. Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. Canad. Mineral. 30, 1093 - 1112.

CHAMINÉ H.I., LETERRIER J., FONSECA P., RIBEIRO A., SOUSA M.J.L. 1998. Geocronologia U – Pb em zircões e monazites de rochas ortoderivadas do sector Espinho – Albergaria-a-Velha. Comun. Inst. Geol. Mine. Port. 84 (2), B115 – B118.

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. 2004. Towards a unified model for granite genesis. Trans. Royal Society of Edinburg: Earth Sciences 95, 1 – 10.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. Pac. Geol. 8, 173 - 174.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. 1991. Restite enclaves and the restite model. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13, Elsevier, Amsterdam. 375 – 382.

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., WHITE A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48, 489- 499.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R., WYBORN D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. J. Petrol. 28, 1111 – 1138.

CHICHORRO M., PEREIRA M.F., WILLIAMS I.S., SILVA J.B. 2006. Testemunhos de eventos orogénicos Cadomianos no SW do Maciço Ibérico: evidências de U/Pb – SHRIMP em zircão nos sedimentos da Série Negra (Formação do escoural, Zona de Ossa Morena, Portugal). Mirão J., Balbino A. (Coordenadores), Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia. Estremoz (Portugal). Volume I, 13 – 16.

CHIVAS A.R. 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization: Part I. Mafic silicates from the Koloua Igneous Complex. Contrib. Mineral. Petrol. 78, 389 - 403.

CLARKE, D.B., 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. Mineral. Mag. 59, 311 – 325.

CLARKE D.B., DORAIS M., BARBARIN B., BARKER D., CESARE B., CLARKE G., EL BAGHDADI M., ERDMANN S., FÖRSTER H.-J., GAETA M., GOTTESMANN B., JAMIESON R.A., KONTAK D.J., KOLLER F., GOMES C.L., LONDON D., MORGAN G.B., NEVES L.J.P.F., PATTISON D.R.M., PEREIRA A.J.S.C., PICHAVANT M., RAPELA C.W., RENNO A.D., RICHARDS S., ROBERTS M., ROTTURA A., SAAVEDRA J., SIAL A.N., TOSELLI A.J., UGIDOS J.M., UHER P., VILLASECA C., VISONA D., WHITNEY D.L., WILLIAMSON B., WOODARD H.H. 2005. Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. J. Petrol. 46, 441 – 472.

CLEMENS J.D., VIELZEUF D. 1987. Contraints on melting and magma production in the crust. Earth Planet. Sci. Lett. 86, 287 – 306.

CLEMENS J.D., WALL V.J. 1988. Controls on the mineralogy of S– type volcanic and plutonic rocks. Lithos 21, 53 – 66.

COCHERIE A., ALBARÈDE F. 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating monazite. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol. 65, Nº 24, 4509 - 4522.

COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.J., KOUAMELAN A.N. 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: Implications for lead behaviour in monazite. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol. 62, Nº 14, 2475 - 2497.

COCHERIE A., MEZEME E.B., LEGENDRE O., FANNING C.M., FAURE M., ROSSI P. 2005. Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. American Mineralogist 90, 607 - 618.

COCHERIE A., ROSSI P., FOUILLAC A. M., VIDAL P. 1994. Crust and mantle contribution to granite genesis. An example from the Variscan batholith of Corsica, France, studied by trace-element and Nd-Sr-O isotope systematics. Chem. Geol. 115, 173 – 211.

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.

CONNELLY J.N. 2000. Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology. Chem. Geol. 172, 25 – 39

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. 2004. U-Pb geochronology of the Lekres group: an exotic Early Caledonian metassedimentary assemblage stranded on Lofoten basement, northern Norway. J. Geol. Soc. London 161, 619 - 627.

CORFU F., ANDERSEN T.B. 2002. U-Pb ages of the Dalsfjord Campus, SW-Norway and their bearing on the correlation of the allochthonous crystalline segments of the Scandinavian Caledonides. J. Earth Science 91, 955 - 963.

CORFU F., EVINS P.M. 2002. Late Paleoproterozoic monazite and titanite U-Pb ages in the Archean Suomujäri complex, N Finland. Precambrian Research 116, 171 - 181.

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.

CORRETGÉ L.G. 1971. Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tese de Doutoramento (não publicada). Universidad de Salamanca (Espanha). 453 pp.

CORRETGÉ L.G. 1983. Las rocas graníticas e granitoides del Macizo Ibérico. In: Comba J. A. (coord). Livro Jubilar J. M. Rios. Tomo I. Inst. Geol. Min. España. 569 - 592.

CORRETGÉ L.G., BEA F., SUÁREZ O. 1985. Las características geoquímicas del Batólito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): implicaciones petrogenéticas. Trabajos de Geología 15, 219 – 238.

CORRETGÉ L.G., CASTRO A., GARCÍA-MORENO O. 2004. Macizo Ibérico: Granitoides de la Série Mixta. In: Vera J. A. (Eds.), Geología de España. Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 115 – 122.

CORRETGÉ L.G., UGIDOS J.M., MARTINEZ F.J. 1977. Les séries granitiques varisques du secteur centre – occidental espagnol. Coll. Intern. CNRS, Rennes, 243. 453 – 461.

COTELO Neiva J.M., LIMPO DE FARIA. 1967. Granitos do afloramento de Castelo Branco, Idanha-a-Nova e Gardunha. Comunicações dos Serviços Geológicos 36, 51 – 60.

CROUDACE I.W., GILLIGAN J. 1990. Versatile and accurate trace element determinations in iron-rich and other geological samples using X-ray fluorescence analysis. X-ray Spectrometry 19, 117 - 123.

CROUDACE I.W., THORPE W.O. 1988. A low dilution, wavelenght dispersive X-ray fluorescence procedure for the analysis of archaelogical rock artefacts. Archaeometry 30, 227 - 236.

CULLERS R.L., GRAF J.L. 1984. Rare earth element in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. In: "Rare Earth Element Geochemistry", P. Henderson (Ed.). Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam. 257 – 316.

CUNHA P. P. 1996. Unidades Litoestratigráficas do Terceário da Beira Baixa (Portugal). Com. Inst. Geol. e Mineiro 82, 87 – 130.

CZAMANSKE G.K., WONES D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway: part 2, the mafic silicates. J. Petrology 14, 349 - 380.

DALLAI L., GHEZZO C., SHARP Z.D. 2003. Oxygen isotope evidence for crustal assimilation and magma mixing in the Granite Harbour Intrusives, Northern Victoria Land, Antarctica. Lithos 67, 135 – 151.

DALLMEYER R.D., MARTÍNEZ GARCIA E. 1990. Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia. In: Dallmeyer R. D., Martinez Garcia (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin. 3 – 4.

DAVIDSON A., VAN BREEMEN O. 1988. Baddedeleyite-zircon relationships in coronitic metagrabro, Grenville Province, Ontario: Implications for geochronology. Contrib. Mineral. Petrol. 100, 291 – 299.

DAVIS D.W., BLACKBURN C.E., KROGH T.E. 1982. Zircon U-Pb ages from the Wabigoon, Manitou Lakes Region, Wabigoon Subprovince, northwest Ontario. Can. J. Earth Sciences 19, 254 - 266.

DAVIS D.W., WILLIAMS I.S., KROGH T.E. 2003. Historical development of zircon geochronology. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. John M. Hanchar & Paul W.O.Hoskin (Eds.). Vol. 53 – Zircon, 145 - 181.

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

DEBON F., LE FORT P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. Bull. Minéral. 111, 493 – 510.

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. Longman. 696 pp.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. 1997a. Rock forming minerals – double chain silicates (Volume 2B). 2nd Ed. The Geological Society London. 120 – 250.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. 1997b. Rock forming minerals – orthosilicates (Volume 1A). 2nd Ed. The Geological Society London. 759 – 779.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. 1997c. An introduction to the rock forming minerals – Non-silicates: sulphates, carbonates, phosphates, halides (Volume 5B). 2nd Ed. The Geological Society London. 297 – 334.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. 1997d. Rock forming minerals – disilicates and ring silicates (Volume 1B). 2nd Ed. The Geological Society London. 410 – 540.

DELGADO J.F.N. 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. Mémoires Commission Services Geologiques du Portugal, Lisbonne.

DEPAOLO D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett. 53, 189 - 202.

DEPAOLO D.J., WASSERBURG G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophys. Res. Lett. 3, 249 - 252.

DEWOLF C.P., BELSHAW N., O'NIONS R.K. 1993. A metamorphic history from micron-scale $^{207}Pb/^{206}Pb$ chronometry of Archean monazite. Earth Planet. Sci. Lett. 120, 207 - 220.

DIAS G. 1987. Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filoneanas de Sn – W (Minho, Portugal). Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade do Minho. 304 pp.

DIAS G., FERREIRA N., LETERRIER J., PEREIRA E. 1998. Petrogénese de associações ácidas-básicas no contexto do plutonismo tardi-hercínico: o exemplo do maciço granítico de Celorico de Basto (Norte de Portugal). Comunicações do IGM 84 (1), B51 – B54.

DIAS G., LETERRIER J. 1994. The genesis of felsic-mafic associations: a Sr and Nd isotopic study of Hercynian Braga massif (Northern Portugal). Lithos 32, 207 – 223.

DIAS G., SIMÕES P.P., FERREIRA N., LETERRIER J. 2002. Mantle and Crustal Sources in the Génesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints. Gondwana Research 5(2), 287 – 305.

DIDIER J. 1973. Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites. Developments in Petrology 3, Elsevier, Amsterdam.

DIDIER J. 1987. Contributions of enclaves studies to understanding the origin and evolution of granitic magma. Geologish Rundschau 76 (1), 41 – 50.

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.

DIDIER J., DUTHOU J.L., LAMEYRE J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcanol. Geother. Research 14, 125 – 132.

DÍEZ BALDA M.A., VEGAS R., GONZALEZ LODEIRO F. 1990. Structure of autochtonous sequences of Central Iberian Zone. In: Dallmeyer R. D., Martinez Garcia (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin. 172 – 188.

D'LEMOS R.S. 1996. Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Island, UK. Lithos 38 (3-4), 233 – 257.

DODSON M.H. 1982. On "spurious" correlation in Rb-Sr isochron diagrams. Lithos 15, 215 – 219.

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.

DROOP G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51, 431 - 435.

DROOP G.T.R. 1994. Triple-chain pyriboles in Lewisian ultramafic rocks. Mineralogical Magazine 58, 1-20.

DUTHOU J.L. 1992. Les isotopes radiogéniques en géologie: chronologie, géochimie. Société Française de Minéralogie et Cristallographies (Eds.), Paris (France).

EILER J. M. 2001. Oxygen isotope variation in basaltic lavas and upper mantle rocks. In: Valley J. W., Cole D. R. (Eds.), Stable Isotope Geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America and Gecohemical Society, Blacksburg, vol 43, 319 – 364.

EL BOUSEILY A.M., EL SOKKARY A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chem. Geol. 16, 207 - 220.

ELBURG M.A. 1996. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachland Fold Belt, Australia. Lithos 38, 1 – 22.

EL-NISR S.A., EL-SAYED M.M. 2002. The role of fraccional crystallization and assimilation in the evolution of the zoned Mukhattata Pluton, Eastern Desert, Egypt. Chem. Erde 62, 216 – 236.

EPSTEIN S., TAYLOR H.P. Jr. 1972. $^{18}O/^{16}O$, $^{30}Si/^{28}Si$, $^{13}C/^{12}C$ and D/H studies of Apollo 14 and 15 samples, Proc. 3rd Lunar Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 3 / 2, 1429.

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.

ESCUDER VIRUETE J., ARENAS R., MARTÍNEZ CATALÁN J.R. 1994. Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). Tectonophysics 238, 117 – 138.

EVANS B.W., GHIORSO M.S. 1995. Thermodynamics and petrology of cummingtonite. American Mineralogist 80, 649 - 663.

FAURE C., POWELL 1972. Strontium Isotope Geology. Springer Verlag. 188 pp.

FAURE G. 1986. Principles of isotope geology. John Willey & Sons, New York. 589 pp.

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.

FERREIRA M.P. 1982. A magmatic arc in the Iberian segmento of the Hercynian chain: I- the northwest-southwest lineament between Oporto (Portugal) and Zarza La Mayor (Spain). Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra 94, 31 – 50.

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.

FERSHTATER G.B., BORODINA N.S. 1991. Enclaves in Hercynian granitoids of the Urals Mountains, U.S.S.R.. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13. Elsevier, Amsterdam. 83 – 94.

FIGUEIREDO J.M.S. 1998. O radão nos materiais geológicos da area urbana de Castelo Branco. Tese de Mestrado (não publicada). Universidade de Coimbra. 95 pp.

FLEET N.E. 2003. Rock Forming Minerals. Sheet silicates: Micas (Volume 3A) 2nd Ed. The Geological Society London. 758 pp.

FONAREV V.I., KOROLKOV G. YA 1980. The assemblage orthopyroxene + cummingtonite + quartz. The low-temperature stability limit. Contributions to Mineralogy and Petrology 73, 413 - 420.

FOSTER M. D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 354 – B, 1- 49.

FOURCADE S., ALLEGRE C.J. 1981. Trace element behaviour in granitic genesis: a case study, the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex, Pyrénées, France. Contrib. Min. Petrol. 76, 177 – 195.

FOURCADE S., CAPDEVILLA R., ONABADI A., MARTINEAU F. 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical, and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. Lithos 57, 187 – 216.

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.

FROST B.R., LINDSLEY D.H. 1991. The occurrence of Fe – Ti oxides in igneous rocks. In: Lindsley D. H. (Eds.), Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Mineralogical Society of America, Reviwes in Mineralogy 25, 433 – 486.

GALÁN G., PIN C. DUTHOU J. L. 1996. Sr-Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context – The ultramafic granitoid association from Vivero (Hercynian Belt, NW Spain). Chem. Geol. 131, 67 – 91.

GARCÍA-MORENO O. 2004. Estudio experimental de las relaciones texturales y de fases en granitos peralumnicos de la serie mixta del Macizo Iberico. El caso de Cabeza de Arraya (Caceres). Tese de Doutoramento. Universidade de Oviedo (Espanha). Ediuno: Servicio de Publicaciones de la Universidade de Oviedo. ISBN 84-8317-423-5. CDRom. 248 pp.

GARCÍA-MORENO O., CASTRO A., CORRETGÉ L.G., EL-HIMIDI H. 2006. Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: An experimental study. Lithos – 01363, 14 pp (Avaiable on line at www.science direct.com)

GARLICK G.D. 1966. Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 1, 261.

GAST P.W. 1968. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. Geochim. Cosmochim. Acta 32, 1057.

GERDES A., WÖRNER G., FINGER F. 2000. Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg Pluton, Austria. In: Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (Eds.), Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Fold Belt, Special Publication-Geological Society (London) 179, 415 – 431.

GHOSE S., WEIDNER J. 1972. Mg^{2+}-Fe^{2+} order-disorder in cummingtonite, $(Mg,Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$: a new geothermometer. Earth and Planetary Science Letters 16, 346 - 354.

GILBERT M.C., HELZ R.T., POPP R.K., SPEAR F.S. 1982. Experimental studies of amphibole stability. In Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 9B, 229 - 353.

GODINHO M.M. 1974. Sobre o plutonometamorfismo da região de Guardão (Caramulo, Portugal). Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra 78, 37 – 77.

GODINHO M.M., NEVES L.J.P.F., PEREIRA A.J.S.C. 1988. A diversidade de rochas do espectro gabro-granodiorito na região de Farminhão – Portela (Viseu, Portugal Central) – um modelo integrado de diferenciação. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 106, 155 – 166.

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. 1989. Geoquímica dos granitóides e seus minerais da região de Telões – Vilarinho de Samardã. Tese de Mestrado (não publicada). Universidade de Aveiro. 152 pp.

GOMES M.E.P. 1990. Contribuição dos encraves no estudo petrogenético dos granitóides de Telões (Vila Pouca de Aguiar). Comun. Serv. Geol. Portugal 76, 125 – 140.

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. 2005. Geochemistry of microgranular enclaves and host granite from Telões (Vila Pouca de Aguiar), Northern Portugal. Chemie der Erde (Available on line 28 September 2005 on www.sciendirect.com).

GOMES M.E.P., NEIVA A.M.R. 2000. Chemical zoning of muscovite from the Ervedosa granite, northern Portugal. Mineral. Mag. 64, 347 - 358.

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.

GONZÁLEZ LODEIRO F., DÍEZ BALDA M.A., VERGAS R. 2004. Estructura del Domínio del Complejo Esquito-Grauváquico: Las deformaciones prevariscas. In: J. A. (Eds.), Geología de España. Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 83 pp.

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.

GRASSET O., ALBARÈDE F. 1994. Hybridization of mingling magmas with different densities. Earth Planet. Sci. Lett. 121, 327 – 332.

GRAY C.M. 1984. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. Earth Planet. Sci. Lett. 70, 47 – 60.

GREEN T.H. 1994. Experimental studies of trace element partioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later. Chem. Geol. 117, 1 – 36.

GUTIÉRREZ MARCO J.C., SAN JOSE M.A., PIEREN A.P. 1990. Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy of the autochthonous sequences of Central Iberian Zone. In: Dallmeyer R. D., Martinez Garcia (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin. 160 – 171.

HAG B.U., VAN EYSINGA F.W.B. 1987. Geological time table. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, The Netherlands.

HALL A. 1996. Igneous Petrology. Longman Scientific & Technical. 573 pp.

HALLIDAY A.N., STEPHENS W.E., HARMON R.S. 1981. Isotopic and chemical constraints on the development of peraluminous Caledonian and Arcadian granites. Can. Mineral. 19, 205 – 216.

HANSON G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic compositions. Earth Planet Sci. Lett. 38, 26 – 43.

HARRIS N.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P. & Reis A. C. (Eds.), "Collision Tectonics". The Geol. Soc. Special Publ. 19, 67 – 81.

HAWKINS D.P., BOWRING S.A. 1997. U – Pb systematics of monazite and xenotime: case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. Contrib. Mineral. Petrol. 127, 87 – 103.

HAWTHORNE F.C. 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. In Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 9A, 1 - 102.

HAWTHORNE F.C. 1997. Short-Range Order in Amphiboles: a bond-valence approach. Can. Mineralogist 35, 201-216.

HEAMAN L., PARRISH R.R. 1991. U – Pb geochronology of accessory minerals. In: Heaman L., Ludden J.N. (Eds.), Short Course Handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology. Mineralogical Association of Canada, Toronto. 59 – 102.

HECHT L., VIGNERESSE J.L. 1999. A multidisciplinary approach combining geochemical, gravity and structural data: implications for pluton emplacement and zonation. In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. (Eds.), Understanding Granites: Intergrating New and Classical techniques. The Geological Society London, Special Publication 168, 95 – 110.

HECHT L., VIGNERESSE J.L., MORTEANI J. 1997. Constraints on the origin of zonation of the granite complexes in the Fichtelgebirge (Germany and Czech Republik): evidence from a gravity and geochemical study. Geologische Rundschau 87, S93 – 109.

HELZ R.T. 1982. Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behaviour of rocks. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 9B, 279 - 346.

HIGGINS J.B., RIBBE P.H. 1976. The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. American Mineralogist 61, 878 - 888.

HINE R., WILLIAM I.S., CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. 1978. Contrast between I – and S – type granitoids of Kosciusko batholith. Jour. Geol. Soc. Australia 25 / 4, 219 – 234.

HOLDAWAY M.J., MUKHOPADHYAY B. 1993. A reevalution of the stability relations of andaluzite: thermochemical data and phase diagram for the aluminium silicates. Amer. Mineral. 78, 298 – 315.

HOLDEN P., HALLIDAY A.N., STEPHENS W.E. 1987. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature 330 (5), 53 - 56.

HOLTZ F., BARBEY P. 1991. Genesis of peraluminous granites II. Mineralogy and chemistry of the Tourem Complex (North Portugal) sequential melting vs restite unmixing. J. Petrology 32, 959 – 978.

HOLTZ F., JOHANNES W. 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 Kb and various H_2O activities. J. Petrology 32, 935 - 958

HOLTZ F., JOHANNES W., PICHAVANT M. 1992. Peraluminous granites: the effect of alumina or melt composition and coexisting minerals. Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sciences 83, 409 – 416.

HOSKIN P.W.O., KINNY P.D, WYBORN D., CHAPPELL B.W. 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. Journal of Petrology 41 (9), 1365 – 1396.

HUGHES J.M., RAKOVAN J. 2002. The Crystal Structure of Apatite, $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. Vol. 48. Phosphates – Geochemical, Geobiological and Materials Importance. Matthew J. Kohn, John Rakovan & John M. Hughes, Editors. Mineralogical Society of America. 255 - 287.

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.

ICENHOWER J., LONDON D. 1995. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H_2O). Amer. Mineral. 80, 1229 – 1251.

IGLÉSIAS M., RIBEIRO A. 1981. Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro – armoricain. Comun. Serv. Geol. de Portugal 67, 85 – 87.

IGLÉSIAS M., RIBEIRO M.L., RIBEIRO A. 1983. La interpretatión aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: Libro Jubilar J. M. Rios. Geologia de España. Inst. Geol. Min. España. 456 – 467.

ISHIHARA S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining. Geol. 27, 293 – 305.

ISHIHARA S. 2004. The redox state of granitoids relative to rectonic setting and earth history: The magnetite – ilmenite series 30 years later. Trans. Royal Society of Edinburg: Earth Sciences 95, 23 - 33.

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.

JACOBSEN S.B., WASSERBURG G.J. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. Earth Planet. Sci. Lett. 67, 137 - 150.

JAFFEY A.H., FLYNN K.F., GLENDENIN L.E., BENTLEY W.C., ESSLING A.M. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U. Physical Review, Section C, Nuclear Physics 4, 1889 - 1906.

JOHNSTON A.D., WYLLIE P.J. 1988. Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 Kbar with H_2O. Contrib. Mineral. Petrol. 98, 252 – 262.

JOYCE D.B., VOIGT D.E. 1994. A phase equilibrium study in the system $KAlSi_3O_8$ – $NaAlSi_3O_8$ – Al_2SiO_5 – H_2O and petrogenetic implications. Amer. Mineral. 79, 504 – 512.

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.

KALAMARIDES R.I. 1984. Kiglapait geochemistry VI: oxygen isotopes. Geochim. Cosmochim. Acta 46, 1863 - 1868.

KALT A., CORFU F., WIJBRANS J.R. 2000. Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany) and the detection of inherited monazite. Contrib. Mineral. Petrol. 138, 143 – 163.

KEAY S., COLLINS W.J., MCCULLOCH M.T. 1997. A three component Sr - Nd isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachland Fold Belt, eastern Australia. Geology 25, 307 – 310.

KROGH T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 485 - 494.

KROGH T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochim. Cosmochim. Acta 46, 637 - 649.

KUIPER Y.D. 2005. Isotopic age constraints from electron microprobe U-Th-Pb dates using a three-dimensional concordia diagram. American Mineralogist 90, 586 - 591.

LAGARDE J.L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. 1992. Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européene. Bull. Soc. Géol. France 163, 597 – 610.

LAMEYER J. 1987. Granites and evolution of the crust. Rev. Bras. Geoc. 17, 349 – 359.

LAMEYER J., BONIN B. 1991. Granites in the main plutonic series. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13. Elsevier, Amsterdam. 3 – 17.

LANCELOT J.R., ALLEGRET A., IGLESIAS PONCE DE LÉON 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.

LANGMUIR C., VOCKE R.D., HANSON G.N. 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 37, 380 - 392.

LA ROCHE H. 1964. Sur l'expression graphique des relations entre la composition chemique et la composition mineralogique quantitative des roches cristallines. Presentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico mineralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Applications aux Vosges cristallines. Sci. de la Terre 9 (3), 293 – 337.

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.

LE Bas M.J., STRECKEISEN A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. J. Geol. Soc. (Lond.) 148, 825 – 833.

LEAKE B.E. 1960. Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites. Amer. Min. 45, 282 – 298.

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., BURKE E.A.J., FERRARIS G., GRICE J.D., HAWTHORNE F.C., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., SCHUMACHER J.C., STEPHENSON N.C.N., WHITTAKER E.J.W. 2003. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. Can. Mineral. 41, 1355-1362.

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. 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.

LEE D.E., VAN LOENEN R.E. 1970. Biotites from hybrid granitoid rocks of the Southern Snake Range, Nevada. U. S. Geol Surv. Prof. Paper 700D, 196-206.

LEHMANN B. 1990. Metallogeny of tin. Lectures notes in Earth Sciences, 32. Springer – Verlag. 211 pp.

Li X. 1994. A comprehensive U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and ^{40}Ar-^{39}Ar geochronological study on Guidong granodiorite, southeast China: records of multiple tectonothermal events in a single pluton. Chem. Geol. 115, 283 – 295.

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.

LOISELLE M.C., WONES D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Abstr with Progr. 11, 468.

LONDON D. 1992. Phosphorus in S-type magmas: the P_2O_5 content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites and rhyolites. Amer. Mineral. 77, 126-145.

LONDON D., ČERNÝ P., LOOMIS J.L., PAN J.L., 1990. Phosphorus in alkali feldspars of rare-element granitic pegmatites. Amer. Mineral. 28, 771 – 786.

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.

LONDON D., WOLF M.B., MORGAN G.B.V.I., GARRIDO M.G. 1999. Experimental silicate-phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of Albuquerque Batholith at Tres Arroyos, Badajoz, Spain. J. Petrol. 40, 215 - 240.

LÓPEZ-PLAZA M., MARTÍNEZ CATALÁN J. R. 1987. Sintesis estructural de los granitóides hercinicos del Macizo Hesperico. 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. 195 – 210.

LOTZE Z. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch. 6, 78 – 92.

LOTZE Z. 1956. Uber Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. Geotekt. Symp. Zu Ehren Hans Stille, 129 – 139.

LUDWING K.R. 1999. Isoplot / Ex version 2.03. A Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology under Special Publication 1, 43 pp.

MAILLET L.A., CLARKE D.B. 1985. Cordierite in the peraluminous granites of the Meguma Zona, Nova Scotia, Canada. Mineral. Mag. 49, 695 – 702.

MANIAR P.D., PICCOLI P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. of Amer. Bull. 101, 635 – 643.

MARTÍNEZ CATALÁN J.R.M., MARTÍNEZ POYATOS D., Bea F. 2004a. Zona Centroibérica: Introducción. In: Vera J.A. (Eds.), Geología de España. Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 68 – 69.

MARTÍNEZ CATALÁN J.R.M., GONZÁLEZ LODEIRO F., GONZÁLEZ CLAVIJO E., FERNANDEZ RODRÍGUEZ C., DÉZ MONTES A. 2004b. Macizo Ibérico: Estructura. In: Vera J.A. (Eds.), Geología de España. Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 75 – 78.

MARTÍNEZ POYATOS D., DÍEZ BALDA M.A., MACAYA J., GONZÁLEZ LODEIRO F., MARTÍNEZ CATALÁN J.R. 2004. Estructura del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico: El acortamiento varisco inicial. In: Vera J.A. (Eds.), Geología de España. Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 84 – 87.

MATTE P. 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'evolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. Géol. France 2, 2 – 24.

MATTE P., RIBEIRO A. 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro – armoricain. C. R. Acad. Sc. Paris 280, 2825 – 2828.

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.

MITTLEFEHLDT D.W., MILLER C.F., 1983. Geochemistry of the Sweetwater Wash pluton, California: implications for "anomalous" trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta 47, 109 – 124.

MIYANO T., KLEIN C. 1986. Fluid behaviour and phase relations in the system Fe-Mg-Si-C-O-H: application to high grade metamorphism of iron formations. Amer. J. Sci. 286, 540 - 575.

MIYASHIRO A. 1970. Volcanic rocks series in island arc and active continental margins. American Journal of Science 274, 321 – 355.

MIYASHIRO A. 1982. Theory of orogeny based on plate tectonics: Petrology of orogenic belts. Orogeny. John Willey & Sons, New York. 49 – 174.

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.

MONIER G., ROBERT J.L. 1986. Titanium in muscovites from two mica granites: substitutional mechanism and partition with coexisting biotites. Newes Jahnb. Min. Abhdl. 153, 147 - 161.

MONTEL J.M., FORET S., VESCHAMBRE M., NICOLLET C., PROVOST A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. Chem. Geol. 131, 37 - 53.

MONTEL J.M., VESCHAMBRE M., NICOLLET C., 1994. Datation de la monazite à la microsonde electronique (Dating monazite using electron microprobe). Comptes Rendus de L'Académie des Sciences 318, 1489 – 1495.

MONTERO P., BEA F. 1998. Accurate determination of $^{87}Rb/^{86}Sr$ and $^{147}Sm/^{144}Nd$ by inductively coupled plasma mass spectrometry in isotope geoscience: an alternative to isotope dilution analysis. Anal. Chim. Acta 358, 227 – 233.

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.

MOODY J.B., MEYER D., JENKINS J.E. 1983. Experimental characterization of the greenschist / amphibolite boundary in mafic systems. American Journal of Science 283, 48 -92.

MORENO-VENTAS I., ROGERS G., CASTRO A. 1995. The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos Massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes. Contrib. Mineral. Petrol. 120, 137 – 149.

MUEHLENBACHS K., BYERLY G. 1982. ^{18}O - Enrichment of silicic magmas caused by crystal fractionation at the Galapagos Spreading Center. Contrib. Mineral. Petrol. 79, 76-79.

MUNDIL R., METCALFE I., LUDWING K.R., RENNE P.R., OBERLI F., NICOLL R.S. 2001. Timing of the Permian-Triassic biotic crisis; implications for new zircon U/Pb age data (and their limitations). Earth Planet. Sci. Lett. 187, 131 - 145.

NABELEK P.I., GLASCOCK M.D., 1995. REE-depleted leucogranites, Black Hills, South Dakota: a consequence of disequilibrium melting of monazite bearing schists. J. Petrol. 36, 1055 - 1071.

NABELEK P.I., RUSS-NABELECK C., DENISON J.R. 1992. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak Leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrologic and geochemical constraints. Contrib. Mineral. Petrol. 110, 173 – 191.

NACHIT H., IBHI A., ABIA E.H., OHOUD M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. C. R. Geoscience 337, 1415 – 1420.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. C. R. Acad. Sc. Paris, 301 (11), 813 – 818.

NAVIDAD M., BEA F. 2004. Macizo Ibérico: El magmatismo prevarisco. In: Vera J. A. (Eds.), Geología de España. Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 92 - 96.

NAVIDAD M., PEINADO M., CASILLAS R. 1992. El magmatismo pre-Hercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español). In: Gutiérrez Marco J.G., Saavedra J., Rábano I. (Eds.), Pealeozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, 485 – 494.

NEIVA A.M.R. 1973. Geochemistry of the granites and their minerals from the Central area of Northern Portugal. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 76, 1 – 43.

NEIVA A.M.R. 1976. Geochemistry of biotites from granites of northern Portugal with special reference to their tin content. Mineral. Mag. 40, 453 – 466.

NEIVA A.M.R. 1981. Geochemistry of hybrid granitoid rocks and their biotites from central northern Portugal and their petrogenesis. Lithos 14, 149 - 163.

NEIVA A.M.R. 1992. Chemical distinction between three post-magmatic types of white mica from hydrothermally altered granites of Jales and Penamacor-Monsanto, Portugal. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 113, 75 - 91.

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. 1994. Dating and geochemistry of tin – bearing granitic rocks and their minerals from NE of Gerez mountain, Northern Portugal. Bol. Soc. Esp. Mineral. 17, 65 – 82.

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. 2002. Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. Bul. Soc. Geol. Finland 74, 79 – 101.

NEIVA A.M.R., CAMPOS T.F.C. 1992. Genesis of the zoned granitic pluton of Penamacor – Monsanto, Central Portugal. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 114, 51 – 68.

NEIVA A.M.R., CAMPOS T.F.C. 1993. The zone granitic pluton of Penamacor – Monsanto, Central Portugal: hydrothermal alteration. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Univ. Coimbra 116, 21 - 47.

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., COTELO NEIVA J.M., PARRY S.J. 1987. Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, central Portugal. Geochim. Cosmochima Acta 51, 439 – 454.

NEIVA A.M.R., GOMES M.E.P. 1991. Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão – Alfarela de Jales – Tourencinho (Vila Pouca de Aguiar, northern Portugal). Chem. Geology 89, 305 – 327.

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.

NEIVA A.M.R., SILVA M.M.V.G., GOMES M.E.P., CAMPOS T.F.C. 2002. Geochemistry of coexisting biotite and muscovite of Portuguese peraluminous granitic differentiation séries. Chem. Erde 62, 197 – 215.

NEVES L.J.P.F. 1991. Transferências de matéria e energia na interface granitóides biotíticos porfiróides – granitóides moscovítico - biotíticos na região de Torredeita (Viseu, Portugal). Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Coimbra. 240 pp.

NEVES L.J.P.F. 1997. Trace element content and partitioning between biotite and muscovite of granitic rocks: a study in the Viseu region (Central Portugal). Eur. J. Mineral. 9, 849 - 857.

NEVES L.J.P.F., GODINHO M.M. 1992. Geologia da região de Torredeita (Viseu, Portugal Central), com especial ênfase nos granitóides. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra 113, 1- 28.

NEVES S.P., VAUCHEZ A. 1995. Successive mixing and mingling of magmas in plutonic complex of Northeast Brazil. Lithos 34, 275 – 299.

NOCKOLDS S.R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Amer. J. Sci. 245, 401 – 420.

NORONHA F., RAMOS J.M.F., REBELO J.A., RIBEIRO A., RIBEIRO M.L. 1979. Essai de córrelation des phases de déformation hercynienne dans le Nord – Ouest Péninsulaire. Bol. Soc. Geol. Portugal 21, 227 – 237.

NORONHA F., RAMOS J.M.F., REBELO J.A., RIBEIRO A, RIBEIRO M.L. 1981. Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le nord – ouest Péninsulaire. Leidse Geol. Meded. 52, 87 – 91.

O'NEIL J.R., CHAPPELL B.W. 1977. Oxygen adn hydrogen isotope relations in the Berridale Batholith. J. Geol. Soc. London 133, 559 – 571.

OEN Y.S. 1958. The geology, petrology and ore deposits in the Viseu region, northern Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal 41.

OEN Y.S. 1960. The intrusion mechanism of the late – Hercynian post – tectonic granite plutons of northern Portugal. Geol. Mijnbouw 22, 257 – 296.

OEN Y.S. 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. Bol. Geol. Minero LXXXI – II – III, 271 – 298.

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.

PAQUETTE J.L., MONTEL J.M., CHOPIN C. 1999. U-Th-Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora-Maira massif, western Alps. European Journal of Mineralogy 11 (1), 69 - 77.

PARRISH R.R. 1990. U – Pb dating of monazite and its application to geological problems. Can. J. Earth Sci. 27, 1431 – 1450.

PARRISH R.R., NOBLE S.R. 2003. Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution – thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). Reviews in Mineralogy & Geochemistry. John M. Hanchar & Paul W.O. Hoskin (Eds.). Vol. 53 – Zircon, 183 – 213.

PATERSON B.A., ROGERS G., STEPHENS W.E. 1992. Evidence for inherited Sm-Nd isotopes in granitoid zircons. Contrib. Mineral. Petrol. 111, 378 - 390.

PATIÑO DOUCE A.E. 1992. Calculated relationships between activity of alumina and phase assemblages of silica-saturated igneous rocks. Petrogenetic implications of magmatic cordierite, garnet and aluminosilicate. Journal of Volcanology and Geothermal Research 100 (B8), 15623 – 15639.

PATIÑO Douce A.E., HARRIS N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. Journal of Petrology 39, 689 – 710.

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.

PEARCE T.H., KOLINSKI A.M. 1990. Observations of plagioclase zoning using interference imaging. Earth Science Review 29, 9 – 26.

PECAUT J.J., AUVRAY B., HIRBEC Y., CALVEZ J. 1984. Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricain: géocronologie Rb/Sr. Bull. Soc. Géol. France 7, Tomo XXVI, nº 6, 1365 – 1373.

PECAUT J.J., JEGOUZO P., VIDAL P., BERNARD – GRIFFITHS. 1988. Continental crust formation seen through the Sr and isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of Western France. Earth Planet. Sci. Lett. 88, 60 – 68.

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.

PE-PIPER G. 1988. Calcic amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex, Nova Scotia, Canada. Am. Mineral. 73, 993 - 1006.

PEREIRA A.J.S.C., NEVES L.J.F., GODINHO M.M., LEGOINHA P.F.R., 1993. Índice de distorção, parâmetros celulares e composição química de cordierite de granitóides e corneanas da região de Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central). Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 116, 49 – 62.

PEREIRA A.J.S.C., PEREIRA L.C.G., MACEDO C.A.R. 1986. Os plutonitos da Zebreira (Castelo Branco): idade e enquadramento estrutural. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 101, 21 – 31.

PEREIRA E. 1987. Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Lisboa. 274 pp.

PEREIRA E., GONÇALVES L.S.M., MOREIRA A. 1980. Carta Geológica de Portugal nº 13 – D (Oliveira de Azémeis), Escala 1/ 50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

PEREIRA E., RIBEIRO A., MEIRELES C. 1993. Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn – W, Au e U na Zona Centro – Ibérica, em Portugal. Cuad. Lab. Xeol. Laxe 18, 89 – 119.

PEREIRA M.D., BEA F., 1994. Cordierite-producing reactions in the Peña Negra Complex, Avila Batholith, Central Spain: the role of cordierite in low-pressure anatexis. The Can. Mineral. 32, 763 – 780.

PERUGINI D., POLI G., PROSPERINI N. 2002. Morphometric analysis of magmatic enclaves: a tool for understanding magma vesiculation and ascent. Lithos 61, 225 - 235.

PHILLIPS G.N., WALL V.J., CLEMENS J.D. 1981. Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite – bearing granite. Can. Mineral. 19, 47 – 63.

PHILLIPS M.W., POPP R.K., CLOWE C.A. 1991. A structural investigation of oxidation effects in air-heated grunerite. Amer. Min. 76, 1502 - 1509.

PICCOLI M.P., CANDELA P.A. 2002. Apatite in igneous systems. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. Vol. 48. Phosphates – Geochemical, Geobiological and Materials Importance.

PICCOLI M.P., CANDELA P.A. 1994. Apatite in felsic rocks: a model for the estimation of initial halogen concentrations in the Bishop Tuff (Long Valley) and Toulomne intrusive suite (Sierra Nevada Batholith). Amer. J. of Sci. 294, 92 - 135.

PIN C., DUTHOU J.L. 1990. Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. Chem. Geol. 83, 281 – 296.

PINARELLI L., ROTTURA A. 1995. Sr and Nd isotopic study and Rb-Sr geochronology of the Bejar granites, Iberian Massif, Spain. Eur. J. Mineral. 7, 577 – 589.

PINTO M.M.S.C. 2001. Mineralizações uraníferas no Vale de Abrutiga e estudo do impacto ambiental da sua exploração. Tese de Mestrado em Geociências (não publicada). Universidade de Coimbra. 312 pp.

PINTO M.S. 1983. O granito gnáissico de Fânzeres (Porto, Portugal) – idade e caracterização geoquímica geral. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Univ. Coimbra 98, 231 – 242.

PINTO M.S., CASQUET C., IBARROLA E., CORRETGÉ L.G., FERREIRA M.P. 1987. Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. 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. 69 – 86.

PITCHER W.S. 1977. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J. Geol. Soc. London 136, 627 – 662.

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. 1987. Granites and yet more granites forty years on. Geologische Rundschau 76(1), 51 – 79.

PITCHER W.S. 1991. Synplutonic dykes and mafic enclaves. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13. Elsevier, Amsterdam. 383 – 391.

PITCHER W.S. 1993. The nature and origin of granite. Chapman & Hall, London. 300pp

PITCHER W.S. 1997. The nature and origin of granite. Chapman and Hall Ed (2nd Ed), London. 387 pp.

POITRASSON F., CHENERY S., BLAND D. J. 1996. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. Earth Planet. Sci. Lett. 145, 79 – 96.

POITRASSON F., HANCHAR J.M., SCHALTEGGER U. 2002. The current state and future of accessory mineral research. Chemical Geology 191, 3 - 24.

POITRASSON F., PAQUETTE J.L., MONTEL J.M., PIN C., DUTHOU J.L. 1998. Importance of late-magmatic and hydrothermal fluids on the Sm-Nd isotope mineral systematics of hypersolvus granites. Chem. Geol. 146, 187 – 203.

POLI G., TOMMASINI S. 1991. A geochemical approach to the evolution of granitic plutons: a case study, the acid intrusions of Punta Falcone (northern Sardinia, Italy). In: A. Peccerillo (Ed), Geochemistry of granitoid rocks. Chem. Geology – Spec. Issue 92, 87 -105.

PYLE J.M., SPEAR F.S., WARK D.A., DANIEL C.G., STORM L.C. 2005. Contributions to precision and accuracy of monazite microprobe ages. American Mineralogist 90, 547 - 577.

REAVY R.J. 1989. Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: The Portuguese Hercynian collision belt. Journal of the Geological Society London 146, 649 – 657.

REAVY R.J., STEPHENS W.E., FALLICK A.E., HALLIDAY A.N., GODINHO M.M. 1991. Geochemical and isotopic constraints on petrogenesis: The Serra da Freita pluton, a

typical granite body from the Portuguese Hercynian collision belt. Geol. Soc. Amer. Bull. 103, 392 – 401.

REID J.B. Jr, EVANS O.C., FATES D.G. 1983. Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. Earth Planet Sci. Lett., 243 - 261.

REY P., BURG J.P., CASEY M. 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan Belt. In: Burg J.P., Ford J.P. (Eds.), Orogeny Through Time. Geological Society Special Publication 121, 179 - 200.

RHEDE D., WENDT I., FÖRTSER H.J. 1996. A three-dimensional method for calculating independent chemical U/Pb and Th/Pb ages of accessory minerals. Chem. Geol. 130, 247 - 253.

RIBEIRO A. 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás – os – Montes oriental. Memórias Serv. Geol. Portugal 24, 168 pp.

RIBEIRO A., ANTUNES M.T., FERREIRA M.P., ROCHA R.P., SOARES A.F., ZBYSZEWSKI G., MOITINHO DE ALMEIDA J.H., CARVALHO D., MONTEIRO J.H. 1979. Introduction a la Géologie Génerale du Portugal. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa. 114 pp.

RIBEIRO A., IGLÉSIAS M., RIBEIRO M.L., PEREIRA E. 1983. Modéle géodynamique des Hercynides Ibériques. Com. Serv. Geol. Portugal 64, 191 – 214.

RIBEIRO A., PEREIRA E. 1986. Flake tectonics in the NW Iberia Variscides. Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal 2 (13), 38.

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 M.L., 1980. Algumas observações sobre a petrologia e o quimismo dos granitóides da região de Tourém – Montalegre – Gerês. Com. Serv. Geol. Portugal 69, 37 – 45.

RIBEIRO M.L. 2001. Modelos de implantação dos granitos variscos Portugueses. Memórias da Academia das Ciências. Tomo XXXIX, 33 – 52.

RIBEIRO O., TEIXEIRA C., FERREIRA C.R., ALVES C.A.M. 1967. Noticia Explicativa da folha 24-D (Castelo Branco) da Carta Geológica de Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

RIEDER M., CAVAZZINIL G., D'YAKONOV Y.S., FRANK-KAMENETSKII V.A., GOTTARDI G., GUGGENHEIM S., KOVAL P.V., MULLER G., NEIVA A.M.R., RADOSLOVICH E.W., ROBERT J., SASSI F. P., TAKEDA H., WEISS Z., WONES D.R. 1998. Nomenclature of the micas. Can. Mineralogist 36, 905 – 912.

ROBARDET C., GUTIÉRREZ MARCO J.C. 1990. Sedimentary and fauna domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. In: Dallmeyer R. D., Martinez Garcia (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin. 383 – 395.

ROBINSON K., GIBBS G.V., RIBBE P.H. 1971. Quadratic elongation: a quantitative measure of distortion in coordination polyhedra. Science 172, 567 - 570.

ROBINSON P., SPEAR F.S., SCHUMACHER J.C., LAIRD J., KLEIN C., EVANS B.W., DOOLAN B.L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 9B, 1 - 227.

RODRÍGUEZ ALONSO M. D., DÍEZ BALDA M.A., PEREJÓN A., PIEREN A., LIÑÁN E., LÓPEZ DÍAZ, F., MORENO F., GÁMEZ VINTANED J.A., GÓNZALEZ LODEIRO F., MARTÍNEZ POYATOS D., VEGAS R. 2004. Dominio del Complejo Esquito-Grauváquico: Estratigrafia. In: Vera J. A. (Eds.), Geología de España. Inst. Geol. Min. España (SGE-IGME), Madrid. 78 – 81.

ROEDDER P.L., MACARTHUR D., MA X.P., PALMER G.R., MARIANO A.N. 1987. Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. Am. Mineral. 72, 801 - 811.

ROGER F., RESPAUT J.P., BRUNEL M., MATTE P., PAQUETTE J.L. 2004. Première datation U-Pb des orthigneiss œillés de la zone axiale de la Montagne noire (Sud du Massif Central): nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque. C. R. Geoscience 336, 19 – 28.

ROGERS J.J.W., GREENBERG J.K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major – element and trace element chemistry and possible origins. J. Geology 98, 291 – 309.

ROLLINSON H. 1993. Using Geochemical Data : Evalution, Presentation and Interpretation. Longman, UK. 352 pp.

ROSSI P., CHEVREMONT P. 1987. Classification des associations magmatiques granitoides. Géochronique 21, 14 – 18.

SAN JOSÉ M.A., PIEREN A.P., GARCIA-HIDALGO J.F., VILAS L., HERRANZ P., PELAEZ J.R., PEREJON A. 1990. Central Iberian Zone: Autochthonous sequences: Ante-Ordovician stratigraphy. In: Dallmeyer R.D., Martinez Garcia (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin. 147 – 159.

SATO K., TASSINARI C.C.G., KAWASHITA K., PETRONILHO L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. An. Acad. Bras. Ci., 67 (3), 313 – 336.

SCAILLET B., PICHAVANT M., ROUX J. 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas. Journal of Petrology 36 (3), 663 – 705.

SCHALTEGGER U., FANNING C.M., GÜNTHER D., MAURIN J.C., SCHULMANN K., GEBAUER D. 1999. Growth, annealing and recrystalization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contrib. Mineral. Petrol. 134, 186 - 201.

SCHÄRER U. 1984. The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Makalu case, Himalaya. Earth Planet. Sci. Lett. 67, 191 – 204.

SCHERMERHORN L.J.G. 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul – Satão region (northern Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal 37, 617 pp.

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.

SECCHI F.A., BROTZU P., CALLEGARI E. 1991. The Arburese igneous complex (SW Sardinia, Italy) – an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranites as residual melts. In: A. Peccerillo (Ed.). Geochemistry of granitoid rocks. Chem. Geology 92, 213 – 249.

SERGE G., ODIN C. 1990. Échelle numérique des temps géologiques. Géochronique nº 35.

SHA L-K. 1995. Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic-silicic intrusive complexes: an MHFC hypothesis. Earth Sci. Rev. 39, 59 - 90.

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.

SHEPPARD M.F., HARRIS C. 1985. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of ascension Island lavas and granites: variation with crystal fractionation and interaction with sea water. Contrib. Mineral. Petrol. 91, 74 - 81.

SILVA M.M.V.G. 1995. Mineralogia, petrologia e geoquímica de encraves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas. Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Universidade de Coimbra. 288 pp.

SILVA M.M.V.G. 2001. Origens de diferentes tipos de encraves que ocorrem em granitóides. Memórias da Academia das Ciências. Tomo XXXIX, 97 - 119.

SILVA M.M.V.G., NEIVA A.M.R. 1990. Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira – Penedono, northern Portugal. Chem. Geology 85, 147 -170.

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., NEIVA A.M.R., WHITEHOUSE M.J. 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from Nelas area, central Portugal. Lithos 50, 153 – 170.

SIMÕES P.M.M.P. 2000. Instalação, geocronologia e petrogénese de granitóides biotíticos sintectónicos associados ao cisalhamento Vigo-Régua (ZCI, Norte de Portugal). Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Universidade do Minho. 351 pp.

SKJERLIE K.P., PATIÑO DOUCE A.E. 1995. Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 Kbar: effect of diffusion of major components on phase relations and melt fraction. Contrib. Mineral. Petrol. 122, 62 - 78.

SOLÁ A.R., MONTERO P., RIBEIRO M.L., NEIVA A.M.R., ZINGER T., BEA F. 2005. Pb/Pb age of Carrascal Massif, central Portugal. 15th V. M. Goldschmidt Conference, Moscow, Idaho (USA). Abstracts Geochim. Cosmoch. Acta 69, nº 105, A 85.

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.

SOUSA M.B. 1984. Considerações paleogeográficas sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. Cuad. Geol. Ibérica 9, 9 – 36.

SOUSA M.B. 1985. Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto – Grauváquico de Portugal. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 100, 1 – 16.

SPEER J.A. 1981. Petrology of cordierite – and almandine – bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, USA. Can. Mineralogist 19, 35 – 46.

SPEER J.A. 1984. Micas in igneous rocks. Reviews in Mineralogy 13, Ed. S.W. Bailey, Min. Soc. America, 229 - 356.

SPEER J.A. 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: the hornblend + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. Am. Mineral. 72, 863 - 878.

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.

STEPHENS W. E., HOLDEN P., HENNEY P.J. 1991. Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds), Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam. 125 – 134.

SUENO S., CAMERON M., PAPIKE J.J., PREWITT C.T. 1973. The high temperature crystal chemistry of tremolite. American Mineralogist 58, 649 - 664.

SUZUKI K., ADACHI M. 1994. Middle precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of southwest Japan and Korea. Tectonophysics 235, 277 - 292.

SWANSON S.E. 1977. Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures. Am. Mineral. 62, 966 – 978.

TAYLOR Jr H.P. 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 19, 1.

TAYLOR Jr H.P. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 47, 243 - 254.

TAYLOR Jr. H.P., EPSTEIN S. 1962. Relationships between $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals of magmatic and metamorphic rocks: Part I. Principles and experimental results. Geol. Soc. Amer. Bull. 73, 461 - 480.

TAYLOR Jr H.P., SHEPPARD S.M.F. 1986. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fraccionation and isotopic systematics. Reviews in Mineralogy 16, 227 – 357.

TAYLOR S.R., MCLENNAN S.M. 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publ., Oxford. 311 pp.

THADEU D. 1951. Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, vol. IX, 1 – 144.

THIÉBLEMONT D., CABANIS B. 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100) – Tb – Ta pour la discrimination géochimique et l'etude pétrogenetique des roches magmatiques acides. Bull. Soc. Géol. France 8 / VI (1), 23 – 35.

THORPE R.S., TINDLE A.G., GLEDHILL A. 1990. The petrology and origin of the tertiary Lundy granite (Bristol Channel, UK). J. Petrology 31, 1379 – 1406.

TIKHOMIROVA M. 2002. Zircon inheritance in diatexite granodiorites and its consequence on geochronology – a case study in Lusatia and the Erzgebirge (Saxo-Thuringia, easthern Germany). Chem. Geol. 191, 209 - 224.

TILTON G.R. 1960. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. J. Geophys. Res. 65, 2933 – 2945.

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.

TOMASCAK P.B., KROGSTAD E.J., WALTER R.J. 1996. U – Pb monazite geochronology of granitic rocks from Maine: implications for Late Paleozoic tectonics in the northern Appalachians. J. Geol. 104, 185 – 195.

TUCKER R.D., RAHEIM A., KROGH T.E., CORFU F. 1987. Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. Earth Planet. Sci. Lett. 81, 203 - 211.

TUTTLE O.F., BOWEN N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O$. Geol. Soc. Am. Memoir 74, 1 – 45.

TURPIN L., CUNEY M., FRIEDRICH M., BOUCHEZ J.L., AUBERTIN M. 1990. Metaigneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. Contrib. Mineral. Petrol. 104, 163 – 172.

UGIDOS J.M. 1987. Asimilación en los granitos hercinicos: aspectos basicos e implicaciones. 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. 315 – 320.

VALLE AGUADO B., ARENAS R., MARTÍNEZ CATALÁN J. R. 1993. Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). Comun. Inst. Geol. Min. Port. 79, 41 – 61.

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.

VALVERDE VAQUERO P., DUNINNG G.R. 2000. New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. Jour. Geol. Soc. London 157, 15 – 26.

VAN DER LAAN S.R., WYLLIE P.Y. 1993. Experimental interaction of granitic and basaltic magmas and implications for mafic enclaves. J. Petrol. 34, 491 - 518.

VERNON R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature 309, 438 – 440.

VERNON R.H. 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence. J. Geophys. Res. 95, 17849 – 17859.

VERNON R.H. 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13, Elsevier, Amsterdam. 277 – 292.

VERNON R.H., ETHERIGDE M.A., WALL V.J. 1988. Shape and microstruture of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flows. Lithos 22, 1 – 11.

VIGNERESSE J. L. 1988. Forme e volume des plutons granitiques. Bull. Soc. Géol. France 8, 897 – 906.

VIGNERESSE J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. Tectonophysics 249, 173 – 186.

VIGNERESSE J.L. 2004. A new paradigm for granite generation. Trans. Royal Society of Edinburg: Earth Sciences 95, 11 – 22.

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 batholits 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.

VOLLMER R. 1976. Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline from Italy. Geochi. Cosmochi. Acta 40, 283 - 295.

WAIGHT T.E., MAAS R., NICHOLLS I.A. 2001. Geechemical investigations of microgranitoid enclaves in the S – type Cowra Grandodiorite, Lachland Fold Belt, SE Australia. Lithos 56, 165 – 186.

WALL V.J., CLEMENS J.D., CLARKE D.B. (1987). Models for granitoid evolution and source compositions. J. Geol. 95, 731-749.

WARK D.A., MILLER C.F. 1993. Accessory mineral behaviour during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California. Chemical Geology 110, 49-67.

WETHERILL G.W. 1956. Discordant uranium – lead ages. Trans. Am. Geophys. Union 37, 320 – 326.

WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. 1987. A – type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 95, 407 – 419.

WHITE 2003. High temperature applications II: Oxygen isotopes as an indicator of assimilation. Geol. 656 Isotope Geochemistry, Lecture 30, 227 – 231.

WHITE A.J.R. 1990. Unpublished notes accompanying "A workshop on crustal protoliths of granites". Universitiy of St. Andrews, 12th January, 1990.

WHITE A.J.R., CLEMENS J.D., HOLLOWAY J.R., SILVER L.T., CHAPPELL B.W., WALL V.J. 1986. S-type granites and their possible absence in southwestern North America. Geology 14, 115 – 118.

WIEBE R.A. 1991. Commingling of magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13, Elsevier, Amsterdam. 375 – 382.

WILLIAMS M.L., JERCINOVIC M.J. 2002. Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstrutural analysis. Journal of Structural Geology 24, 1013 - 1028.

WILLIAMS I.S., CLAESSON 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.

WILLIAMSON B.J., DOWNES H., THIRLWALL M.F., BEARD A. 1997. Geochemical constraints on restite composition and unmixing in the Velay anatetic granite, French Massif Central. Lithos 40 (2/4), 295 – 319.

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.

WINKLER H.G.F., SCHULTES H. 1982. On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks. N. Jb. Miner. Mh. 12, 558 – 564.

WINTER J. 2001. An Intoduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall. 697 pp.

WYBORN D., CHAPPELL B.W. 1986. The petrogenetic significance of chemically related plutonic and volcanic rock units. Geological Magazine 123, 619 – 628.

WYBORN D., CHAPPELL B.W., JOHNSTON R.M. 1981. Three S – type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. Journal of Geophysical Research 86, 10335 – 10348

YAMAGUCHI Y. 1985. Horneblende-cummingtonite and horneblende-actinolite intergrowths from the koyama calc-alkaline intrusion, Sussa, southwest Japan. Am. Mineralogist. 7, 980 - 986.

YORK D. 1969. Least – squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth Planet. Sci. Lett. 5, 320 – 324.

YURIMOTO H., DUKE E.F., PAPIKE J.J., SHEARER C.K. 1990. Are discontinous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granitic systems the results of monazite fractionation? Geochim. Cosmochim. Acta 54, 2141 – 2145.

ZHAO Z.F., ZHENG Y.F., 2003. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. Chemical Geology 193, 59 - 80.

ZORPI M.J., COULON C., ORSINI J. B. 1991. Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids, a case study in northern Sardinia, Italy. In: A. Peccerillo (Ed). Geochemistry of granitoid rocks. Chem. Geology Spec. Issue 92, 45 – 86.

ANEXOS

ANEXO I. Composições modais das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves no Granodiorito Biotítico:																				
	Encraves Tonalíticos									Encraves Granodioríticos											
	E25A	E22	E23	E1	E27	E17	E25B	E9	E26	RC	EP7	EQ	E24	E11	E19	E10	E6	E21	E20	E18
Quartzo	31.6	24.5	34.2	34.1	34.2	29.7	31.1	25.4	28.9	28.3	28.3	31.6	27.1	33.4	26.6	30.1	30.5	32.0	28.8	29.7
Plagioclase	32.4	35.2	37.1	37.0	37.5	33.4	35.9	39.2	36.2	36.8	39.2	31.8	34.2	30.1	33.6	38.5	36.4	33.3	32.8	31.1
F. potássico	2.8	3.4	3.9	4.7	4.2	4.2	2.2	4.5	4.4	7.4	6.8	6.5	9.4	7.0	8.9	7.5	11.2	6.0	7.6	7.6
Anfíbola	1.4	2.1	1.2	0.0	0.0	0.0	0.6	0.5	0.6	-	-	1.4	0.4	1.5	0.2	0.1	0.1	-	0.2	0.8
Biotite+clorite	30.8	31.1	20.1	21.5	21.5	29.1	28.2	26.3	25.8	23.9	21.9	25.9	26.3	24.7	27.7	21.7	20.2	26.3	27.9	28.3
Moscovite	-	0.1	-	-	-	0.2	-	-	-	-	0.1	-	-	0.6	0.2	0.1	0.4	-	-	0.2
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Esfena	0.5	0.0	0.8	1.0	1.2	1.3	-	1.5	1.9	0.6	0.5	0.2	0.5	0.4	0.7	1.0	0.8	0.8	0.9	0.6
Alanite	-	0.1	-	0.2	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	0.3	0.2	0.4	0.5	0.3	0.5	0.8	0.9	0.1	1.0	0.6	-	0.8	-	0.4	-	0.3	0.7	0.2	0.5
Apatite	0.3	0.2	-	0.2	0.8	0.4	0.3	-	0.4	1.1	1.2	0.8	0.6	0.6	1.2	0.1	0.0	0.5	1.0	-
Opacos	-	3.2	2.3	0.8	0.4	1.2	0.9	1.7	1.6	0.9	1.2	1.6	0.7	1.8	0.6	0.9	0.1	0.3	0.7	1.3
N	2	2	1	3	3	1	2	2	1	1	2	3	2	2	1	3	2	2	1	1

Encraves no granodiorito biotítico: tonalíticos biotíticos de grão fino, granodioríticos biotíticos de grão fino; Granodiorito biotítico de grão médio; Grd bt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico, porfiróide, de grão médio a grosseiro; Encraves no granodiorito de duas micas: EncTnl – encraves tonalíticos biotíticos de grão fino; encraves granodioríticos biotíticos de grão fino; Grd 2 micas – granodiorito de duas micas de grão médio; Granito moscovítico-biotítico de grão médio a grosseiro. N – número de lâminas delgadas.

ANEXO I. Composições modais das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Enc no Grdbt		Granodiorito Biotítico													Grd bt-mv		
	Enc Grd																	
	E8	E5	NP	RN	GPF	OLX	XG	PEDH	PICP	REPO	RH	OL	PSG	CARD	RA	PB	CR	GPVI
Quartzo	34.1	33.1	33.7	29.0	30.0	28.3	24.2	31.9	31.2	24.6	30.8	33.6	30.6	26.0	37.0	23.8	35.8	31.5
Plagioclase	29.5	37.4	33.2	27.5	40.5	28.7	34.4	28.9	31.2	40.7	34.0	36.5	34.0	32.9	31.5	36.4	29.8	31.2
F. potássico	7.1	8.3	10.2	15.6	11.4	10.2	13.6	9.2	12.7	18.2	11.1	11.9	9.6	13.3	17.3	14.5	14.0	13.3
Anfíbola	0.2	0.1	1.4	-	-	0.3	-	-	-	-	-	1.3	0.9	-	-	-	-	-
Biotite+clorite	27.9	18.9	17.6	23.8	14.2	26.8	20.2	26.0	19.9	13.4	19.7	12.8	21.4	22.6	10.5	15.6	13.5	14.0
Moscovite	0.2	0.9	-	-	-	0.9	0.2	0.3	0.0	0.2	0.2	1.0	1.2	1.9	1.9	6.6	6.4	7.3
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Esfena	-	-	0.9	0.4	0.2	0.0	0.5	0.4	0.0	0.6	0.5	-	-	0.6	0.7	0.9	-	1.4
Alanite	-	-	0.1	-	0.1	-	-	0.1	0.3	-	-	0.2	-	-	-	0.6	-	-
Zircão	-	-	0.7	0.9	0.9	-	0.8	0.0	0.4	0.6	0.3	0.5	-	0.8	-	0.0	0.3	0.2
Apatite	0.1	0.8	1.1	0.9	1.0	0.8	1.2	1.2	1.5	0.9	1.2	1.1	0.5	0.6	0.4	0.3	0.1	0.7
Opacos	0.8	0.4	1.0	1.9	1.8	4.1	4.9	1.9	2.8	0.8	2.1	1.0	1.8	1.5	0.7	1.3	0.1	0.4
N	3	2	4	3	5	2	3	3	4	5	4	4	5	3	4	3	5	3

Encraves no granodiorito biotítico: tonalíticos biotíticos de grão fino, granodioríticos biotíticos de grão fino; Granodiorito biotítico de grão médio; Grd bt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico, porfiróide, de grão médio a grosseiro; Encraves no granodiorito de duas micas: EncTnl – encraves tonalíticos biotíticos de grão fino; encraves granodioríticos biotíticos de grão fino; Grd 2 micas – granodiorito de duas micas de grão médio; Granito moscovítico-biotítico de grão médio a grosseiro. N – número de lâminas delgadas.

ANEXO I. Composições modais das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Encraves do Granodiorito de duas micas:												Grd 2micas		Granito moscovítico-biotítico					
	EncTnl		Encraves Granodioríticos																	
	E13G	E13F	ES	EP3	EP4	EP2	EP1	E12	E14	EPC	E15	E16	REPA1	REPA2	CTV	CEM	SAL2	IDN1	SAL	IDN2
Quartzo	29.3	25.7	22.2	24.3	27.0	29.6	37.5	22.7	28.7	32.6	33.2	31.6	37.3	34.9	38.3	36.2	34.5	34.7	36.7	46.4
Plagioclase	33.7	40.6	39.0	31.8	36.3	38.1	32.7	35.8	29.4	29.8	35.1	32.0	32.1	31.6	24.8	27.2	33.3	24.2	27.6	24.7
F. potássico	4.0	3.4	5.0	10.8	7.0	8.2	7.0	7.1	10.2	12.8	9.0	14.4	16.9	17.9	16.6	19.9	20.6	21.0	22.0	22.6
Anfíbola	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotite+clorite	30.3	26.4	27.2	30.2	25.8	22.8	22.2	28.7	27.8	22.1	21.8	19.5	6.0	4.8	8.4	6.0	2.1	7.4	4.3	1.5
Moscovite	-	0.5	2.0	1.8	1.6	0.3	-	2.5	1.2	1.4	0.4	0.5	5.6	7.5	10.6	10.1	8.4	12.0	8.9	4.0
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7	0.5	0.0	0.2	0.0	0.4
Esfena	0.6	0.4	0.2	0.6	1.2	-	-	0.4	0.4	-	-	1.4	0.3	0.4	-	-	-	-	-	-
Alanite	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.2	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	0.7	0.8	0.4	-	0.6	-	-	0.4	-	0.5	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	-	-	-	0.1	-
Apatite	0.6	1.0	1.7	0.1	0.5	0.5	0.4	0.8	0.6	0.4	0.2	-	1.4	2.1	0.3	0.1	1.0	0.2	0.4	0.3
Opacos	0.8	1.2	2.3	0.4	-	0.4	0.2	1.5	1.5	0.4	0.1	0.3	0.3	0.5	0.1	0.0	0.1	0.3	-	0.1
N	3	2	1	2	2	2	2	1	3	1	3	2	5	4	5	4	4	7	5	7

Encraves no granodiorito biotítico: tonalíticos biotíticos de grão fino, granodioríticos biotíticos de grão fino; Granodiorito biotítico de grão médio; Grd bt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico, porfiróide, de grão médio a grosseiro; Encraves no granodiorito de duas micas: EncTnl – encraves tonalíticos biotíticos de grão fino; encraves granodioríticos biotíticos de grão fino; Grd 2 micas – granodiorito de duas micas de grão médio; Granito moscovítico-biotítico de grão médio a grosseiro. N – número de lâminas delgadas.

ANEXO II. Análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Encraves Tonalíticos no granodiorito biotítico									Encraves Granodioríticos no granodiorito biotítico												
	E25A	E22	E23	E1	E27	E17	E25B	E9	E26	RC	EP7	EQ	E24	E11	E19	E10	E6	E21	E20	E18	E8	E5
SiO_2	62.60	62.71	62.96	64.12	64.61	65.15	65.16	65.20	65.58	64.60	65.11	65.37	65.60	65.89	66.33	66.67	66.82	67.09	67.10	67.21	67.24	67.74
TiO_2	0.83	0.80	0.80	0.78	0.76	0.70	0.65	0.65	0.69	0.79	0.78	0.60	0.60	0.64	0.59	0.71	0.61	0.58	0.62	0.58	0.60	0.54
Al_2O_3	16.25	16.43	16.36	16.19	16.22	15.79	15.81	15.69	16.10	16.44	16.34	15.53	16.00	15.66	15.50	16.09	15.63	15.71	15.72	15.46	15.58	15.27
Fe_2O_3	0.31	0.27	0.33	0.37	0.34	0.48	0.49	0.23	0.37	0.33	0.36	0.14	0.23	0.59	0.74	0.33	0.41	0.47	0.49	0.26	0.18	0.31
FeO	5.39	5.50	5.44	5.39	5.15	4.66	4.63	4.84	4.69	4.29	4.18	4.56	4.41	4.13	3.98	3.86	4.22	3.87	4.03	4.22	4.22	4.04
MnO	0.10	0.11	0.12	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.09	0.10	0.08	0.09	0.07	0.08	0.09	0.08	0.09
MgO	2.77	2.65	2.64	2.61	2.51	2.36	2.38	2.38	2.31	2.04	2.08	2.44	2.26	2.26	2.38	1.72	2.30	1.93	2.05	2.07	2.02	2.03
CaO	3.72	3.98	4.24	3.45	3.62	3.53	3.65	3.55	3.78	3.60	3.60	3.81	3.74	3.53	3.63	3.46	3.65	3.58	3.41	3.32	3.33	3.35
Na_2O	3.85	4.01	3.95	3.64	3.48	3.79	3.70	3.50	3.59	4.29	4.48	3.90	4.34	4.00	3.79	4.30	3.61	4.15	3.89	3.65	3.73	3.86
K_2O	2.50	2.15	1.84	2.63	1.91	2.44	2.26	2.43	1.70	2.29	2.22	2.04	1.89	1.82	2.18	1.94	2.23	1.98	2.10	2.21	2.24	1.96
P_2O_5	0.27	0.32	0.32	0.31	0.30	0.29	0.24	0.26	0.28	0.26	0.27	0.23	0.23	0.27	0.20	0.24	0.22	0.22	0.23	0.18	0.24	0.20
H_2O+	0.97	0.94	0.79	0.86	1.36	1.03	0.81	0.81	1.15	0.69	0.64	0.82	0.85	0.74	0.82	0.79	0.52	0.63	0.81	0.77	0.72	0.82
H_2O-	0.05	0.04	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.03	0.05	0.10	0.06	0.1	0.06	0.06	0.04	0.03	0.03	0.01
Total	99.61	99.91	99.89	100.51	100.39	100.35	99.91	99.71	100.37	99.79	100.19	99.58	100.10	99.74	100.30	100.28	100.35	100.34	100.37	100.02	100.21	100.22
F	587	624	761	1271	1871	850	591	1118	1619	489	412	765	551	546	443	481	473	570	576	924	868	511
Ga	21	20	20	20	21	19	19	19	19	20	21	19	19	19	19	20	20	20	19	19	19	19
Cr	89	72	73	59	76	38	76	74	60	3	20	82	67	59	70	20	63	63	57	60	54	45
W	13	12	12	12	12	14	15	17	13	15	14	14	14	13	16	13	16	13	15	16	*	13
V	125	120	117	106	117	83	106	95	99	113	108	94	91	90	93	93	99	87	86	91	86	92
Nb	8	9	9	8	8	7	8	8	8	9	9	7	7	8	7	8	8	7	8	7	7	7
Sn	*	*	*	*	17	8	*	*	16	*	*	*	14	*	*	*	*	*	*	*	14	*
Zn	101	97	99	85	99	73	84	85	85	78	77	80	78	78	87	73	77	75	75	76	75	73
Cd	3	*	2	2	*	4	2	*	2	*	2	*	*	*	2	*	*	*	*	*	*	3
Li	58	46	42	89	91	58	50	83	77	52	52	44	44	71	50	71	54	46	54	56	91	52
Ni	32	29	29	21	34	10	30	34	29	13	12	37	26	28	35	9	26	23	27	24	24	11
Co	14	14	14	11	13	8	11	13	14	10	10	12	11	9	13	9	11	9	11	10	9	10
Zr	219	223	220	213	203	175	205	196	194	202	207	181	198	195	183	193	177	179	165	182	178	186
Cu	27	25	23	13	37	14	24	20	31	13	14	21	17	6	23	8	27	19	12	15	30	29
Sc	18	16	18	17	16	15	15	14	12	16	14	16	15	14	16	12	17	17	15	13	13	15
Y	27	36	34	31	31	25	26	32	29	32	32	35	28	33	27	29	27	26	29	26	27	26
Sr	133	136	143	122	179	112	133	145	190	130	130	128	137	207	130	128	126	135	125	125	138	121
Pb	10	11	10	13	12	11	10	12	10	15	14	10	12	12	11	15	10	13	13	12	13	10
Ba	430	402	345	442	496	271	392	382	289	466	439	329	356	432	348	402	342	378	391	368	324	286
Rb	93	80	89	99	67	160	85	110	63	87	84	75	71	88	84	80	79	80	84	91	107	150
Cs	8	*	*	13	*	29	*	19	*	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7	17	29
U	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Th	5	5	5	5	5	4	5	5	4	4	5	7	5	5	6	*	6	5	5	5	6	4
Ta	4	7	11	3	12	9	6	*	14	5	6	9	10	11	6	7	8	7	6	4	*	6
Hf	6	6	6	6	6	6	5	6	5	6	6	5	6	7	4	6	4	5	6	6	5	5
Sb	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
As	*	*	*	*	59	*	*	*	32	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	41	*
Ag	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	3	*	*	3	2	*	2	*	*	*	*
Bi	4	4	4	4	*	4	4	4	4	4	4	4	4	*	4	5	4	4	4	4	*	4
Ge	*	*	*	*	2	2	*	*	2	*	*	*	2	*	*	*	*	2	*	*	*	*
Ce	46	42	46	28	34	43	41	39	49	29	32	37	41	40	49	30	30	46	38	43	47	49
La	11	*	17	11	8	36	*	13	20	18	10	9	12	26	44	*	*	25	21	*	13	29
Yb	nd	4	nd	nd	3	nd	nd	nd	3	3	nd	3	nd	3	nd	3	nd	nd	nd	nd	nd	nd

* valor abaixo do limite de detecção. nd – não determinado. Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO II. Análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Granodiorito biotítico													Granodiorito bt-mv			EncTnl no grd 2micas	
	NP	RN	GPF	OLX	XG	PEDH	PICP	REPO	RH	OL	PSG	CARD1	RA	PB	CR	GPVI	E13f	E13g
SiO_2	66.25	66.71	67.11	67.13	67.30	67.82	67.98	67.98	68.17	68.53	69.14	69.23	71.61	69.95	70.32	70.88	65.71	66.59
TiO_2	0.57	0.55	0.50	0.41	0.46	0.51	0.50	0.51	0.49	0.38	0.43	0.54	0.31	0.32	0.37	0.27	0.64	0.65
Al_2O_3	15.88	15.70	15.81	16.62	15.78	15.64	15.76	15.69	15.77	16.01	15.48	13.97	14.56	16.00	15.86	15.82	15.70	15.74
Fe_2O_3	0.26	0.27	0.25	0.27	0.18	0.35	0.24	0.24	0.31	0.35	0.28	0.56	0.20	0.29	0.22	0.33	0.29	0.36
FeO	3.91	3.91	3.12	2.94	3.00	3.37	3.40	3.45	3.28	2.62	2.67	3.11	2.24	1.97	1.98	1.44	4.59	4.53
MnO	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.13	0.10
MgO	2.04	1.93	2.08	1.42	2.03	1.73	1.66	1.67	1.66	1.40	1.78	1.73	1.04	0.89	1.04	0.92	2.35	2.21
CaO	3.72	3.53	3.04	3.04	3.03	3.41	3.44	3.50	3.51	3.03	2.80	2.92	2.57	1.84	2.13	1.78	3.24	2.91
Na_2O	4.27	4.00	4.53	5.03	4.61	3.88	4.16	4.17	4.33	4.46	4.66	3.35	4.46	4.49	4.37	3.90	3.11	3.50
K_2O	1.76	2.01	2.29	2.06	2.12	2.00	2.00	1.90	1.76	2.04	1.91	1.81	1.83	3.33	3.20	3.66	2.66	2.60
P_2O_5	0.20	0.21	0.15	0.15	0.13	0.18	0.17	0.18	0.18	0.14	0.13	0.20	0.07	0.28	0.27	0.26	0.22	0.20
H_2O+	1.09	0.68	0.87	1.09	0.88	0.97	0.80	0.68	0.86	0.94	0.59	2.63	0.56	0.86	0.63	0.37	0.92	0.97
H_2O-	0.03	0.01	0.03	0.03	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.07	0.05	0.06	0.03	0.04
Total	100.06	99.59	99.64	100.25	99.44	99.96	99.97	100.05	100.38	99.99	99.93	100.11	99.53	100.33	100.48	99.74	99.59	100.40
F	1366	714	526	806	488	446	433	515	319	394	676	411	233	1227	1750	1140	628	627
Ga	19	19	22	22	21	18	19	19	18	19	21	18	17	20	19	20	18	20
Cr	61	58	61	37	58	51	49	49	53	43	55	65	37	31	26	24	60	59
W	16	14	13	15	16	15	15	15	15	12	13	12	13	14	16	16	12	15
V	84	85	77	50	71	77	75	73	73	55	65	85	45	30	33	26	102	98
Nb	7	7	6	7	5	7	6	7	7	6	5	8	6	7	6	5	7	9
Sn	*	*	7	*	*	*	*	*	*	7	8	*	*	*	7	9	*	7
Zn	69	73	69	62	66	65	60	62	62	53	62	69	40	71	64	51	87	86
Cd	*	2	*	*	2	*	2	*	*	3	*	*	4	2	4	3	2	2
Li	43	48	71	45	55	177	63	50	44	61	53	81	42	41	38	43	247	244
Ni	22	22	22	12	23	18	17	16	17	12	19	22	9	3	3	*	31	28
Co	11	9	9	6	10	9	9	8	7	6	7	10	4	4	3	*	13	11
Zr	203	193	157	170	143	190	183	181	185	148	142	151	128	103	113	87	193	147
Cu	25	16	8	5	5	17	10	12	11	5	3	8	3	6	3	*	22	19
Sc	13	13	11	8	8	9	11	13	10	8	9	8	10	6	7	*	16	17
Y	21	22	17	20	17	19	20	20	21	21	20	21	48	12	12	8	28	29
Sr	150	141	322	290	340	150	144	146	146	162	294	135	121	105	104	111	123	115
Pb	10	12	20	20	18	12	12	12	12	15	17	15	16	20	19	20	11	14
Ba	351	378	440	389	425	344	368	368	349	418	409	263	299	284	261	233	265	290
Rb	69	80	85	77	78	91	77	74	68	75	73	68	64	154	145	169	171	163
Cs	*	*	*	*	*	6	*	*	*	*	*	*	*	29	29	27	26	28
U	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Th	6	6	5	7	7	6	7	7	7	7	9	7	9	5	7	4	5	4
Ta	11	7	6	8	8	4	8	9	12	9	10	9	13	7	5	12	13	10
Hf	6	6	5	7	5	6	6	5	6	5	5	5	4	*	4	*	5	5
Sb	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
As	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ag	*	*	*	*	*	*	*	*	2	2	2	*	*	*	2	*	*	*
Bi	4	*	*	*	4	4	*	*	4	*	*	*	*	4	5	*	4	*
Ge	2	*	2	*	*	2	2	*	2	*	2	*	*	*	2	2	*	2
Ce	48	29	51	42	37	50	33	44	47	36	35	30	33	25	25	32	42	41
La	9	19	17	16	26	34	*	32	10	20	22	15	11	18	7	18	33	40
Yb	*	3	*	nd	*	*	nd	nd	nd	nd	*	*	*	*	*	*	*	nd

Granodiorito bt-mv – granodiorito biotítico-moscovítico; EncTnl no Grd 2micas – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas.* valor abaixo do limite de detecção. nd – não determinado. Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO II. Análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	EncGrd no grd 2micas										Grd 2 micas		Granito moscovítico-biotítico					
	ES	EP3	EP4	EP2	EP1	E12	E14	EPC	E15	E16	REPA1	REPA2	CTV	CEM	SAL2	IDN1	SAL	IDN2
SiO_2	66.14	66.85	67.16	68.73	68.74	69.30	69.69	70.49	70.57	71.87	72.78	73.56	73.37	73.51	73.54	73.56	73.74	73.76
TiO_2	0.58	0.52	0.53	0.46	0.44	0.41	0.42	0.35	0.29	0.25	0.13	0.11	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06
Al_2O_3	16.24	15.95	16.11	15.66	15.71	15.46	15.57	15.20	14.97	15.16	14.50	14.84	15.02	15.15	14.87	14.78	14.92	14.76
Fe_2O_3	0.33	2.26	0.31	0.50	0.36	0.50	0.44	0.01	0.19	0.26	0.17	0.13	0.22	0.14	0.49	0.27	0.47	0.11
FeO	3.89	1.97	3.59	2.94	2.98	2.76	2.79	3.42	2.55	1.88	1.21	1.10	0.55	0.55	0.31	0.55	0.36	0.73
MnO	0.08	0.10	0.08	0.07	0.07	0.06	0.11	0.07	0.10	0.08	0.06	0.06	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
MgO	1.90	1.60	1.69	1.26	1.20	1.12	0.99	0.97	0.96	0.61	0.51	0.44	0.21	0.20	0.24	0.21	0.24	0.21
CaO	3.87	3.13	3.35	3.10	3.03	2.55	1.95	2.23	1.73	1.60	1.17	1.01	0.68	0.54	0.58	0.58	0.58	0.55
Na_2O	3.64	4.28	4.04	4.88	4.75	4.91	5.36	5.19	5.09	5.58	4.34	4.72	4.19	4.02	4.09	4.20	3.88	4.37
K_2O	2.30	2.16	2.20	1.76	1.79	1.77	1.80	1.78	1.81	1.65	3.63	3.64	4.29	4.35	4.50	4.58	4.63	4.52
P_2O_5	0.38	0.30	0.34	0.29	0.38	0.39	0.24	0.17	0.28	0.34	0.33	0.30	0.66	0.63	0.48	0.56	0.47	0.55
H_2O+	0.65	0.75	0.83	0.86	0.80	0.64	0.83	0.45	1.17	0.74	1.58	0.57	0.42	0.94	0.84	0.40	0.82	0.64
H_2O-	0.07	0.04	0.03	0.06	0.06	0.01	0.03	0.06	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.10	0.11	0.02	0.11	0.02
Total	100.07	99.93	100.26	100.37	100.11	99.89	100.02	100.39	99.72	99.85	100.43	100.50	99.75	100.21	100.14	99.79	100.31	100.31
F	827	681	821	1087	718	714	284	715	288	280	273	1221	727	1408	602	1050	1996	1343
Ga	22	20	20	18	18	18	19	17	17	18	15	14	20	20	16	17	17	17
Cr	29	46	77	25	25	21	21	32	46	23	24	18	12	10	18	12	13	12
W	13	14	14	12	13	12	12	12	11	13	14	13	13	12	14	14	12	17
V	25	70	117	58	59	51	53	44	42	30	15	14	*	*	*	*	*	*
Nb	12	8	9	6	8	7	10	7	7	11	5	5	12	12	8	9	9	9
Sn	11	7	*	9	8	10	14	7	11	13	13	12	27	23	21	21	19	20
Zn	61	80	96	73	84	81	75	84	75	52	33	32	47	31	35	45	35	48
Cd	2	*	3	*	2	5	*	5	2	*	2	2	3	4	5	2	3	5
Li	190	157	176	155	161	145	131	130	131	97	76	36	48	127	60	67	56	50
Ni	*	13	32	3	*	*	*	5	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Co	*	9	13	6	7	7	5	5	5	6	*	4	*	*	*	*	*	*
Zr	121	202	228	199	196	175	193	148	129	120	65	85	36	39	39	31	39	31
Cu	4	4	31	6	7	7	*	7	6	6	*	6	3	*	*	5	*	5
Sc	*	12	16	12	10	11	13	12	10	11	8	6	*	*	*	*	*	*
Y	12	24	33	26	27	24	23	20	19	18	14	14	7	6	11	7	10	8
Sr	74	126	123	99	95	85	87	93	72	65	72	69	88	90	42	46	40	45
Pb	25	15	14	12	13	16	22	18	19	23	35	37	23	26	33	27	32	27
Ba	309	299	450	153	136	118	105	156	97	119	423	465	88	101	192	140	197	125
Rb	225	119	114	130	134	115	114	102	99	85	104	96	258	252	188	221	194	215
Cs	*	23	21	27	28	21	21	14	13	*	16	10	20	23	18	20	16	16
U	9	*	*	*	*	*	*	*	*	*	4	*	10	*	*	*	*	*
Th	6	7	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ta	49	*	*	*	3	*	*	*	3	6	*	3	6	7	5	5	5	5
Hf	4	6	6	6	5	6	7	5	4	4	*	*	*	*	*	*	*	*
Sb	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
As	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	15	*	*	*	*	*
Ag	*	2	*	3	2	2	*	*	*	2	*	*	2	*	2	*	2	*
Bi	*	*	*	5	4	4	4	5	5	4	4	*	5	4	4	4	*	5
Ge	2	2	*	*	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	2	2	2	2
Ce	42	43	43	34	44	36	32	32	22	28	16	*	*	11	15	*	18	12
La	10	26	31	23	12	14	14	20	15	27	*	23	8	7	*	*	12	16
Yb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3	nd	*	*	*	*	*	*	nd	*	nd	nd

Grd 2 micas – granodiorito de duas micas. * valor abaixo do limite de detecção. nd – não determinado. Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO III. Norma CIPW das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	Qz.	C.	Or.	Ab.	An.	HyFe	HyMg	Mt.	il.	Ap.	H_2O+	H_2O-	Total
	Encraves tonalíticos no granodiorito biotítico:												
E25A	15.45	1.09	14.77	32.58	16.69	6.90	8.46	0.45	1.58	0.63	0.97	0.05	99.61
E22	15.59	1.04	12.71	33.93	17.65	6.60	8.76	0.39	1.52	0.74	0.94	0.04	99.91
E23	16.92	0.95	10.87	33.42	18.94	6.58	8.62	0.48	1.52	0.74	0.79	0.06	99.89
E1	18.61	1.82	15.54	30.80	15.09	6.50	8.49	0.54	1.48	0.72	0.86	0.06	100.51
E27	22.71	2.56	11.29	29.45	16.00	6.25	8.11	0.49	1.44	0.70	1.36	0.04	100.40
E17	20.24	1.19	14.42	32.07	15.62	5.88	7.17	0.70	1.33	0.67	1.03	0.04	100.35
E25B	21.02	1.22	13.36	31.31	16.54	5.93	7.19	0.71	1.23	0.56	0.81	0.04	99.91
E9	21.62	1.52	14.36	29.61	15.78	5.93	7.81	0.33	1.23	0.65	0.81	0.05	99.71
E26	24.10	2.15	10.05	30.38	16.92	5.75	7.33	0.54	1.31	0.65	1.15	0.04	100.37
	Encraves granodioríticos no granodiorito biotítico:												
RC	17.97	1.03	13.53	36.30	16.03	5.08	6.47	0.48	1.50	0.65	0.69	0.06	99.79
EP7	17.78	0.67	13.12	37.91	16.10	5.13	6.26	0.52	1.48	0.63	0.64	0.06	100.29
EQ	20.32	0.53	12.06	33.00	17.40	6.08	7.47	0.20	1.14	0.53	0.82	0.03	99.58
E24	19.15	0.57	11.17	36.72	17.05	5.63	7.10	0.33	1.14	0.53	0.65	0.05	100.10
E11	22.63	1.34	10.76	33.85	15.75	5.68	6.21	0.86	1.22	0.63	0.74	0.10	99.74
E19	22.49	0.78	12.88	32.07	16.70	5.93	5.91	1.07	1.12	0.46	0.82	0.06	100.30
E10	22.29	1.20	11.46	36.38	15.60	4.28	5.79	0.48	1.35	0.56	0.79	0.10	100.29
E6	23.67	1.17	13.18	30.55	16.67	5.73	6.57	0.59	1.16	0.51	0.52	0.06	100.37
E21	22.76	0.76	11.70	35.11	16.32	4.81	5.89	0.68	1.10	0.51	0.63	0.06	100.34
E20	23.93	1.40	12.41	32.91	15.41	5.11	6.12	0.71	1.18	0.53	0.61	0.04	100.37
E18	24.76	1.46	13.06	30.88	15.29	5.16	6.74	0.38	1.10	0.42	0.77	0.03	100.05
E8	24.42	1.54	13.24	31.56	14.95	5.03	6.76	0.26	1.14	0.56	0.72	0.03	100.21
E5	25.21	1.19	11.58	32.66	15.31	5.06	6.44	0.45	1.03	0.46	0.82	0.01	100.22
	Granodiorito biotítico:												
NP	21.12	0.67	10.40	36.13	17.15	5.08	6.17	0.38	1.08	0.46	1.09	0.03	99.76
RN	23.09	1.03	11.88	33.85	16.14	4.81	6.18	0.39	1.04	0.49	0.92	0.01	99.82
GPF	20.61	0.71	13.53	38.33	14.10	5.18	4.81	0.36	0.95	0.35	0.67	0.03	99.64
OLX	19.68	0.95	12.17	42.56	14.10	3.54	4.61	0.39	0.78	0.35	1.09	0.03	100.25
XG	21.16	0.71	12.53	38.92	14.13	5.06	4.69	0.26	0.87	0.30	0.89	0.05	99.58
PEDH	25.86	1.32	11.82	32.83	15.74	4.31	5.19	0.51	0.97	0.42	0.97	0.03	99.96
PICP	24.33	0.90	11.82	35.20	15.96	4.13	5.33	0.35	0.95	0.39	0.60	0.00	99.97
REPO	24.50	0.84	11.23	35.28	16.19	4.16	5.42	0.35	0.97	0.42	0.68	0.01	100.05
RH	24.45	0.79	10.40	36.64	16.24	4.13	5.07	0.45	0.93	0.42	0.86	0.00	100.38
OL	24.77	1.29	12.06	37.74	14.12	3.49	4.01	0.51	0.72	0.32	0.94	0.03	99.99
PSG	24.58	0.97	11.29	39.43	13.04	4.43	4.07	0.41	0.82	0.30	0.89	0.01	100.24
CARD1	33.16	1.90	10.72	28.35	12.53	4.48	4.32	0.80	1.02	0.70	2.64	0.00	100.62
RA	30.07	0.71	10.81	37.82	12.29	2.59	3.53	0.29	0.59	0.16	1.08	0.03	99.98
	Granodiorito biotítico-moscovítico:												
PB	25.28	2.33	19.68	37.99	7.30	2.22	2.92	0.42	0.61	0.65	0.86	0.07	100.33
CR	25.97	1.98	18.91	36.98	8.80	2.59	2.92	0.32	0.70	0.63	0.63	0.05	100.48
GPVI	28.83	2.83	21.63	33.00	7.13	2.29	1.98	0.48	0.51	0.60	0.37	0.08	99.74
	Encraves tonalíticos no granodiorito de duas micas:												
E13f	24.26	2.34	15.72	26.31	14.64	5.85	7.37	0.42	1.22	0.51	0.92	0.03	99.59
E13g	24.07	2.36	15.36	29.61	13.13	5.59	7.13	0.52	1.23	0.46	0.97	0.04	100.40
	Encraves granodioríticos no granodiorito de duas micas:												
ES	23.35	1.64	13.59	30.80	16.72	4.73	6.06	0.48	1.10	0.88	0.65	0.07	100.07
EP3	24.96	1.60	12.76	36.21	13.57	3.99	1.06	3.31	0.99	0.70	0.75	0.04	99.93
EP4	23.97	1.81	13.00	34.18	14.40	4.21	5.61	0.45	1.01	0.79	0.83	0.03	100.28
EP2	23.92	0.78	10.40	41.29	13.48	3.14	4.36	0.72	0.87	0.67	0.66	0.06	100.37
EP1	24.97	1.36	10.58	40.19	12.55	2.99	4.58	0.52	0.84	0.88	0.60	0.06	100.11
E12	26.05	1.76	10.46	41.55	10.10	2.79	4.13	0.72	0.78	0.90	0.64	0.01	99.90
E14	24.70	1.83	10.64	45.35	8.11	2.47	4.27	0.64	0.80	0.56	0.63	0.03	100.02
EPC	25.09	1.09	10.52	43.91	9.95	2.42	5.82	0.01	0.66	0.39	0.45	0.06	100.39
E15	27.76	2.16	10.70	43.07	6.75	2.39	4.23	0.28	0.55	0.65	1.17	0.01	99.72
E16	28.17	2.10	9.75	47.21	5.72	1.52	2.97	0.38	0.47	0.79	0.74	0.03	99.85
	Granodiorito de duas micas:												
REPA1	30.41	2.09	21.45	36.72	3.65	1.27	1.98	0.25	0.25	0.76	1.58	0.02	100.43
REPA2	29.36	2.02	21.51	39.94	3.05	1.10	1.84	0.19	0.21	0.70	0.57	0.02	100.50
	Granito moscovítico-biotítico:												
CTV	31.91	3.48	25.35	35.45	0.00	0.79	0.52	0.32	0.13	1.20	0.42	0.03	99.61
CEM	32.79	3.83	25.71	34.01	0.00	0.85	0.50	0.20	0.11	0.95	0.94	0.10	100.00
SAL2	32.13	3.27	26.59	34.61	0.00	0.09	0.60	0.71	0.13	1.02	0.84	0.11	100.10
IDN1	30.95	2.92	27.07	35.54	0.00	0.74	0.52	0.39	0.11	0.99	0.40	0.02	99.65
SAL	33.01	3.53	27.36	32.83	0.00	0.19	0.60	0.68	0.13	1.02	0.82	0.11	100.28
IDN2	30.18	2.68	26.71	36.98	0.00	1.21	0.52	0.16	0.11	0.97	0.64	0.02	100.18

ANEXO IV. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	Total	O=F	O=Cl	Total
Encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico																		
E25A		36.37	1.84	16.33	0.91	19.07	np	0.31	10.01	0.03	0.06	9.41	0.14	0.01	94.50	0.06	-	94.44
E22		36.30	1.80	15.77	nd	nd	20.11	0.24	10.36	0.03	0.06	9.32	0.25	0.02	94.24	0.11	-	94.13
E1		36.66	1.99	17.13	0.76	18.21	np	0.33	9.66	0.03	0.06	9.35	0.28	0.01	94.47	0.12	-	94.35
E27		36.13	1.59	17.16	nd	nd	19.91	0.24	9.90	0.03	0.07	9.60	0.24	-	94.87	0.10	-	94.77
E17		36.36	2.03	16.98	nd	nd	19.06	0.33	9.67	0.10	0.07	9.42	0.28	0.02	94.31	0.12	0.01	94.19
E25B		35.61	1.93	16.16	nd	nd	19.58	0.34	10.34	0.02	0.08	9.40	0.31	0.02	93.80	0.13	-	93.66
E26		36.01	1.57	17.10	nd	nd	19.01	0.36	10.20	0.02	0.06	9.36	0.29	0.01	93.99	0.12	-	93.87
Encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico																		
EP7		35.86	2.35	17.06	nd	nd	19.35	0.35	9.36	0.08	0.05	9.50	0.30	0.01	94.28	0.12	-	94.15
EQ		36.43	1.57	16.12	nd	nd	19.72	0.37	10.52	0.04	0.04	9.52	0.02	nd	94.36	0.01	-	94.35
E24		36.07	1.82	15.78	nd	nd	20.12	0.34	10.43	0.03	0.07	9.46	0.27	0.02	94.41	0.11	-	94.30
RC		35.99	2.55	16.97	0.48	19.20	np	0.35	9.33	0.09	0.06	9.54	0.25	0.01	94.83	0.10	-	94.72
E6		36.88	1.59	16.39	0.68	18.19	np	0.36	10.63	0.03	0.04	9.43	0.25	0.02	94.48	0.10	-	94.37
E21		36.29	2.07	16.84	nd	nd	19.35	0.32	9.73	0.02	0.08	9.49	0.29	0.02	94.49	0.12	-	94.36
E18		36.65	1.61	17.44	nd	nd	19.17	0.36	10.06	0.02	0.06	9.36	0.34	0.03	95.10	0.14	0.01	94.95
E8		36.18	1.69	17.58	nd	nd	19.25	0.32	9.51	0.03	0.05	9.35	0.52	0.01	94.48	0.22	-	94.26
Granodiorito biotítico																		
GPF	Deformada	37.56	1.88	17.77	0.29	17.20	np	0.29	11.87	0.03	0.04	9.48	0.36	0.01	96.88	0.15	-	96.73
PSG	Deformada	37.17	1.47	17.53	0.57	16.36	np	0.30	11.07	0.04	0.04	9.37	0.43	0.01	94.36	0.18	-	94.17
RA		35.66	1.81	17.66	nd	nd	19.53	0.35	8.88	0.06	0.05	9.33	0.33	0.02	93.67	0.14	-	93.53
NP		38.38	1.93	16.16	0.82	19.09	np	0.33	10.54	0.13	0.20	9.41	0.15	0.04	97.17	0.06	0.01	97.10
OI		36.80	1.51	17.18	nd	nd	19.29	0.35	9.15	0.42	0.05	9.27	0.00	0.00	94.01	0.00	0.00	94.00
CARD		36.16	2.38	17.04	1.65	17.44	np	0.30	9.70	0.03	0.08	9.34	0.03	0.00	94.05	0.01	-	94.03
Granodiorito biotítico-moscovítico																		
PB		35.23	2.14	17.57	2.73	19.38	np	0.31	7.62	0.04	0.09	9.11	0.42	0.04	94.68	0.18	0.01	94.50
CR		35.62	2.47	18.08	nd	nd	19.24	0.29	9.22	0.02	0.09	9.24	0.28	0.01	94.55	0.12	-	94.43
GPVI		36.41	1.33	17.53	0.59	18.69	np	0.31	9.37	0.15	0.06	8.97	0.52	0.01	93.94	0.22	-	93.72
Encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas																		
E13f		36.75	1.93	17.73	nd	nd	18.04	0.47	9.69	0.04	0.04	9.40	0.32	0.01	94.40	0.13	-	94.26
E13g		34.67	2.05	17.60	0.49	18.67	np	0.33	9.29	0.03	0.04	9.21	0.35	-	92.73	0.15	-	92.58
Encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas																		
EP2		35.96	1.99	18.17	1.71	19.22	np	0.36	8.01	0.02	0.04	9.38	0.42	-	95.28	0.18	-	95.10
EP1		35.07	2.09	17.91	nd	nd	20.75	0.37	7.74	0.03	0.08	9.27	0.41	0.05	93.77	0.17	0.01	93.59
E12		35.57	1.74	18.35	nd	nd	20.26	0.57	8.19	0.03	0.03	9.19	0.37	0.01	94.32	0.16	-	94.16
E14		35.45	1.86	17.89	nd	nd	21.32	0.65	7.28	0.03	0.05	9.17	0.25	0.01	93.95	0.10	-	93.85
E15		35.13	2.05	18.18	0.65	20.31	np	0.66	7.80	0.04	0.05	9.35	0.30	0.01	94.53	0.13	-	94.40
E16		35.35	2.23	18.50	1.17	21.55	np	0.77	6.45	0.04	0.19	9.15	0.17	0.01	95.58	0.07	-	95.51
EPC		35.54	1.97	17.80	0.87	20.83	np	0.51	7.59	0.12	0.05	9.22	0.33	0.01	94.83	0.14	-	94.69
Granodiorito de duas micas																		
REPA 1		34.44	1.59	18.20	1.06	20.95	np	0.88	6.71	0.03	0.05	9.12	0.19	0.02	93.24	0.08	-	93.16
Granito moscovítico-biotítico																		
CTV		34.36	2.68	20.37	nd	nd	24.08	0.14	5.07	0.05	0.05	9.65	0.56	-	97.01	0.24	-	96.77
CEM		32.58	2.25	19.79	nd	nd	24.52	0.14	5.17	0.06	0.11	9.77	0.62	-	95.01	0.26	-	94.75
IDN1		34.99	2.96	20.55	0.01	21.00	np	0.13	5.51	0.03	0.07	9.63	0.50	0.01	95.41	0.21	-	95.20

np – não apresentado, nd. - não determinado. – valor abaixo do limite de detecção. Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO IV. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

		Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Y	Ca	Na	K	X	Cl	F	OH
Encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico																	
E25A		2.800	1.200	0.262	0.107	0.053	1.228	0.020	1.149	2.84	0.003	0.009	0.925	0.94	0.035	0.001	1.964
E22		2.810	1.190	0.249	0.105	-	1.302	0.015	1.196	2.87	0.002	0.009	0.920	0.93	0.062	0.003	1.935
E1		2.803	1.197	0.347	0.114	0.044	1.164	0.021	1.101	2.79	0.002	0.009	0.912	0.92	0.068	0.001	1.931
E27		2.775	1.225	0.329	0.092	-	1.279	0.016	1.134	2.85	0.002	0.010	0.941	0.95	0.058	0.000	1.942
E17		2.796	1.204	0.334	0.117	-	1.226	0.021	1.108	2.81	0.009	0.010	0.924	0.94	0.069	0.003	1.928
E25B		2.771	1.229	0.253	0.113	-	1.274	0.022	1.199	2.86	0.002	0.011	0.933	0.95	0.077	0.003	1.920
E26		2.779	1.221	0.334	0.091	-	1.227	0.024	1.174	2.85	0.002	0.010	0.922	0.93	0.071	0.001	1.928
Encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico																	
EP7		2.767	1.233	0.320	0.137	-	1.249	0.023	1.076	2.80	0.007	0.007	0.935	0.95	0.072	0.002	1.926
EQ		2.814	1.186	0.282	0.091	-	1.274	0.024	1.212	2.88	0.003	0.006	0.938	0.95	0.004	0.000	1.996
E24		2.794	1.206	0.234	0.106	-	1.303	0.022	1.205	2.87	0.003	0.011	0.935	0.95	0.065	0.003	1.932
RC		2.763	1.237	0.299	0.147	0.028	1.233	0.023	1.068	2.80	0.007	0.008	0.934	0.95	0.060	0.002	1.938
E6		2.823	1.177	0.300	0.091	0.039	1.164	0.023	1.213	2.83	0.002	0.006	0.921	0.93	0.059	0.002	1.938
E21		2.791	1.209	0.317	0.120	-	1.244	0.021	1.115	2.82	0.002	0.012	0.931	0.94	0.071	0.002	1.927
E18		2.790	1.210	0.354	0.092	-	1.220	0.023	1.142	2.83	0.002	0.009	0.909	0.92	0.081	0.004	1.915
E8		2.775	1.225	0.365	0.097	-	1.235	0.021	1.088	2.81	0.002	0.008	0.915	0.92	0.126	0.001	1.873
Granodiorito biotítico																	
GPF	Deformada	2.850	1.150	0.256	0.107	0.017	1.088	0.019	1.338	2.83	0.002	0.006	0.916	0.92	0.086	0.001	1.912
PSG	Deformada	2.813	1.187	0.376	0.084	0.032	1.035	0.019	1.248	2.80	0.003	0.006	0.904	0.91	0.102	0.002	1.897
RA		2.768	1.232	0.383	0.106	-	1.266	0.023	1.027	2.81	0.005	0.008	0.924	0.94	0.081	0.002	1.917
NP		2.858	1.142	0.276	0.108	0.046	1.189	0.021	1.170	2.81	0.010	0.029	0.894	0.93	0.035	0.005	1.960
OI		2.837	1.163	0.397	0.087	-	1.243	0.023	1.051	2.80	0.034	0.007	0.911	0.95	0.001	0.000	1.999
CARD		2.778	1.222	0.321	0.137	0.090	1.120	0.019	1.111	2.80	0.003	0.012	0.915	0.93	0.007	0.000	1.993
Granodiorito biotítico-moscovítico																	
PB		2.723	1.277	0.324	0.125	0.159	1.253	0.020	0.879	2.76	0.003	0.013	0.898	0.92	0.102	0.005	1.893
CR		2.732	1.268	0.365	0.142	-	1.234	0.019	1.054	2.81	0.002	0.014	0.904	0.92	0.067	0.002	1.931
GPVI		2.799	1.201	0.387	0.077	0.034	1.201	0.020	1.074	2.79	0.012	0.009	0.879	0.90	0.127	0.002	1.871
Encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas																	
E13f		2.802	1.198	0.396	0.111	-	1.151	0.030	1.102	2.79	0.003	0.006	0.914	0.92	0.076	0.001	1.923
E13g		2.718	1.282	0.344	0.121	0.029	1.224	0.022	1.085	2.82	0.002	0.006	0.921	0.93	0.087	0.000	1.913
Encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas																	
EP2		2.747	1.253	0.383	0.114	0.098	1.228	0.023	0.912	2.76	0.002	0.006	0.914	0.92	0.101	0.001	1.899
EP1		2.739	1.261	0.387	0.122	-	1.355	0.024	0.901	2.79	0.002	0.013	0.923	0.94	0.102	0.006	1.892
E12		2.748	1.252	0.420	0.101	-	1.309	0.037	0.944	2.81	0.003	0.004	0.905	0.91	0.091	0.001	1.908
E14		2.768	1.232	0.414	0.109	-	1.392	0.043	0.848	2.81	0.003	0.007	0.914	0.92	0.061	0.001	1.939
E15		2.723	1.277	0.384	0.119	0.036	1.316	0.044	0.901	2.80	0.003	0.008	0.925	0.94	0.074	0.002	1.925
E16		2.725	1.275	0.405	0.129	0.068	1.389	0.050	0.741	2.78	0.003	0.029	0.900	0.93	0.042	0.001	1.957
EPC		2.748	1.252	0.371	0.114	0.051	1.347	0.033	0.875	2.79	0.010	0.008	0.909	0.93	0.080	0.001	1.919
Granodiorito de duas micas																	
REPA 1		2.723	1.277	0.419	0.095	0.063	1.385	0.059	0.791	2.81	0.003	0.007	0.920	0.93	0.046	0.002	1.951
Granito moscovítico-biotítico																	
CTV		2.603	1.397	0.413	0.153	-	1.652	0.009	0.573	2.80	0.004	0.007	0.932	0.94	0.134	0.000	1.866
CEM		2.497	1.503	0.375	0.130	-	1.764	0.009	0.591	2.87	0.005	0.016	0.955	0.98	0.149	0.001	1.850
IDN1		2.634	1.366	0.369	0.168	0.001	1.637	0.008	0.618	2.80	0.003	0.010	0.925	0.94	0.120	0.001	1.879

– não determinado. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

ANEXO IV. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Enc TNL_grdbt		Enc Grd_grdbt	Granodiorito biotítico				Grand bt-mw		Enc TNL_grd2m	Enc Grd_grd 2m						Grd 2m	Grt mv-bt
	E25A	E1	E6	GPF	PSG	NP	CARD	PB	GPVI	E13g	EP2	E12	EPC	E15	E16	EPC	REPA1	IDN1
Cr	256	191	277	234	221	212	200	104	122	177	70	83	121	224	66	121	120	29
V	406	372	376	388	338	386	328	171	181	370	342	303	303	283	276	303	148	34
Nb	18	22	15	20	16	20	25	40	28	25	25	34	40	38	79	40	60	195
Zn	356	330	348	344	349	338	331	588	523	362	481	550	524	565	581	524	510	1450
Sn	2	4	*	6	14	*	14	10	10	11	17	22	17	26	35	17	38	85
Li	227	324	205	373	307	205	375	639	773	1090	1080	941	1090	1000	1070	1090	1080	1700
Ni	99	101	119	120	122	85	108	46	54	115	24	24	51	66	44	51	56	13
Zr	5	15	*	20	19	22	36	36	36	12	51	49	82	99	100	82	67	35
Cu	13	8	17	20	71	20	5	7	14	19	8	11	10	30	17	10	22	33
Sc	49	50	50	54	44	54	45	25	19	51	49	48	53	44	63	53	24	11
Y	9	17	10	*	*	5	11	*	*	5	12	14	15	9	11	15	18	10
Ba	1470	1400	1260	819	1030	1500	1110	*	*	1010	619	394	399	259	268	399	*	71
Rb	347	394	349	444	408	366	398	183	245	576	787	715	704	695	718	704	249	1580
Cs	26	29	33	35	123	27	41	900	943	97	144	109	169	173	197	169	717	1430
Ta	2	2	*	*	*	*	*	91	128	*	4	7	9	11	18	9	256	106
Co	43	41	42	46	38	41	43	*	*	*	36	37	36	36	35	36	*	3
Ga	35	36	34	42	44	35	38	33	34	37	46	47	46	47	49	46	26	37
Hf	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	*	3	3	3	3	6	*
Pb	*	*	*	8	12	*	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Th	*	*	*	*	*	*	9	*	6	*	3	3	4	3	4	4	34	4
Tl	3	4	*	*	*	*	*	*	*	*	7	7	7	7	7	7	*	22

Enc TNL_grdbt – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito biotítico; Enc Grd_Grdbt - encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito biotítico; Grand bt-mw – granodiorito biotítico-moscovítico; Enc TNL_grd2m – encraves tonalíticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; Enc Grd_grd 2m - encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas; Grd 2m – granodiorito de duas micas; Grt mv-bt – granito moscovítico-biotítico. * - valor abaixo do limite de detecção.

ANEXO V. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	Total	O=F	O=Cl	Total
	Granodiorito moscovítico-biotítico																
PB	46.30	1.24	35.31	nd	nd	0.90	-	0.55	0.01	0.55	10.51	0.04	0.01	95.43	0.02	-	95.41
CR	46.39	0.4	34.85	nd	nd	0.9	0.01	0.75	0.04	0.39	10.41	0.04	0.01	94.18	0.02	-	94.16
GPVI	46.00	0.80	35.15	nd	nd	0.86	0.01	0.70	0.01	0.52	10.58	0.02	-	94.72	0.01	-	94.71
	Encrave Granodiorito que ocorre no granodiorito de duas micas																
E1	47.33	0.49	32.86	nd	nd	2.01	0.03	1.53	0.02	0.22	10.83	0.17	0.01	95.49	0.07	-	95.42
E14	45.4	0.22	35.49	nd	nd	0.99	0.01	0.48	0.04	0.63	10.67	-	-	93.94	-	-	93.94
E15	45.94	0.34	34.73	nd	nd	1.10	0.04	0.78	0.06	0.46	10.69	-	0.01	94.14	-	-	94.14
E16	44.86	0.16	35.07	nd	nd	1.48	0.03	0.67	0.02	0.45	10.71	0.02	-	93.47	0.01	-	93.46
	Granodiorito de duas micas																
REPA1	46.46	0.06	36.04	0.09	1.00	np	0.02	0.57	0.01	0.47	10.79	-	-	95.52	-	-	95.52
	Granito moscovítico-biotítico																
CTV	45.93	0.17	35.35	0.12	1.05	np	0.02	0.57	-	0.77	9.96	0.19	0.01	94.12	0.08	-	94.04
CEM	45.97	0.21	35.57	nd	nd	1.14	0.01	0.48	-	0.65	10.17	0.12	-	94.33	0.05	-	94.28
IDN2	46.70	0.45	34.60	nd	nd	1.74	0.01	0.70	0.01	0.50	10.29	0.11	0.01	95.13	0.05	-	95.08
IDN1	46.44	0.25	35.83	0.13	1.00	np	0.01	0.55	0.01	0.74	10.10	0.09	-	95.15	0.04	-	95.11

nd – não determinado. – valor abaixo do limite de detecção.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO V. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Y	Ca	Na	K	X	Cl	F	OH
	Granodiorito biotítico-moscovítico															
PB	3.072	0.928	1.833	0.062	nd	0.050	-	0.055	2.00	0.001	0.071	0.890	0.96	0.001	0.008	1.991
CR	3.111	0.889	1.865	0.020	0.006	0.044	-	0.075	2.01	0.003	0.051	0.891	0.94	0.002	0.008	1.990
GPVI	3.075	0.925	1.845	0.044	nd	0.048	0.001	0.069	2.01	0.001	0.067	0.903	0.97	-	0.005	1.994
	Encrave Granodiorito que ocorre no granodiorito de duas micas															
E1	3.157	0.843	1.741	0.025	nd	0.112	0.002	0.152	2.03	0.002	0.028	0.921	0.95	0.001	0.035	1.963
E14	3.066	0.934	1.890	0.011	nd	0.056	0.001	0.049	2.01	0.003	0.083	0.919	1.00	0.001	-	1.999
E15	3.096	0.904	1.854	0.017	nd	0.062	0.002	0.078	2.01	0.004	0.060	0.919	0.98	0.001	0.001	1.998
E16	3.055	0.945	1.869	0.008	nd	0.084	0.002	0.068	2.03	0.001	0.059	0.931	0.99	-	0.003	1.996
	Granodiorito de duas micas															
REPA1	3.081	0.919	1.898	0.003	0.004	0.055	0.001	0.057	2.02	0.001	0.060	0.913	0.97	-	-	2.000
	Granito moscovítico-biotítico															
CTV	3.083	0.917	1.879	0.009	0.006	0.059	0.001	0.057	2.01	-	0.100	0.853	0.95	0.001	0.040	1.960
CEM	3.081	0.919	1.891	0.011	nd	0.064	0.000	0.048	2.01	-	0.084	0.870	0.95	-	0.025	1.974
IDN2	3.113	0.887	1.832	0.023	nd	0.097	0.001	0.070	2.02	0.001	0.065	0.875	0.94	0.001	0.024	1.976
IDN1	3.083	0.917	1.886	0.012	0.007	0.056	0.001	0.054	2.02	0.001	0.095	0.855	0.95	-	0.018	1.981

nd – não determinado. – valor abaixo do limite de detecção. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

ANEXO V. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Granodiorito biotítico-moscovítico	Granodiorito de duas micas	Granito moscovítico-biotítico	
	CR	REPA1	CTV	IDN1
Cr	40	*	*	*
V	80	*	6	9
Nb	45	55	60	58
Zn	170	90	93	96
Sn	*	50	149	175
Li	16	180	186	456
Ni	18	*	*	*
Zr	*	16	11	35
Cu	*	*	*	17
Sc	22	20	27	37
Y	848	*	*	4
Ba	125	71	81	40
Rb	69	852	882	988
Cs	*	130	150	198
Ta	*	25	28	24
Co	*	*	*	*
Ga	80	80	82	88
Hf	*	*	*	*
Pb	*	*	*	*
Th	*	*	*	*
Tl	*	*	*	5
W	20	10	14	15

* - valor abaixo do limite de detecção. Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO VI. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	Total	O=F	O=Cl	Total
	Granodiorito biotítico														
	47.21	0.26	31.48	2.52	0.10	1.64	0.55	0.20	10.37	0.00	0.00	94.33	-	-	94.33
OI	**Granodiorito biotítico-moscovítico**														
	47.79	0.01	33.42	2.33	0.07	1.01	0.59	0.12	11.14	nd	nd	96.45	-	-	96.45
PB	46.28	0.44	35.02	0.91	0.01	0.71	0.01	0.40	10.76	0.04	-	94.58	0.01	-	94.57
GPVI	**Encrave Granodiorito que ocorre no granodiorito de duas micas**														
E15	45.61	0.43	36.08	0.87	0.01	0.49	0.02	0.50	10.67	-	0.01	94.68	-	-	94.68
E16	46.35	0.61	35.91	1.02	0.02	0.55	0.03	0.42	10.58	0.02	0.00	95.51	0.01	-	95.50
	Granodiorito de duas micas														
REPA1	46.42	0.05	34.53	1.51	0.02	0.90	0.01	0.29	10.65	0.01	0.01	94.40	0.01	-	94.40
	Granito moscovítico-biotítico														
CEM	47.16	0.04	33.59	1.80	0.02	0.60	0.03	0.49	10.16	0.15	0.01	94.07	0.06	-	94.00
IDN2	47.34	0.05	33.81	2.09	0.03	0.69	0.02	0.20	10.43	0.19	0.01	94.87	0.08	-	94.78

– valor abaixo do limite de detecção. nd – não determinado.

Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO VI. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (cont.)

	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{2+}	Mn	Mg	Y	Ca	Na	K	X	Cl	F	OH
	Granodiorito biotítico														
OI	3.196	0.804	1.707	0.013	0.143	0.006	0.166	2.03	0.040	0.027	0.895	0.96	-	-	2.000
	Granodiorito biotítico-moscovítico														
PB	3.166	0.834	1.776	0.000	0.129	0.004	0.099	2.01	0.042	0.015	0.941	1.00	-	-	2.000
GPVI	3.099	0.901	1.862	0.022	0.051	0.000	0.071	2.01	0.001	0.052	0.919	0.97	-	0.007	1.992
	Encrave Granodiorito que ocorre no granodiorito de duas micas														
E15	3.051	0.949	1.896	0.022	0.048	0.001	0.049	2.02	0.001	0.065	0.910	0.98	0.001	-	1.999
E16	3.071	0.929	1.875	0.030	0.057	0.001	0.054	2.02	0.002	0.054	0.895	0.95	-	0.005	1.995
	Granodiorito de duas micas														
REPA1	3.120	0.880	1.854	0.002	0.085	0.001	0.090	2.03	0.001	0.037	0.913	0.95	0.001	0.003	1.997
	Granito moscovítico-biotítico														
CEM	3.174	0.826	1.839	0.002	0.101	0.001	0.060	2.00	0.002	0.064	0.873	0.94	0.002	0.032	1.966
IDN2	3.166	0.834	1.829	0.003	0.117	0.002	0.069	2.02	0.001	0.026	0.890	0.92	0.002	0.041	1.958

Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio. Fe^{3+} não foi calculado por as análises serem totalmente obtidas por microssonda electrónica.

ANEXO VII. Composições modais das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1										G2					
	GCI7	PAL7	CE1	GDII	PTA12	PTA5	PAL3	CALT	PO1	GEB2	GIN2	GIN	GIN4	G14	INFX1	INFX2
Quartzo	29.3	33.7	27.2	29.8	30.6	33.1	33.1	29.3	27.2	26.2	28.7	27.2	32.6	35.0	25.6	26.9
Plagioclase	28.6	25.6	28.5	25.1	24.9	28.4	26.2	28.5	29.5	24.9	28.8	32.3	28.8	24.9	29.9	25.3
Microclina	25.2	25.1	28.6	27.1	27.1	20.7	19.9	23.8	23.4	32.2	15.2	11.4	10.9	13.1	10.6	12.2
Biotite+clorite	4.3	1.6	4.2	4.5	4.5	4.8	3.7	5.3	3.0	3.7	15.9	16.0	16.4	17.5	19.3	18.5
Moscovite	11.9	13.6	10.4	12.1	11.8	11.8	14.9	11.3	15.9	12.5	9.4	9.8	9.0	7.2	8.0	10.1
Turmalina	-	-	-	0.3	0.3	0.7	1.6	0.6	0.5	-	-	2.0	0.9	0.6	1.9	1.5
Cordierite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Andaluzite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Outros	0.7	0.4	1.1	1.1	0.8	0.5	0.6	1.2	0.5	0.5	2.0	1.3	1.4	1.7	4.7	5.5
N	3	2	3	3	3	3	2	3	3	3	2	1	2	1	2	2

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. N – número de lâminas contadas no contador de pontos. Outros = inclui apatite + zircão + ilmenite + silimanite.

ANEXO VII. Composições modais das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	G3				G4											G5		
	PC	REPA	TR2	BCAL	ER	PALV	GR	GM	REPB	GC	G13	GCP	G12	GVR	NAC	LARDO	SOA2	LC1
Quartzo	25.3	31.2	32.3	34.6	21.6	19.7	32.9	32.9	30.2	31.3	29.9	31.9	43.0	43.3	34.9	31.8	29.8	27.9
Plagioclase	34.5	39.2	32.4	31.6	25.6	29.5	26.3	34.0	25.6	25.8	33.0	31.5	27.7	25.4	27.4	23.1	25.6	26.5
Microclina	17.5	9.2	14.3	13.5	34.9	27.5	20.4	20.3	23.3	19.7	28.7	23.2	20.9	16.7	27.9	26.1	24.6	23.1
Biotite+clorite	13.5	13.9	13.3	11.5	11.2	9.0	6.1	5.3	7.2	8.6	3.9	5.9	4.2	9.0	3.6	3.5	2.8	3.1
Moscovite	4.9	3.3	5.3	5.9	3.9	7.9	12.0	5.3	5.9	13.2	3.9	7.2	3.1	4.2	5.7	13.6	15.3	15.9
Turmalina	0.1	-	1.0	-	0.1	0.7	0.6	2.2	-	-	-	-	0.2	-	-	0.8	0.6	1.0
Cordierite	0.2	-	-	-	0.2	2.8	-	-	3.4	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-
Andaluzite	2.3	0.2	0.8	-	1.2	1.5	0.2	-	4.4	-	0.1	-	0.1	0.5	0.2	-	-	-
Outros	1.8	3.4	0.6	2.9	1.3	1.4	1.5	-	-	1.4	0.5	0.3	0.5	0.9	0.4	1.1	1.3	2.5
N	3	1	4	3	5	5	2	3	2	7	7	1	7	7	2	6	5	4

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. N – número de lâminas contadas no contador de pontos. Outros = inclui apatite + zircão + ilmenite + silimanite.

ANEXO VIII. Análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	G1										G2					
	GCL7	PAL7	CE1	GDII	PTA12	PTA5	PAL3	CALT	PO1	GEB2	GIN	GIN2	GIN4	G14	INFX1	INFX2
SiO_2	72.09	72.51	72.59	72.60	72.61	72.61	72.65	72.82	72.86	73.10	68.78	68.80	68.95	69.15	69.18	69.37
TiO_2	0.19	0.14	0.16	0.17	0.20	0.20	0.15	0.20	0.18	0.16	0.58	0.53	0.54	0.55	0.56	0.49
Al_2O_3	14.89	15.28	15.17	15.24	14.97	15.06	15.09	14.92	14.87	15.12	15.83	15.62	15.47	15.59	15.46	15.42
Fe_2O_3	0.12	0.28	0.31	0.26	0.16	0.14	0.32	0.23	0.24	0.28	0.32	0.25	0.10	0.27	0.12	0.08
FeO	1.19	0.78	0.81	0.86	1.19	1.18	0.80	1.05	1.03	0.82	3.08	2.92	3.11	2.97	3.17	2.84
MnO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
MgO	0.45	0.30	0.33	0.33	0.48	0.45	0.32	0.39	0.38	0.32	1.21	1.09	1.11	1.13	1.14	1.03
CaO	0.53	0.47	0.52	0.48	0.56	0.55	0.49	0.55	0.56	0.46	1.52	1.37	1.48	1.51	1.52	1.33
Na_2O	4.03	4.24	4.24	4.17	4.09	4.08	4.18	4.17	4.30	4.06	3.90	3.96	3.88	3.89	3.68	3.86
K_2O	4.88	4.83	4.94	4.80	4.80	4.80	4.69	4.94	4.78	5.03	4.06	4.03	4.02	4.09	4.19	4.28
P_2O_5	0.34	0.44	0.41	0.36	0.35	0.37	0.42	0.33	0.41	0.38	0.31	0.32	0.30	0.30	0.31	0.31
H_2O+	0.85	1.00	0.83	0.73	0.72	0.78	0.83	0.26	0.81	0.43	0.34	0.82	0.76	0.62	0.73	0.64
H_2O-	0.09	0.10	0.03	0.12	0.04	0.05	0.12	0.05	0.02	0.08	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06
Total	99.67	100.19	100.36	100.15	100.19	100.29	100.08	99.93	100.30	100.26	99.99	99.79	99.79	100.05	100.14	99.77
F	1331	1517	2177	888	908	1056	1550	1518	1470	892	883	1164	1560	1671	1179	1126
Ga	22	21	21	21	22	23	21	22	22	22	22	22	22	22	21	21
Cr	32	21	21	23	30	23	20	24	27	19	47	43	38	42	44	38
W	11	12	12	12	16	14	8	15	11	13	12	14	11	14	12	14
V	13	8	7	10	14	16	9	14	13	8	56	48	50	49	51	46
Nb	9	10	9	10	9	9	10	9	10	10	17	16	16	16	16	14
Sn	15	28	14	13	14	15	25	14	23	14	12	11	11	13	9	12
Zn	67	45	52	69	77	72	59	65	85	65	72	111	67	68	68	63
Cd	*	*	4	*	*	*	*	*	4	4	*	*	*	*	*	*
Li	201	250	205	207	197	209	248	186	250	199	141	161	139	143	139	133
Ni	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	12	13	9	11	11	7
Co	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	6	7	6	4	6	5
Zr	91	69	78	82	89	88	72	91	80	78	238	222	231	225	231	207
Cu	9	8	7	6	8	8	7	7	8	6	14	13	12	8	15	10
Sc	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	9	10	9	9	10	8
Y	9	7	7	7	8	8	7	8	8	6	23	21	22	18	23	17
Sr	49	43	45	45	46	46	46	48	48	42	113	107	113	112	113	106
Pb	26	25	27	27	25	25	24	27	24	26	24	24	26	25	26	26
Ba	234	168	190	206	213	213	177	210	183	194	502	478	494	474	504	473
Rb	273	288	275	261	274	287	290	284	305	275	192	207	177	184	182	174
Cs	28	53	36	28	23	27	52	30	40	34	14	17	19	16	14	15
U	11	7	8	7	10	11	9	8	12	7	7	7	7	*	6	6
Th	10	5	5	5	10	9	5	11	8	4	13	13	13	13	13	13
Ta	*	*	*	4	*	*	4	*	*	*	5	*	*	5	*	5
Hf	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7	7	7	7	7	7
As	*	13	*	*	8	9	14	*	37	*	*	*	9	*	*	*
Ag	*	*	*	*	*	*	*	*	4	*	*	*	*	*	*	*
Bi	4	4	4	4	*	4	4	4	4	4	4	4	*	*	4	*
Ge	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ce	37	34	30	29	38	28	17	38	28	14	84	69	78	74	83	59
La	18	13	14	26	14	17	*	*	16	7	29	36	35	32	11	21
Yb	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. * valor abaixo do limite de detecção. Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO VIII. Análises químicas (% peso) e elementos menores (ppm) das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	G3				G4											G5		
	PC	REPA	TR2	BCAL	ER	PALV	GR	GM	REPB	GC	G13	GCP	G12	GVR	NAC	LARDO	SOA2	LC1
SiO_2	70.36	70.90	71.25	71.52	71.56	71.60	71.80	72.09	72.38	72.65	72.71	72.81	72.89	72.90	72.99	72.90	73.35	74.27
TiO_2	0.39	0.35	0.34	0.34	0.31	0.37	0.27	0.22	0.30	0.26	0.28	0.25	0.29	0.37	0.22	0.17	0.14	0.14
Al_2O_3	15.42	15.16	15.18	14.85	15.17	14.91	15.03	14.76	14.81	14.69	14.46	14.56	14.42	13.90	14.75	14.82	14.35	14.24
Fe_2O_3	0.28	0.10	0.27	0.28	0.01	0.25	0.22	0.28	0.19	0.25	0.26	0.22	0.21	0.20	0.15	0.25	0.31	0.29
FeO	2.34	1.94	1.92	2.02	1.92	1.95	1.58	1.30	1.66	1.57	1.52	1.50	1.65	2.03	1.61	1.03	0.86	0.87
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01
MgO	0.72	0.62	0.63	0.63	0.57	0.59	0.53	0.49	0.53	0.54	0.55	0.56	0.48	0.63	0.44	0.29	0.22	0.22
CaO	1.01	1.04	0.99	0.87	0.98	0.95	0.75	0.66	0.96	0.68	0.63	0.68	0.84	0.94	0.65	0.56	0.45	0.36
Na_2O	3.90	3.91	3.94	4.07	4.00	3.60	4.08	3.97	3.84	4.04	3.49	4.01	3.80	3.43	4.14	3.56	3.46	3.50
K_2O	4.49	5.00	4.53	4.45	4.99	5.07	4.59	4.45	4.66	4.34	5.20	4.42	4.76	4.39	4.30	4.79	4.44	4.47
P_2O_5	0.36	0.31	0.32	0.36	0.32	0.31	0.35	0.44	0.30	0.37	0.28	0.38	0.31	0.33	0.39	0.45	0.39	0.36
H_2O+	0.81	0.63	0.84	0.56	0.56	0.60	0.54	1.11	0.62	0.60	0.69	0.76	0.44	0.57	0.65	0.64	2.45	0.78
H_2O-	0.08	0.04	0.06	0.05	0.06	0.07	0.04	0.11	0.07	0.07	0.10	0.09	0.09	0.07	0.06	0.06	0.02	0.02
Total	100.19	100.04	100.10	100.04	100.47	100.30	99.81	99.92	100.35	100.09	100.19	100.27	100.21	99.79	100.39	99.55	100.48	99.55
F	1221	873	1299	1502	734	1360	1167	1400	1412	2048	735	1405	1823	937	2103	1399	2149	1173
Ga	23	21	21	21	21	22	21	21	20	21	20	21	20	21	24	24	24	20
Cr	28	32	29	27	30	29	18	19	21	27	22	21	25	31	31	10	12	9
W	13	14	14	14	14	13	13	12	14	10	13	11	13	12	9	3	3	3
V	33	27	30	26	30	26	19	16	25	18	19	22	22	31	16	12	8	6
Nb	15	13	12	13	12	12	11	12	10	11	11	12	12	13	15	13	13	13
Sn	10	10	12	12	8	11	18	20	12	16	11	14	9	13	20	14	13	13
Zn	77	66	65	73	64	61	68	77	60	66	51	69	62	68	93	77	79	74
Cd	*	*	*	*	*	*	*	*	4	4	*	*	*	*	*	*	*	*
Li	139	126	126	164	110	133	184	192	112	207	110	207	151	108	238	203	176	175
Ni	5	6	*	4	6	*	4	*	*	*	*	*	*	6	5	5	5	*
Co	4	4	*	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5	*	*	5	*
Zr	168	154	133	148	156	121	121	103	124	110	121	117	126	157	94	81	74	70
Cu	11	12	7	4	8	4	9	12	5	8	6	7	7	10	*	8	9	10
Sc	*	*	*	6	*	*	*	*	*	*	*	7	*	*	*	*	*	*
Y	17	15	11	13	12	12	12	10	9	12	12	12	12	15	9	8	10	6
Sr	74	74	77	64	73	74	60	47	71	48	52	51	58	62	37	32	19	19
Pb	23	26	26	25	27	25	26	22	26	23	25	24	24	22	20	23	19	20
Ba	337	338	356	287	352	309	271	218	305	218	218	231	254	247	144	188	129	116
Rb	222	212	216	237	205	225	249	294	202	256	230	258	223	214	309	337	321	309
Cs	16	15	19	20	13	19	24	20	13	21	13	21	11	19	25	22	30	20
U	7	*	8	10	7	9	8	12	*	11	8	10	*	*	6	7	9	*
Th	9	9	7	11	10	8	9	10	7	10	7	9	7	9	7	4	*	4
Ta	4	3	*	3	*	*	4	4	3	4	3	5	4	*	4	*	*	*
Hf	5	4	4	6	5	4	4	*	5	*	4	4	4	4	4	*	*	*
As	*	*	*	12	*	*	9	23	*	14	9	*	*	*	13	*	*	*
Ag	*	*	*	*	*	*	*	4	*	*	*	*	*	4	*	*	*	*
Bi	4	4	4	*	*	*	4	*	4	4	4	4	4	4	*	*	*	*
Ge	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ce	49	40	42	43	45	42	41	30	34	39	35	38	31	35	31	27	17	20
La	24	8	12	23	22	10	17	11	15	12	10	25	13	18	18	12	8	17
Yb	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

G1. granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico. * valor abaixo do limite de detecção. Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO IX. Norma C.I.P.W. das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	Qz.	C.	Or.	Ab.	An.	HyFe	HyMg	Mt.	il.	Ap.	H_2O+	H_2O-	Total
	G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico												
GCL7	28.30	2.83	28.84	34.10	0.41	1.81	1.12	0.17	0.36	0.79	0.85	0.09	99.67
PAL7	29.22	3.29	27.36	35.88	0.00	1.01	0.75	0.41	0.27	0.83	1.00	0.10	100.11
CE1	28.07	2.85	29.19	35.88	0.00	1.00	0.82	0.45	0.30	0.91	0.83	0.03	100.34
GDII	28.95	3.17	28.37	35.28	0.03	1.14	0.82	0.38	0.32	0.83	0.73	0.12	100.15
PTA12	28.72	2.87	28.37	34.61	0.49	1.76	1.20	0.23	0.38	0.81	0.72	0.04	100.19
PTA5	28.90	3.04	28.37	34.52	0.31	1.76	1.12	0.20	0.38	0.86	0.78	0.05	100.29
PAL3	29.46	3.14	27.72	35.37	0.00	0.99	0.80	0.46	0.28	0.86	0.83	0.12	100.03
CALT	28.17	2.50	29.19	35.28	0.57	1.45	0.97	0.33	0.38	0.76	0.26	0.05	99.93
PO1	28.27	2.55	28.25	36.38	0.20	1.43	0.95	0.35	0.34	0.95	0.61	0.02	100.30
GEB2	29.28	3.00	29.73	34.35	0.00	1.05	0.80	0.41	0.30	0.81	0.43	0.08	100.23
	G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico												
GIN2	24.68	3.02	23.82	33.51	4.71	4.35	2.72	0.36	1.01	0.74	0.82	0.04	99.77
GIN	24.33	3.00	23.99	33.00	5.52	4.53	3.01	0.46	1.10	0.72	0.34	0.03	100.03
GIN4	24.83	2.76	23.76	32.83	5.38	4.81	2.76	0.14	1.03	0.70	0.76	0.03	99.79
G14	24.79	2.74	24.17	32.91	5.53	4.40	2.81	0.39	1.04	0.70	0.52	0.04	100.05
INFX1	25.43	2.85	24.76	31.14	5.52	4.89	2.84	0.17	1.06	0.72	0.73	0.03	100.14
INFX2	24.90	2.73	25.29	32.83	4.57	4.41	2.57	0.12	0.93	0.72	0.64	0.06	99.77
	G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico												
PC	26.69	3.17	26.53	33.00	2.66	3.48	1.79	0.41	0.74	0.83	0.81	0.08	100.19
REPA	25.39	2.17	29.55	33.08	3.13	2.98	1.54	0.14	0.66	0.72	0.63	0.04	100.04
TR2	27.56	2.76	26.77	33.34	2.82	2.80	1.57	0.39	0.65	0.74	0.64	0.06	100.10
BCAL	27.67	2.62	26.30	34.44	1.96	2.99	1.57	0.41	0.65	0.83	0.56	0.05	100.04
	G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas												
ER	25.76	2.17	29.49	33.85	2.77	3.04	1.42	0.01	0.59	0.74	0.56	0.06	100.47
PALV	27.93	2.51	29.96	30.46	2.69	2.82	1.47	0.36	0.70	0.72	0.60	0.07	100.30
GR	28.03	2.82	27.13	34.52	1.43	2.33	1.32	0.32	0.51	0.81	0.54	0.04	99.81
GM	30.21	3.27	26.30	33.59	0.40	1.87	1.22	0.41	0.42	1.02	1.11	0.11	99.92
REPB	29.09	2.42	27.54	32.49	2.80	2.45	1.32	0.28	0.57	0.70	0.62	0.07	100.35
GC	30.27	3.00	25.65	34.18	0.96	2.30	1.35	0.36	0.49	0.86	0.60	0.07	100.09
G13	30.15	2.62	30.73	29.53	1.30	2.15	1.37	0.38	0.53	0.65	0.69	0.10	100.19
GCP	30.34	2.85	26.12	33.93	0.89	2.22	1.39	0.32	0.47	0.88	0.76	0.09	100.27
G12	29.82	2.23	28.13	32.15	2.14	2.43	1.20	0.30	0.55	0.72	0.44	0.09	100.21
GVR	32.76	2.59	25.94	29.02	2.51	3.01	1.57	0.29	0.70	0.76	0.57	0.07	99.79
NAC	30.35	3.04	25.41	35.03	0.68	2.54	1.10	0.22	0.42	0.90	0.65	0.06	100.39
	G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico												
LARDO	32.74	3.78	28.33	30.13	0.00	1.45	0.72	0.36	0.32	0.99	0.64	0.06	99.52
LC1	35.93	3.63	26.44	29.63	0.00	1.15	0.55	0.43	0.27	0.64	0.78	0.02	99.46
SO2	35.36	3.85	26.25	29.30	0.00	1.16	0.55	0.45	0.27	0.79	2.45	0.02	100.44

ANEXO X. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	Total	O=F	O=Cl	Total
G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico																	
GCL7	35.09	2.63	19.41	0.81	21.34	np	0.23	5.68	0.01	0.04	9.16	0.80	0.01	95.21	0.34	-	94.87
GDII	34.97	3.43	19.35	nd	nd	21.34	0.23	5.02	0.02	0.05	8.93	0.74	0.01	94.09	0.31	-	93.78
PTA12	35.18	2.66	18.82	0.95	21.22	np	0.24	5.77	0.02	0.05	8.96	0.94	0.01	94.84	0.40	-	94.44
CALT	34.37	2.51	19.01	2.99	20.15	np	0.24	5.63	0.02	0.05	9.23	0.68	0.01	94.89	0.28	-	94.60
PO1	34.17	2.51	19.17	nd	nd	23.30	0.24	4.48	0.01	0.07	8.95	0.85	0.02	93.74	0.36	-	93.38
GEB2	35.03	3.27	19.26	1.54	20.94	np	0.17	4.74	0.02	0.05	8.96	0.75	0.02	94.75	0.32	-	94.43
G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico																	
GIN	34.94	3.16	18.68	0.08	20.30	np	0.20	7.17	0.02	0.09	9.27	0.62	0.02	94.56	0.26	-	94.29
GIN2	35.21	3.21	19.13	nd	nd	20.68	0.15	6.65	0.01	0.24	9.32	0.74	0.07	95.40	0.31	0.02	95.07
GIN4	35.25	3.11	18.39	0.07	20.36	np	0.24	7.32	0.02	0.07	9.35	0.62	0.02	94.82	0.26	-	94.56
G14	34.74	0.59	19.13	nd	nd	20.35	0.22	9.15	0.03	0.04	9.49	0.46	0.02	94.21	0.20	-	94.02
INFX1	35.15	2.61	18.73	nd	nd	20.30	0.20	7.55	0.02	0.06	9.37	0.65	0.02	94.65	0.27	0.01	94.37
INFX2	35.31	2.92	18.83	0.97	20.14	np	0.21	7.26	0.02	0.12	9.47	0.52	0.04	95.80	0.22	0.01	95.57
G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico																	
PC	34.72	2.77	19.27	0.53	21.75	np	0.16	6.14	0.03	0.14	9.09	0.77	0.02	95.39	0.32	0.01	96.95
TR2	34.16	2.23	19.18	nd	nd	21.60	0.25	6.51	0.01	0.08	9.21	0.99	0.01	94.23	0.42	-	93.81
BCAL	34.28	2.60	18.88	1.88	21.53	np	0.31	6.27	0.02	0.08	9.19	0.50	0.02	95.36	0.21	-	95.87
G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas																	
ER	34.90	2.98	19.37	nd	nd	21.70	0.16	5.88	0.03	0.10	8.97	0.94	0.03	95.06	0.40	0.01	94.66
PALV	34.63	3.08	19.26	nd	nd	22.46	0.16	5.59	0.01	0.16	9.28	0.66	0.04	95.34	0.28	0.01	95.05
GR	34.85	2.88	19.70	0.67	21.99	np	0.37	5.05	0.01	0.09	8.99	1.20	0.02	95.81	0.50	-	95.30
GM	34.70	2.86	19.71	1.11	21.60	np	0.37	5.08	0.01	0.09	9.04	1.15	0.02	95.73	0.48	0.01	95.25
GC	34.88	2.86	19.56	nd	nd	22.06	0.34	5.37	0.01	0.10	9.39	0.58	0.01	95.16	0.25	-	94.91
GVR	34.56	3.05	19.61	nd	nd	22.19	0.12	5.55	0.03	0.15	9.40	0.63	0.03	95.31	0.27	0.01	95.04
NAC	35.18	2.47	19.75	nd	nd	24.67	0.24	3.93	0.01	0.11	9.41	nd	nd	95.77	0.00	-	95.77
G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico																	
LARDO	34.58	2.34	19.18	3.48	21.40	0.32	4.13	0.03	0.06	9.23	-	-	94.75	-	-	94.75	95.10
LC1	34.30	2.18	19.06	1.98	23.73	0.27	3.67	0.02	0.07	9.38	-	-	94.65	-	-	94.65	93.59

nd – não determinado; np – não apresentado.
Analista: I. M. H. R. Antunes.

ANEXO X. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Y	Ca	Na	K	X	Cl	F	OH
	G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico															
GCL7	2.699	1.301	0.458	0.152	0.047	1.372	0.015	0.651	2.69	0.001	0.006	0.898	0.91	0.001	0.195	1.804
GDII	2.713	1.287	0.483	0.200	-	1.385	0.015	0.580	2.66	0.001	0.007	0.884	0.89	0.002	0.183	1.816
PTA12	2.715	1.285	0.426	0.155	0.055	1.369	0.016	0.664	2.69	0.001	0.007	0.882	0.89	0.001	0.230	1.769
CALT	2.663	1.337	0.399	0.146	0.174	1.306	0.016	0.651	2.69	0.001	0.007	0.913	0.92	0.001	0.165	1.833
PO1	2.694	1.306	0.476	0.149	-	1.537	0.016	0.526	2.70	0.001	0.010	0.900	0.91	0.002	0.211	1.787
GEB2	2.705	1.295	0.457	0.190	0.089	1.352	0.011	0.546	2.64	0.001	0.008	0.883	0.89	0.003	0.184	1.814
	G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico															
GIN	2.695	1.305	0.393	0.184	0.005	1.309	0.013	0.825	2.73	0.001	0.013	0.912	0.93	0.003	0.150	1.847
GIN2	2.693	1.307	0.418	0.185	-	1.323	0.009	0.758	2.69	0.001	0.035	0.910	0.95	0.009	0.179	1.812
GIN4	2.712	1.288	0.380	0.180	0.004	1.310	0.015	0.840	2.73	0.002	0.010	0.918	0.93	0.002	0.152	1.846
G14	2.693	1.282	0.483	0.034	-	1.319	0.014	0.834	2.68	0.002	0.006	0.939	0.95	0.002	0.114	1.884
INFX1	2.707	1.293	0.407	0.151	-	1.307	0.013	0.867	2.75	0.001	0.010	0.921	0.93	0.003	0.157	1.840
INFX2	2.692	1.308	0.384	0.168	0.056	1.284	0.014	0.825	2.73	0.002	0.017	0.921	0.94	0.005	0.124	1.870
	G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico															
PC	2.672	1.328	0.420	0.160	0.031	1.400	0.011	0.704	2.73	0.002	0.021	0.892	0.92	0.003	0.187	1.810
TR2	2.663	1.337	0.425	0.131	-	1.408	0.017	0.756	2.74	0.001	0.012	0.916	0.93	0.002	0.244	1.755
BCAL	2.653	1.347	0.375	0.151	0.098	1.393	0.021	0.723	2.76	0.002	0.012	0.907	0.92	0.002	0.124	1.874
	G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas															
ER	2.686	1.314	0.443	0.172	-	1.397	0.010	0.675	2.70	0.002	0.015	0.881	0.90	0.003	0.229	1.768
PALV	2.676	1.324	0.430	0.179	-	1.451	0.010	0.644	2.71	0.001	0.025	0.915	0.94	0.005	0.161	1.834
GR	2.670	1.330	0.448	0.166	0.039	1.409	0.024	0.577	2.66	0.001	0.013	0.879	0.89	0.002	0.290	1.707
GM	2.661	1.339	0.443	0.165	0.064	1.385	0.024	0.581	2.66	0.001	0.013	0.884	0.90	0.003	0.278	1.719
GC	2.694	1.306	0.475	0.166	-	1.425	0.022	0.618	2.71	0.001	0.015	0.925	0.94	0.001	0.142	1.856
GVR	2.668	1.332	0.452	0.177	-	1.433	0.008	0.638	2.71	0.002	0.022	0.925	0.95	0.004	0.155	1.841
NAC	2.729	1.271	0.535	0.144	-	1.600	0.016	0.454	2.75	0.001	0.016	0.931	0.95	-	-	-
	G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico															
LARDO	2.701	1.299	0.467	0.137	0.205	1.398	0.021	0.481	2.71	0.003	0.008	0.920	0.93	0.000	0.001	1.999
LC1	2.706	1.294	0.478	0.129	0.118	1.566	0.018	0.432	2.74	0.002	0.011	0.944	0.96	0.000	0.000	2.000

- não determinado.

ANEXO X. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das biotites das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	G1				G2			G3		G4		G5	
	GCL7	PTA12	CALT	GEB2	GIN	GIN4	INFX2	PC	BCAL	ER	NAC	LARDO	LC1
Cr	73	93	74	36	194	192	181	133	110	133	114	66	47
V	110	147	123	72	280	262	264	276	220	247	188	109	79
Nb	111	107	106	149	93	87	88	115	120	134	129	140	172
Zn	758	1090	1080	1410	336	338	327	637	503	681	691	1190	1480
Sn	45	43	40	40	21	26	23	31	39	36	81	68	60
Li	3240	2860	2490	2830	942	980	984	1010	1490	1330	2750	2480	2260
Ni	32	39	30	17	66	60	53	51	41	49	44	44	34
Zr	153	69	90	37	116	140	142	47	128	60	131	85	101
Cu	21	15	39	22	26	36	17	19	17	34	18	11	10
Sc	10	14	12	11	39	37	37	40	37	40	21	9	13
Y	8	9	5	5	14	16	13	*	8	8	16	9	18.4
Ba	221	153	158	202	1160	967	959	316	338	202	229	114	73
Rb	1370	1380	1510	1110	808	784	765	1080	1160	1200	1260	1850	1550
Cs	269	221	260	240	83	119	97	127	172	152	187	233	209
Ta	23	21	21	29	13	14	14	17	25	21	33	22	24
Co	15	15	13	10	32	29	28	28	22	*	*	15	13
Ga	51	52	50	56	47	48	45	61	57	*	7	66	72
Gd	*	*	*	6	*	*	5	*	5	*	*	*	*
Ge	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5
Hf	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pb	6	7	7	*	8	8	9	*	9	*	14	9	*
Th	28	14	14	18	16	18	20	5	24	10	13	10	15
Tl	14	14	13	11	7	7	7	9	10	*	*	13	13

G1. granito de grão médio a fino, moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro, moscovítico-biotítico. * - valor abaixo do limite de detecção.

ANEXO XI. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	Total	O=F	O=Cl	Total
G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico																	
GCL7	46.54	0.55	35.71	0.12	1.01	np	-	0.70	0.01	0.67	10.41	0.25	-	95.99	0.11	-	95.88
GDII	46.22	0.62	35.40	nd	nd	1.10	0.02	0.72	0.01	0.73	10.13	0.18	0.01	95.34	0.08	-	95.26
PTA12	46.53	0.67	35.36	0.12	1.01	np	0.01	0.77	-	0.71	10.40	0.27	0.01	95.86	0.11	-	95.74
CALT	46.28	0.45	35.51	0.11	0.97	np	0.01	0.68	-	0.81	10.33	0.26	-	95.41	0.11	-	95.30
GEB2	46.38	0.54	35.87	0.10	0.93	np	0.01	0.74	0.01	0.64	10.28	0.19	0.01	95.69	0.08	-	95.61
G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico																	
GIN	46.43	0.74	35.30	0.04	0.90	np	0.01	0.61	0.03	0.66	10.40	0.05	0.01	95.17	0.02	-	95.15
G14	46.12	0.49	35.74	nd	nd	0.99	-	0.63	-	0.75	10.71	0.20	-	95.63	0.08	-	95.55
INFX2	46.03	0.62	35.24	nd	nd	1.02	0.01	0.71	0.01	0.66	10.41	0.10	0.01	95.02	0.04	-	94.98
G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico																	
PC	45.92	0.28	35.09	0.08	0.72	np	0.03	0.57	0.01	0.74	10.29	0.15	0.01	93.89	0.06	-	93.82
BCAL	44.85	0.21	35.27	nd	nd	0.99	-	0.61	-	0.69	10.27	0.27	-	93.18	0.11	-	93.06
TR2	46.16	0.29	35.54	0.11	0.99	np	-	0.59	0.01	0.85	10.44	0.27	0.01	95.27	0.12	-	95.16
G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas																	
GM	47.29	0.55	34.78	0.11	1.11	np	0.03	0.73	-	0.72	10.05	0.14	-	95.51	0.06	-	95.45
GR	46.37	0.55	36.02	nd	nd	1.04	0.01	0.64	0.01	0.86	10.28	0.34	0.01	96.14	0.14	-	95.99
GVR	46.31	0.23	36.43	0.11	1.00	np	0.02	0.58	0.02	0.88	10.27	0.11	-	95.96	0.05	-	95.94
PALV	45.72	0.49	36.02	nd	nd	1.17	0.01	0.64	-	0.79	10.39	0.27	0.01	95.51	0.11	-	95.39
NAC	47.77	0.22	35.59	nd	nd	1.59	0.03	0.70	0.03	0.69	10.19	-	-	96.81	-	-	96.81
G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico																	
LARDO	47.10	0.26	34.10	0.13	1.13	np	0.04	0.77	0.01	0.47	10.67	-	-	94.68	-	-	94.68
LC1	47.09	0.40	34.24	0.15	1.37	np	0.02	0.70	0.01	0.62	10.02	-	-	94.61	-	-	94.61

nd – não determinado; np – não apresentado. – valor abaixo do limite de detecção.

Analista: I. M. H. R. Antunes.

ANEXO XI. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Y	Ca	Na	K	X	Cl	F	OH
	G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico															
GCL7	3.070	0.930	1.846	0.027	0.006	0.056	-	0.069	2.00	0.001	0.085	0.876	0.96	-	0.052	1.947
GDII	3.066	0.932	1.836	0.041	nd	0.061	0.001	0.071	2.01	0.001	0.094	0.858	0.95	0.001	0.039	1.961
PTA12	3.075	0.925	1.828	0.033	0.006	0.056	0.001	0.076	2.00	-	0.091	0.876	0.97	0.001	0.056	1.943
CALT	3.071	0.929	1.848	0.023	0.005	0.054	0.001	0.068	2.00	-	0.104	0.874	0.98	-	0.054	1.946
GEB2	3.065	0.935	1.858	0.027	0.005	0.051	-	0.073	2.01	0.001	0.082	0.867	0.95	0.001	0.039	1.960
	G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico															
GIN	3.087	0.913	1.852	0.037	0.002	0.050	-	0.060	2.00	0.002	0.085	0.882	0.97	0.001	0.011	1.988
G14	3.060	0.940	1.855	0.025	nd	0.055	-	0.062	2.00	-	0.096	0.906	1.00	-	0.041	1.958
INFX2	3.069	0.931	1.839	0.041	nd	0.057	0.001	0.071	2.01	-	0.085	0.886	0.97	0.001	0.022	1.978
	G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico															
PC	3.091	0.909	1.875	0.014	0.004	0.041	0.002	0.057	1.99	0.001	0.097	0.883	0.98	0.001	0.033	1.967
TR2	3.050	0.950	1.877	0.011	nd	0.056	-	0.061	2.01	-	0.092	0.891	0.98	-	0.058	1.942
BCAL	3.071	0.929	1.857	0.015	0.006	0.055	-	0.059	1.99	-	0.110	0.886	1.00	0.001	0.058	1.941
	G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas															
GM	3.126	0.874	1.836	0.027	0.006	0.061	0.002	0.072	2.00	0.000	0.092	0.848	0.94	-	0.028	1.971
GR	3.054	0.946	1.850	0.027	nd	0.057	0.001	0.063	2.00	0.001	0.110	0.863	0.97	0.001	0.071	1.928
GVR	3.054	0.946	1.884	0.011	0.006	0.055	0.001	0.057	2.01	0.002	0.113	0.864	0.98	-	0.024	1.976
PALV	3.036	0.964	1.856	0.025	nd	0.065	0.001	0.064	2.01	-	0.102	0.880	0.98	0.001	0.057	1.943
NAC	3.121	0.879	1.861	0.011	nd	0.087	0.002	0.068	2.03	0.002	0.087	0.849	0.94	-	-	2.000
	G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico															
LARDO	3.151	0.849	1.840	0.013	0.006	0.063	0.002	0.077	2.00	0.001	0.061	0.911	0.97	0.001	0.001	2.000
LC1	3.145	0.855	1.840	0.020	0.008	0.077	0.001	0.070	2.02	-	0.081	0.854	0.93	-	-	2.000

nd – não determinado. – valor abaixo do limite de detecção. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio.

ANEXO XI. Análises químicas (% peso), fórmulas estruturais e elementos menores (ppm) das moscovites primárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	G1				G2	G3		G4		G5	
	GCL7	PTA12	CALT	GEB2	GIN	PC	BCAL	GM	GVR	LARDO	LC1
Cr	15	18	14	10	25	23	16	22	12	20	11
V	47	50	45	19	84	76	54	57	42	43	28
Nb	31	30	29	43	12	22	20	43	16	49	54
Zn	73	73	82	101	36	41	46	76	39	91	112
Sn	79	78	72	75	50	60	75	141	60	82	93
Li	720	557	565	584	120	134	265	688	163	676	641
Ni	*	*	*	*	*	*	5	*	*	*	*
Zr	32	15	21	32	18	29	21	32	9	38	17
Cu	7	*	9	*	9	10	12	13	*	6	*
Sc	19	22	21	15	38	30	31	20	16	24	29
Y	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ba	252	221	226	180	485	413	299	245	203	144	87
Rb	792	793	823	854	446	492	621	1020	531	1020	1050
Cs	113	94	138	145	28	30	38	109	39	70	75
Ta	8	8	8	11	*	*	*	16	*	*	*
Co	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*
Ga	91	94	98	97	72	81	80	87	76	106	115
Hf	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pb	*	*	*	*	*	*	9	*	5	*	*
Th	*	*	*	*	*	*	*	7	*	*	5

G1. granito de grão médio a fino, moscovítico-biotítico; G2. granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico; G3. granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico; G4. granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; G5. granito de grão grosseiro, moscovítico-biotítico. * - valor abaixo do limite de detecção.

ANEXO XII. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	Total	O=F	O=Cl	Total
	G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico														
GDII	49.52	-	32.59	1.99	0.00	1.40	0.05	0.09	10.86	0.49	-	96.99	0.20	-	96.78
PTA12	46.66	0.02	34.97	1.23	0.02	1.01	0.02	0.42	10.84	0.36	-	95.54	0.15	-	95.39
CALT	46.93	0.31	33.96	1.51	0.02	0.99	0.01	0.41	10.79	0.41	-	95.36	0.17	-	95.19
GEB2	48.21	0.02	32.85	2.36	0.01	0.78	0.06	0.89	9.67	0.27	-	95.12	0.11	-	95.01
	G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico														
G14	46.54	0.67	35.79	0.84	0.03	0.58	0.03	0.65	10.79	0.07	0.01	96.03	0.03	-	95.99
INFX2	46.06	0.21	35.36	1.09	0.01	0.83	0.01	0.54	10.76	0.15	0.02	95.04	0.06	-	94.98
	G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico														
PC	45.20	0.31	34.98	0.90	-	0.52	0.01	0.57	10.68	0.13	-	93.30	0.05	-	93.24
BCAL	46.94	0.05	34.46	2.31	0.02	0.41	0.05	0.64	10.83	0.20	0.01	95.90	0.08	-	95.82
	G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas														
GR	46.30	0.06	37.67	0.79	-	0.33	0.01	0.68	10.67	0.12	-	96.64	0.05	-	96.58
PALV	47.88	0.13	36.06	0.93	0.01	0.33	0.07	0.62	10.46	0.10	0.07	96.66	0.04	0.02	96.60
	G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico														
LARDO	47.41	0.09	34.89	1.53	-	0.70	0.03	0.52	10.66	-	-	95.81	-	-	95.81

– valor abaixo do limite de detecção..

Analista: I.M.H.R. Antunes.

ANEXO XII. Análises químicas (% peso) e fórmulas estruturais das moscovites secundárias das rochas granitóides do plutão de Castelo Branco (cont.)

	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{2+}	Mn	Mg	Y	Ca	Na	K	X	Cl	F	OH
	G1 - Granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico														
GDII	3.238	0.762	1.749	-	0.109	-	0.137	1.99	0.004	0.012	0.906	0.92	-	0.100	1.900
PTA12	3.099	0.901	1.836	0.001	0.068	0.001	0.100	2.01	0.002	0.054	0.919	0.97	-	0.076	1.924
CALT	3.106	0.894	1.830	0.007	0.076	0.001	0.081	2.00	0.001	0.051	0.924	0.98	-	0.081	1.919
GEB2	3.210	0.790	1.788	0.001	0.131	0.001	0.077	2.00	0.004	0.115	0.822	0.94	-	0.057	1.943
	G2 - Granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico														
G14	3.072	0.928	1.857	0.033	0.047	0.002	0.057	2.00	0.002	0.084	0.909	0.99	0.001	0.016	1.983
INFX2	3.075	0.925	1.858	0.011	0.061	0.001	0.083	2.01	0.001	0.069	0.917	0.99	0.002	0.031	1.967
	G3 - Granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico														
PC	3.073	0.927	1.876	0.016	0.051	-	0.053	2.00	0.001	0.075	0.926	1.00	-	0.027	1.973
BCAL	3.123	0.877	1.825	0.002	0.129	0.001	0.041	2.00	0.003	0.082	0.919	1.00	0.001	0.042	1.957
	G4 - Granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas														
GR	3.030	0.970	1.934	0.003	0.043	-	0.032	2.01	-	0.086	0.891	0.98	-	0.026	1.974
PALV	3.125	0.875	1.899	0.006	0.051	0.001	0.032	1.99	0.005	0.079	0.871	0.95	0.007	0.020	1.972
	G5 - Granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico														
LARDO	3.136	0.864	1.857	0.004	0.085	0.000	0.069	2.01	0.002	0.066	0.900	0.97	-	0.000	2.000

- valor abaixo do limite de detecção. Número de iões calculado na base de 11 átomos de oxigénio. Fe^{3+} não foi calculado por as análises serem totalmente por microssonda electrónica.

ERRATA

Pág.	Linha	Onde se lê:	Substituir por:
iv	31	... projecto HPRI-CT-1999-00008 Eu ...	... projecto ERBFMGECT 980128 Eu ...
xv	22	... e granodiorito biotítico do plutão ...	... e granodiorito biotítico-moscovítico do plutão ...
1	16	... (e.g., Chappell e White, 1978 ...	... (e.g., Chappell e White, 1974 ...
13	26	Miyashiro et al., 1982 ...	Miyashiro, 1982 ...
93	Figura 14, legenda	Projecção das rochas granitóides do plutão....	Projecção das rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão....
109	16	... terras raras pesadas (Gd_N/Lu_N = 2 - 4)...	... terras raras pesadas (Gd_N/Lu_N = 1 - 4)...
187	2	A monazite do granodiorito biotítico-moscovítico é ...	A monazite do granito moscovítico-biotítico é...
193	8 11	b) fracção 87/27 c) fracção 86/25	b) fracção 86/27 c) fracção 86/52
196	Tabela 24	Repo 88/52	Repo 86/52
204	Tabela 26	Após a 5ª linha 6ª linha: ... 474 ± 6 Ma ...	Acrescentar linha com: Encraves tonalíticos no granodiorito de duas micas; 468 ± 7 Ma; * ... 474 ± 21 Ma ...
213	15	... (0.7051 ± 0.0006 obtido para ...	... (0.7051 ± 0.0002 obtido para ...
214	1 4 7 do final	tonalíticos (0.7041) ... valores médios de 0.7082 ± 0.0005 ... $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7096 ± 0.0018 ...	tonalíticos (0.7042) ... valores médios de 0.7071 ± 0.0005 ... $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{479}$ = 0.7143 ± 0.0018 ...
217	Tabela 29	E12 ..... εNd_{479} = 2.32 EPC ..... εNd_{479} = 3.36 E15 ..... εNd_{479} = 2.30	E12 ..... εNd_{479} = 3.36 EPC ..... εNd_{479} = 2.30 E15 ..... εNd_{479} = 2.31
223	19	... da rocha de 9.15 e 8.97 ‰ obtidos...	... da rocha de 8.50 e 9.11 ‰ obtidos...
238	2	... anfíbola, esfena e alanite (Tabela 1).	... anfíbola (Tabela 1).
250	1	Tabela 4; ...	Tabela 5; ...
260	Tabela 32	Legenda da Tabela 32	Acrescentar: Dpadrão – desvio padrão.
299	17	... biotites dos granodioritos de G2 e G3 e do granito G5, ...	... biotites do granodiorito G2 e dos granitos G4 e G5, ...
338	Figura 77	GDII	GCI7
348	Figura 79	89/S9 mz	86/S9 mz
366	4	... e $\delta^{18}O \geq 12.17$ ‰.	... e $\delta^{18}O \geq 12.27$ ‰.
431	Anexo II	Legenda do Anexo II	Acrescentar: EncGrd no grd 2micas – encraves granodioríticos que ocorrem no granodiorito de duas micas.
446	Anexo X	Legenda do Anexo X	Acrescentar: - valor abaixo do limite de detecção.