



Universidade de Aveiro  
2013

Departamento de Geociências

**TIAGO ANTÓNIO  
RINO CEREJO**

**GEOQUÍMICA DA ÁREA DE SÃO PEDRO DAS  
ÁGUIAS – CONCESSÃO DE TABUAÇO**





Universidade de Aveiro  
2013

Departamento de Geociências

**TIAGO ANTÓNIO  
RINO CEREJO**

**GEOQUÍMICA DA ÁREA DE SÃO PEDRO DAS  
ÁGUIAS – CONCESSÃO DE TABUAÇO**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica do Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos, Professor auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Estágio e apoio financeiro  
concedido pela empresa:  
- COLT RESOURCES

Apoio financeiro por parte dos  
projetos financiados pela FCT:  
- Projeto Petrochron - PTDC/CTE-  
GIX/112561/2009;  
- Projeto estratégico Geobiotec -  
PEst-C/CTE/UI4035/2011.



## **o júri**

presidente

**Professor Doutor Jorge Manuel Pessoa Girão Medina**  
professor auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

**Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos**  
professor auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

**Professora Doutora Maria Helena Acciaioli Homem Mendes**  
professora auxiliar no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

**Dr. João Carlos Gaspar de Sousa**  
geólogo e vice-presidente responsável de operações da Colt Resources



## agradecimentos

É com enorme sentimento de alegria que finalizo o meu percurso académico na Universidade de Aveiro. A presente dissertação é não só fruto do trabalho e esforço próprios, é também fruto do trabalho e apoio incondicionais de várias pessoas e instituições.

Quero em primeiro lugar deixar aqui o meu sincero e muito obrigado ao meu orientador científico, o Professor Doutor José Francisco dos Santos, pelo incansável apoio prestado desde o primeiro momento, orientando-me sempre de uma maneira pronta, incansável e sábia durante todo este trabalho.

Quero agradecer à empresa Colt Resources, especialmente na pessoa do Dr. João Carlos Gaspar de Sousa, por me darem a possibilidade de frequentar o estágio do qual resultou este trabalho, apoiando-me sempre em todos os sentidos.

Aos engenheiros Nuno Castanho e Gabriel Sérgio e ao geólogo José Borrego, quero agradecer por me receberam de braços abertos na empresa e na sua casa, transmitindo-me todos os conhecimentos e auxílio necessários e sempre prontos durante o estágio, e ainda pela amizade criada.

Quero agradecer aos funcionários da empresa Fernando Galvão, André Pereira e Rafael Oliveira pela ajuda e amizade sempre presentes.

Quero agradecer à engenheira Sara Ribeiro do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, pelo auxílio que prestado na obtenção de dados isotópicos e pelos conhecimentos transmitidos.

Obrigado ao meu colega e amigo de estágio João Dias, que partilhou comigo muitos dos problemas e ideias.

Quero agradecer a todos os professores e funcionários da Universidade de Aveiro que contribuíram não só durante a realização do presente trabalho mas também na minha formação.

O meu muito obrigado a todos os meus colegas e amigos de curso e da academia, que comigo partilharam e viveram os momentos bons e menos bons desta fase da vida.

A todos os meus amigos da vida e para a vida que sempre me acompanharam, o meu muito obrigado.

Aos meus pais e irmão que à conta de muito esforço e amor possibilitaram a minha formação e não tendo eu palavras que possam transmitir o meu profundo agradecimento, agradeço do fundo do coração com um sincero muito obrigado.

À Inês que esteve sempre ao meu lado, me apoiou e deu o seu amor, o meu muito obrigado.

Quero ainda deixar aqui o meu sincero agradecimento a todos que de uma maneira ou de outra contribuíram para o meu sucesso.



## palavras-chave

metassedimentos do Grupo do Douro, skarns com scheelite, granito de Paredes da Beira-Tabuaço, isócrona Rb-Sr, litogeoquímica, composições isotópicas de Sr e Nd, Zona Centro-Ibérica.

## resumo

Este trabalho resulta de um estágio curricular na empresa Colt Resources, detentora da concessão mineira de Tabuaço (para prospeção de W), a qual abrange uma área com aproximadamente 45 km<sup>2</sup>. O trabalho incidiu sobre litologias, quer aflorantes quer encontradas em sondagens, na área da Quinta de São Pedro das Águias, as quais correspondem a: xistos biotíticos, xistos negros, mármore, rochas calcossilicatadas s.s. e skarns da sequência metassedimentar da Formação de Bateiras, pertencente ao Grupo do Douro do CXG; granito de Paredes da Beira-Tabuaço; vários corpos aplíticos e pegmatíticos.

No âmbito deste trabalho, obteve-se uma isócrona Rb-Sr, usando as amostras de rocha total das várias litologias granitoides, de  $311 \pm 7$  Ma (MSWD = 1.7;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial = 0.7146), a qual é aqui interpretada como datando a instalação desses corpos durante uma etapa tardia da D3 varisca.

O granito revela características do tipo S, nomeadamente por ser petrograficamente do tipo moscovítico, ser geoquimicamente peraluminoso (A/CNK médio = 1.28) e ter assinatura isotópica claramente compatível com crosta metassedimentar ( $7.8 \leq \epsilon\text{Nd}_{311} \leq 8.9$ ;  $+129 \leq \epsilon\text{Sr}_{311} \leq +192$ ). A sobreposição da assinatura isotópica do granito com a dos metapelitos estudados indica que o magma parental foi provavelmente gerado por anatexia de metassedimentos do Grupo do Douro. Os aplitos e pegmatitos apresentam características que permitem considerá-los como cogenéticos entre si e relativamente ao granito.

Os metapelitos estudados apresentam paragénese típicas da zona da biotite. Os seus perfis normalizados de lantanídeos são muito semelhantes ao do NIBAS, bem como aos de outras composições de referência de materiais supracrustais. Do ponto de vista isotópico, em particular por apresentarem valores mais baixos de  $\epsilon\text{Nd}_{311}$ , são claramente distintos dos metassedimentos do CXG do Grupo das Beiras, assemelhando-se, em contrapartida, a outras unidades metassedimentares do Maciço Ibérico.

Os dados obtidos sobre as rochas calcossilicatadas s.l. apontam para que este tipo de composição não seja exclusivamente atribuído a processos metassomáticos contemporâneos da instalação do granito, devendo estar também relacionado com um provável carácter misto (químico e detrítico) dos seus protólitos.

Com os dados sobre a fraturação obtidos durante a estadia na empresa, foi possível verificar que a zona estudada apresenta um padrão de fraturas essencialmente NNE-SSW, com pendor bastante verticalizado para W.



## keywords

Grupo do Douro metasediments, scheelite-bearing skarns, Paredes da Beira-Tabuaço granite, Rb-Sr isochron, lithochemistry, Sr and Nd isotope compositions, Central-Iberian Zone.

## abstract

This dissertation results from an internship in the company Colt Resources, specifically in the Tabuaço prospect, which corresponds to an area of 45 km<sup>2</sup> where exploration for W-skarn deposits is taking place. During that internship, the activities were focussed on the lithologies recognized, both in outcrops and in probe cores, in the area of Quinta de São Pedro das Águias: biotite schists, black schists, marbles, calcsilicate (s.s.) rocks and skarns, belonging to the Bateiras Formation, of the Douro Group of the CXG; Paredes da Beira-Tabuaço granite; several aplitic and pegmatitic bodies.

Rb-Sr isotope analyses done at the Laboratory of Isotope Geology of the UA, in the scope of this dissertation, provided a  $311 \pm 7$  Ma whole-rock isochron (MSWD = 1.7; initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7146$ ) for the granitoids. This date is interpreted here as the emplacement age of those rocks, during a late stage of the Variscan D3.

The granite revealed a S-type nature, namely because it is a muscovite granite, it shows a peraluminous composition (average A/CNK = 1.28), and the Sr and Nd isotope fingerprints ( $7.8 \leq \epsilon\text{Nd}_{311} \leq 8.9$ ;  $+129 \leq \epsilon\text{Sr}_{311} \leq +192$ ) fit into the composition of metasedimentary crust. The isotope signatures, at 311 Ma, of the granite and of the studied metapelites overlap, suggesting that the parental magma was generated by anatexis of Grupo do Douro metasediments. According to their petrographic, geochemical and isotopic features, aplites and pegmatites are viewed as extreme differentiates from the granite.

São Pedro das Águias metapelites show biotite zone parageneses. Geochemically, their REE normalized patterns are very similar to those displayed by NIBAS and by other upper crustal reference compositions. Isotopically, especially due to their lower  $\epsilon\text{Nd}_{311}$ , the studied metapelites are clearly distinct from the Grupo das Beiras metasediments (the other major division of the CXG), and, instead, they resemble other metasedimentary units of the Iberian Massif.

Several lines of evidence suggest that calcsilicate (s.l.) rocks owe their composition not only to metasomatism that accompanied the granite intrusion, but also to an inheritance from their protoliths, which should have resulted from mixed sedimentation, both chemical and terrigenous.

Data on fractures collected during the internship in Tabuaço, shows that they have a pattern with a dominant NNE-SSW strike and dipping at a very high angle to W.



# Índice Geral

1	Introdução.....	1
1.1	Natureza e Âmbito da Dissertação.....	1
1.2	Objetivos Gerais do Trabalho.....	1
1.3	Estrutura da Dissertação.....	2
2	Localização, Geomorfologia e Clima.....	5
2.1	Localização Geográfica.....	5
2.2	Geomorfologia.....	5
2.3	Clima.....	6
3	Enquadramento Geológico e Metalogénico.....	7
3.1	A Orogenia Varisca na Europa.....	7
3.2	Maciço Ibérico.....	8
3.3	Zona Centro Ibérica, ZCI.....	11
3.3.1	Granitoides Variscos da Zona Centro Ibérica.....	12
3.3.2	Supergrupo Dúrico-Beirão.....	14
3.4	Geologia Regional.....	15
3.4.1	Grupo do Douro.....	15
3.4.2	Maciço de Tabuaço.....	18
3.4.3	Filões.....	20
3.5	Geologia Local.....	20
3.5.1	Granitoides.....	21
3.5.2	Metapelitos.....	21
3.5.3	Calossilicatadas s.l.....	22
3.5.4	Deformação.....	24
3.6	Jazigos de W em Portugal.....	24
3.7	Aspectos Gerais da Génese de Skarns.....	26
4	Síntese Petrográfica.....	31
4.1	Granitoides.....	31
4.1.1	Granito.....	31
4.1.2	Aplitos.....	33

4.1.3	Pegmatitos.....	34
4.2	Metapelitos .....	35
4.2.1	Xistos Biotíticos .....	35
4.2.2	Xistos Negros.....	36
4.3	Rochas Calcossilicatadas s.l.....	37
4.3.1	“Carbonatos” .....	37
4.3.2	Rochas Calcossilicatadas s.s. ....	39
4.3.3	Skarns M.....	40
4.3.4	Skarns N.....	42
4.3.5	Skarns L.....	43
5	Geoquímica de Rocha Total .....	45
5.1	Amostragem .....	45
5.2	Preparação das amostras .....	45
5.3	Métodos Analíticos.....	46
5.4	Resultados Analíticos .....	46
5.5	Caraterização Geoquímica dos Granitoides.....	51
5.5.1	Diagrama R1-R2.....	51
5.5.2	Diagrama dos “Minerais Caraterísticos” .....	52
5.5.3	Saturação em Alumina .....	53
5.5.4	Grau de Diferenciação das Rochas Granitoides .....	54
5.5.5	Perfis Normalizados de Elementos das Terras Raras .....	55
5.5.6	Classificação Tectónica.....	57
5.6	Caraterização Geoquímica dos Metassedimentos.....	59
5.6.1	Perfis Normalizados de Elementos das Terras Raras .....	59
5.7	Classificação Geoquímicas dos Skarns .....	62
6	Geologia Isotópica.....	67
6.1	Decaimento Radioativo .....	67
6.2	Sistema Rb-Sr .....	68
6.3	Sistema Sm-Nd .....	70
6.4	Metodologia Analítica .....	71
6.5	Isótopos Radiogénicos.....	74

6.5.1	Resultados .....	74
6.5.2	Datação pelo método Rb-Sr .....	76
6.5.3	Geoquímica Isotópica .....	77
7	Trabalhos Desenvolvidos na Empresa .....	81
7.1	Visita e acompanhamento diários das sondagens .....	82
7.2	Log de Sondagens.....	83
7.3	Estudo da Fraturação .....	92
7.3.1	Tipos de descontinuidades.....	92
7.3.2	Atitude das descontinuidades.....	93
7.3.3	Projeção das Descontinuidades .....	94
7.3.4	Diagramas de círculos máximos, de polos e de densidade de polos .....	95
7.3.5	Diagrama de Roseta .....	96
7.3.6	Aquisição de Dados .....	97
7.3.7	Resultados .....	99
8	Conclusões.....	111
	Referências Bibliográficas .....	115

## Índice Figuras

Figura 1 – Divisão do continente Europeu com base na época de cratonização segundo Hans Stille em 1994 (extraído de Ribeiro <i>et al.</i> , 1979).....	7
Figura 2 – Arco Ibero-Armoricano (extraído de Ribeiro <i>et al.</i> , 1979).....	8
Figura 3 – Unidades morfoestruturais da península Ibérica (Extraído de Ribeiro <i>et al.</i> , 1979)....	9
Figura 4 – Divisão do Maciço Ibérico em unidades geodinâmicas de 1ª e 2ª ordem, os terrenos e as zonas (extraído de Ribeiro, 2013a) .....	10
Figura 5 – Distribuição do Supergrupo Dúrico-Beirão: Grupo do Douro e Grupo das Beiras. Extraído de Dias <i>et al.</i> (2006). .....	14
Figura 6 – Coluna estratigráfica geral do Grupo do Douro. Extraído da folha 10-D (Alijó) da Carta Geológica da Portugal na Escala 1:50000 (Sousa & Sequeira, 1989). .....	16
Figura 7 – Coluna estratigráfica proposta para a área de São Pedro das Águias. Extraído de Borrego (2011). .....	21
Figura 8 – Mapa geológico da área de São Pedro das Águias e Aveleira. O mapa apresentado foi tratado em ArcGIS no âmbito deste trabalho, a partir de cartografia previamente feita pela empresa.....	23
Figura 9 – Distribuição dos principais sistemas mineralizantes da CIZ e sua relação espacial: (a) com os granitoides e zonas de cisalhamento “sin-D3”; (b) com os granitoides “tardi- a pos-D3” e desligamentos tardi-variscos (b). Extraído de Mateus & Noronha (2010).....	25
Figura 10 – Evolução da temperatura nas diferentes etapas de formação de skarns em função do tempo. Adaptado de Pirajno (2009). .....	28
Figura 11 – Etapas da formação de skarns: (1) metamorfismo isoquímico prógrado, formação de corneanas nas unidades não carbonatadas e formação de skarns de reação nas unidades carbonatadas; (2) metassomatismo, desenvolvimento de exo e endo skarns; (3) retrogradação, substituição dos minerais inicialmente formados por minerais hidratados e sulfuretos. Extraído de Pirajno (2009). .....	28
Figura 12 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama $R_1$ - $R_2$ proposto por La Roche et al. (1980). $R_1 = 1000[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]$ ; $R_2 = 1000(6Ca+2Mg+Al)$ . .....	52
Figura 13 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama dos minerais caraterísticos A-B, segundo Debon & Le Fort (1983). $B = Fe+Mg+Ti$ ; $A = Al-(K+Na+2Ca)$ ; Mu–moscovite; Bi–biotite; Ho – horneblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina. ....	53
Figura 14 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama de índice molecular $A/CNK$ , versus $SiO_2\%$ ( $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ). Os tipos I e S referem-se à classificação de Chappell &	

White (1974), em que os granitos de tipo I teriam uma fonte ígnea e os de tipo S uma fonte (meta-) sedimentar. ....	54
Figura 15 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama Rb-Ba-Sr, segundo El Bouseily & El Sokkary (1975). Campos: 1 – granitos muito diferenciados; 2 – granitos normais; 3 – granitos anómalos; 4 – granodioritos; 5 – quartzodioritos; 6 – dioritos.....	55
Figura 16 – Perfis de terras raras dos granitos e aplitos, normalizados para a composição do manto primordial (Sun & McDonough, 1989). Não se projetaram nem a única amostra analisada de pegmatito nem uma amostra de aplito (T08), por terem concentrações de vários elementos abaixo dos limites de deteção. As concentrações de Eu nos granitoides, mesmo nos projetados, estão sempre abaixo do limite de deteção, pelo que as anomalias representadas na posição desse elemento estão, também sempre, subestimadas .....	57
Figura 17 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama Nb versus Y, segundo Pearce <i>et al.</i> (1984). Campos: granitos de arco vulcânico mais granitos sin-colisionais– VAG + syn-COLG; granitos intra-placa – WPG;; granitos da crista oceânica – ORG.....	58
Figura 18 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama Ta versus Yb, segundo Pearce <i>et al.</i> (1984). Campos: granitos sin-colisionais – syn-COLG; granitos intra-placa – WPG; granitos de arco vulcânico – VAG; granitos da crista oceânica – ORG.....	59
Figura 19 – Perfis de terras raras dos metapelitos normalizados para o manto primordial. Projetou-se também a composição de referência NIBAS (Ugidos <i>et al.</i> , 2010). Normalização para a composição do manto primordial (Sun & McDonough, 1989) .....	60
Figura 20 - Perfis de terras raras das rochas calcossilicatadas s.l.. Projetou-se também a composição de referência NIBAS (Ugidos <i>et al.</i> , 2010). Normalização para a composição do manto primordial (Sun & McDonough, 1989).....	62
Figura 21 - Diagrama As vs Bi, segundo Newberry (1998), com a projeção dos vários tipos de rochas calcossilicatadas s.l. da área estudada. Uma amostra de Skarn N, bem como todas as amostras carbonatos e de calcossilicatadas s.s. projetam-se à esquerda da área representada, devido aos baixos teores de Bi.....	63
Figura 22 - Diagrama W/Sn vs Sn/Mo, segundo Newberry (1998), com a projeção dos vários tipos de rochas calcossilicatadas s.l. da área estudada. Para todas as composições, as posições dos símbolos correspondem a valores mínimos da razão Sn/Mo, visto que as concentrações de Mo estavam sempre abaixo do limite de deteção. No caso dos skarns M as posições dos símbolos, para além disso, também correspondem a valores mínimos de W/Sn, pois nessas rochas, pelo método analítico utilizado, só se sabe que as concentrações de W excedem 10000 ppm (ou seja, 1 %).....	64

Figura 23 - Diagrama Y vs Nb, segundo Newberry (1998), com a projeção dos vários tipos de rochas calcossilicatadas s.l. da área estudada. ....	64
Figura 24 - Diagrama simplificado ilustrando a metodologia usada na cromatografia iónica. Extraído de Ribeiro (2004). ....	73
Figura 25 - Projeção das razões no diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das 15 amostras analisadas para este sistema. Note-se que a escala das abcissas é logarítmica. ....	75
Figura 26 - Projeção das razões no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ das 15 amostras analisadas para este sistema. Note-se que a escala das abcissas é aritmética. ....	76
Figura 27 – Isócrona de rocha total dos granitoides estudados, usando o sistema Rb-Sr, para seis pontos, com um valor de $310.9 \pm 6.5$ Ma, com uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0.7146 \pm 0.0033$ e com um valor de MSWD de 1.7. A vermelho as amostras de granito, a laranja as amostras de aplito e a verde a amostra de pegmatito.....	77
Figura 28 – Diagrama de correlação isotópica $\epsilon \text{Nd}_i$ vs $\epsilon \text{Sr}_i$ calculados para 311 Ma. Os campos projetados, referentes a algumas litologias relevantes da ZCI e da ZGT, foram extraídos da síntese de Azevedo & Valle-Aguado (2013), baseada nos trabalhos de: Beetsma (1995) e Tassinari <i>et al.</i> (1995), para o CXG - Grupo das Beiras; Beetsma (1995), para os ortognaisses do Complexo Olho de Sapo; Villaseca <i>et al.</i> (1999), para os granulitos félsicos e pelíticos da crusta inferior; Peucat <i>et al.</i> (1990), para os granulitos básicos da crusta inferior. Note-se que o campo designado como do CXG foi, na verdade, obtido unicamente com análises de amostras do Grupo das Beiras. ....	80
Figura 29 – Distribuição das áreas concessionadas à Eurocolt Resources. Extraído de <a href="http://www.coltresources.com">http://www.coltresources.com</a> . ....	82
Figura 30 – Terminologia inglesa usada na definição de descontinuidades: (a) vista isométrica de um plano (dip e dip direction); (b) Vista plana de um plano; (c) vista isométrica de uma linha (plunge e trend). Extraído de E. Hoek & J. W. Bray, (2004). ....	94
Figura 31 – Várias representações da projeção estereográfica: (a) plano projetado no hemisfério inferior da esfera de referência; (b) vista isométrica de uma linha; (c) projeção de plano e respetivo polo no plano equatorial; (d) projeção de uma linha como polo no plano equatorial. Extraído de E. Hoek & J. W. Bray, (2004). ....	95
Figura 32 – Exemplo de projeções estereográficas para 25 planos de descontinuidade: (a) diagrama de círculos máximos; (b) diagrama de polos; (c) diagrama de densidades de polos..	96
Figura 33 – Exemplo de diagrama de roseta para 92 direções. ....	97
Figura 34 – Mapa geológico da área estudada com os pontos onde foram efetuadas medições de orientações de fraturas. ....	98
Figura 35 – Diagrama de roseta da totalidade das orientações das fraturas. ....	99

Figura 36 – Estereograma com os polos da totalidade das orientações das fraturas. ....	100
Figura 37 – Estereograma da totalidade das orientações com densidade de polos e com os planos das 5 famílias de fraturas.....	100
Figura 38 – Diagrama de roseta para as fraturas nos metapelitos. ....	101
Figura 39 – Estereograma com os polos das fraturas nos metapelitos. ....	102
Figura 40 – Estereograma com densidade de polos e com os planos das 3 famílias de fraturas nos metapelitos.....	102
Figura 41 – Diagrama de roseta para as fraturas nos granitoides. ....	103
Figura 42 – Estereograma com os polos das fraturas nos granitoides. ....	104
Figura 43 – Estereograma com densidade de polos e com os planos das 4 famílias de fraturas nos granitoides.....	104
Figura 44 – Diagrama de roseta para as fraturas nas calcossilicatadas s.l.....	105
Figura 45 – Estereograma com os polos das fraturas nas calcossilicatadas s.l.....	106
Figura 46 – Estereograma com densidade de polos e com os planos das 6 famílias de fraturas nas calcossilicatadas s.l. ....	106
Figura 47 – Diagramas de Roseta para a totalidade dos dados de fraturação e para as diferentes litologias em separado.....	108
Figura 48 – Estereogramas com densidades de polos e famílias de fraturas de todos os dados e de todas as litologias em separado. ....	109

## Índice Tabelas

Tabela 1 – Granitoides da ZCI. Adaptado de Ferreira <i>et al.</i> (1987a) e Azevedo & Valle Aguado (2013). .....	13
Tabela 2 – Principais mineralizações de tungsténio em skarns no setor português da Província Metalogenética Estano-Tungstífera Ibérica. (Fonte: SIORMINP - Sistema de Informação de Ocorrências e Recursos Minerais Portugueses, <i>in</i> <a href="http://geoportal.ineg.pt/geoportal/egeo/bds/siorminp/">http://geoportal.ineg.pt/geoportal/egeo/bds/siorminp/</a> ). .....	26
Tabela 3 – Concentrações dos óxidos de elementos maiores nas 26 amostras analisadas. ....	47
Tabela 4 - Concentrações de elementos vestigiais nas 26 amostras analisadas. ....	48
Tabela 5 - Concentrações de elementos vestigiais nas 26 amostras analisadas (continuação). ....	49
Tabela 6 - Concentrações de elementos das terras raras nas 26 amostras analisadas. ....	50
Tabela 7 – Valores das razões isotópicas, e respetivos erros, obtidos para o sistema Rb-Sr para 15 amostras estudadas. ....	74
Tabela 8 – Valores das razões isotópicas, e respetivos erros, obtidos para o sistema Sm-Nd para 15 amostras estudadas. ....	75
Tabela 9 – Valores usados no cálculo da isócrona de rocha total pelo sistema Rb-Sr.....	77
Tabela 10 - Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculadas para 311 Ma e respetivos $\epsilon\text{Sr}_{311}$ e $\epsilon\text{Nd}_{311}$ . ....	79
Tabela 11 – Códigos utilizados no log geológico, no campo “Litologia” .....	87
Tabela 12 – Códigos utilizados no log geológico, no campo “Estruturas” .....	88
Tabela 13 – Códigos utilizados no log geológico, no campo “Mineralização” .....	88
Tabela 14 – Códigos utilizados no log geológico, no campo “Alteração” .....	88
Tabela 15 – Códigos utilizados no log geotécnico, no campo “Strength”. ....	89
Tabela 16 – Orientações médias das famílias de fraturas definidas para a totalidade dos dados. ....	101
Tabela 17 – Orientações médias das famílias de fraturas definidas para os metapelitos.....	103
Tabela 18 – Orientações médias das famílias de fraturas nos granitoides.....	105
Tabela 19 – Orientações médias das famílias de fraturas nas calcossilicatadas s.l. ....	107

## Índice Fotos

Foto 1 – Vista aérea da área em estudo (Google Earth). .....	5
Foto 2 – Vista panorâmica Sul da área em estudo, (Google Earth). .....	6
Foto 3 – Sonda em operação. ....	83
Foto 4 – Local de onde é efetuado o log das sondagens. ....	85
Foto 5 – Log de uma sondagem. ....	85
Foto 6 – Determinação das massas de testemunhos: a) seca; b) submersa. ....	90
Foto 7 – Caixas de sondagem com xisto, skarn e veio pegmatítico depois do efetuado o log e a marcação da amostragem.....	91
Foto 8 – Caixas de sondagem com testemunhos já amostrados.....	91
Foto 9 – Aquisição de orientações de fraturas em afloramento de xisto negro. ....	97

## Índice de Microfotos

Microfoto 1 - (a) Vista geral de granito (qtzo-quartzo, mic-microclina, mosc-moscovite, msec-moscovite secundária); (b) Vista com plagioclase fraturada (qtzo-quartzo, mic-microclina, mosc-moscovite, plag-plagioclase). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ..	32
Microfoto 2 – Granito: vista com turmalina (turm-turmalina, qtzo-quartzo, mic-microclina, plag-plagioclase, seric-sericite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.....	33
Microfoto 3 - Granito: vista com pequeno agregado fascicular de actinolite (actin-actinolite, qtzo-quartzo, mic-microclina, plag-plagioclase, mosc-moscovite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	33
Microfoto 4 - Vista geral de aplito (qtzo-quartzo, mic-microclina, plag-plagioclase, mosc-moscovite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	34
Microfoto 5 - Cristal de feldspato alcalino pertitzado e caulinizado, em pegmatito. À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.....	35
Microfoto 6 – Enclave calcossilicatado em pegmatito: vista com cristal de clinopiroxena (diop) e plagioclase (plag). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.....	35
Microfoto 7 - Vista geral do xisto biotítico (qtzo-quartzo, opc-opacos, mos-moscovite, bio-biotíte). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	36
Microfoto 8 - Vista geral do xisto negro (qtzo-quartzo, opc-opacos, graf-grafite, bio-biotíte). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	37
Microfoto 9 - Aspecto de dois níveis distintos em “carbonato”: o inferior é muito calcítico; o superior é rico de silicatos, destacando-se o quartzo e o epídoto (maioria dos grãos com cores de polarização vivas), mas contendo também esfena-leucoxena, actinolite e micas (calc-calcite; qtzo-quartzo). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	38
Microfoto 10 - Vista com estratificação dobrada em “carbonato” (bio-biotite, calc-calcite, leuc-leucoxena, seric-sericite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	39
Microfoto 11 - Vista com biotite (bio-biotite, calc-calcite, clor-clorite, qtzo-quartzo). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	39
Microfoto 12 - Nível de granulometria fina de calcossilicatada, constituído predominantemente por quartzo (relevo baixo e cores de polarização cinzentas e brancas) e epídoto (relevo alto e cores de polarização vivas). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	40
Microfoto 13 – Rocha calcossilicatada. Porfiroblasto de clinopiroxena, contactando com quartzo, também de grandes dimensões, bem como com uma matriz fina rica de quartzo,	

clinozoisite (cor de polarização azul anómala, distinta do azul de 2ª ordem da clinopiroxena) e leucoxena (diop-clinopiroxena, qtzo-quartzo). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	40
Microfoto 14 - Veio de calcite, em setor de rocha calcossilicatada rico em clinozoisite, leucoxena e calcite (calc-calcite, clz-clinozoisite, leuc-leucoxena). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	40
Microfoto 15 - Aspeto de skarn M (fluo - fluorite, leuc - leucoxena, vesu - vesuvianite, seric - intensa sericitização de plagioclase). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados..	41
Microfoto 16 - Profiroblasto de vesuvianite (vesu) e leucoxena (leuc). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.....	41
Microfoto 17 - Grão de scheelite (sche) envolvido por outros minerais (seric – plagioclase muito sericitizada, qtzo - quartzo, fluo - fluorite, leuc-leucoxena). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	42
Microfoto 18 - Porfiroblastos de granada (gran) em skarn N. No campo de visão, há ainda abundância de calcite (calc) e epidoto (epid). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	42
Microfoto 19 - Nível de granulometria fina da lâmina T15. Este nível é rico em epidoto, quartzo (e plagioclase?), granada (mineral isotrópico) e esfena-leucoxena. À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	43
Microfoto 20 - Nível de granulometria grosseira da lâmina T23. No campo de visão são bem visíveis, calcite (calc), clinozoisite (clz), actinolite (anfi) e granada (mineral isotrópico).A clinozoisite aparece com cores de polarização de 1ª ordem, quer o azul anómalo quer cores um pouco mais altas (até ao laranja). Note-se que, neste campo de visão, as cores de polarização da anfíbola são baixas. À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ...	43
Microfoto 21 – Skarn L: nível de granulometria fina e rico em quartzo, clinopiroxena e epidoto. ....	44
Microfoto 22 - Skarn L: nível grosseiro e rico em scheelite (sche) e esfena-leucoxena (leuc). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados. ....	44



# 1 Introdução

## 1.1 Natureza e Âmbito da Dissertação

A presente dissertação resulta de um estágio curricular realizado na empresa Colt Resources no âmbito da disciplina de Dissertação/Projeto/Estágio do 2º ano do curso de Mestrado em Engenharia Geológica (2º ciclo, segundo o modelo de Bolonha) da Universidade de Aveiro. O trabalho que originou a presente dissertação desenrolou-se em duas fases: a primeira etapa passou pela realização de várias atividades necessárias à empresa, bem como pela obtenção de amostras e dados na área de São Pedro das Águias – Concessão de Tabuaço; a segunda fase, realizada no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, consistiu na análise das amostras, tratamento dos dados e respetiva interpretação. Os trabalhos desenvolvidos na empresa tiveram orientação e supervisão dos engenheiros geólogos Nuno Castanho e Gabriel Sérgio, e a globalidade do trabalho teve a orientação científica do Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos.

## 1.2 Objetivos Gerais do Trabalho

Para a presente dissertação definiram-se como objetivos principais:

- a realização de um estudo petrográfico, de geoquímica elementar e de geologia isotópica das litologias presentes na área de São Pedro das Águias – Concessão de Prospeção Mineira de Tabuaço, proporcionando ao autor o aprofundamento de conhecimentos sobre as metodologias de estudo utilizadas e levando, simultaneamente, a uma melhor caracterização daquelas litologias, à formulação de hipóteses petrogenéticas e à datação do fenómeno intrusivo que induziu o processo hidrotermal-metassomático responsável pelas mineralizações de scheelite;

- o estudo da fraturação existente na área estudada, determinando as suas principais direções, o que corresponde a um tipo de informação essencial não só do ponto de vista do conhecimento geológico geral mas também na perspetiva de engenharia (especialmente, tendo em conta a hipótese de início de exploração experimental), permitindo ao autor aplicar técnicas na aquisição de dados deste género e proceder à sua análise recorrendo a software específico;

- a iniciação do autor no mercado de trabalho, familiarizando-o com as metodologias utilizadas pela empresa na prospeção mineira, em especial no acompanhamento e realização de sondagens, bem como na elaboração dos seus *logs* e subsequente interpretação.

### **1.3 Estrutura da Dissertação**

Para além deste capítulo introdutório, a dissertação é constituída por mais sete, perfazendo um total de oito capítulos, seguidos de referências bibliográficas e um anexo organizados do seguinte modo:

#### **Capítulo 2. Localização, Geomorfologia e Clima**

Neste capítulo situa-se a geograficamente área estudada, abordando-se também aspetos geomorfológicos e climáticos.

#### **Capítulo 3. Enquadramento Geológico e Metalogénico**

Este capítulo enquadra geologicamente a área estudada, partindo de um contexto mais geral, o Varisco na Europa, até ao mais particular, as litologias presentes na área. Abordam-se também, neste capítulo, os jazigos de W em Portugal e os aspetos gerais da génese de skarns.

#### **Capítulo 4. Síntese Petrográfica**

No capítulo 4, descreve-se, de modo sucinto, a petrografia de todas as litologias presentes na área estudada.

#### **Capítulo 5. Geoquímica de Rocha Total**

Neste capítulo, apresenta-se uma caracterização geoquímica sintética das várias litologias estudadas, através da utilização e interpretação de dados de concentrações dos elementos mais importantes na identificação de assinaturas de diversos processos geológicos.

#### **Capítulo 6. Geologia Isotópica**

Este capítulo aborda fundamentos da geologia de isótopos radiogénicos, as metodologias analíticas utilizadas nos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, e os resultados obtidos para os referidos sistemas. Inclui a obtenção de uma isócrona de

rocha total, pelo método Rb-Sr, para a instalação das rochas granitoides na área estudada.

### **Capítulo 7. Trabalhos Desenvolvidos na Empresa**

O capítulo 7 contempla os vários trabalhos desenvolvidos durante o estágio na empresa Colt Resources, com especial ênfase no acompanhamento diário de sondagens, na elaboração dos respetivos *logs* e no estudo de fraturação da área estudada.

### **Capítulo 8. Conclusões**

Como parte final desta dissertação, o capítulo 8 faz a síntese das conclusões obtidas durante o trabalho.

### **Referências Bibliográficas**

### **Anexo I**



## 2 Localização, Geomorfologia e Clima

### 2.1 Localização Geográfica

A zona em estudo situa-se três quilómetros a sueste de Távora (Foto 1) no concelho de Tabuaço, distrito de Viseu, no centro-norte de Portugal, entre as longitudes  $7^{\circ} 31' 33.80''$  e  $7^{\circ} 30' 36.60''$  e as latitudes  $41^{\circ} 05' 35.70''$  e  $41^{\circ} 04' 56.90''$ . Localizada ao longo do flanco ocidental do vale do rio Távora, afluente do rio Douro, a área, de aproximadamente 50 hectares, abrange duas quintas vinícolas: a norte, a quinta da Avelreira e, a sul, a quinta de S. Pedro das Águias.

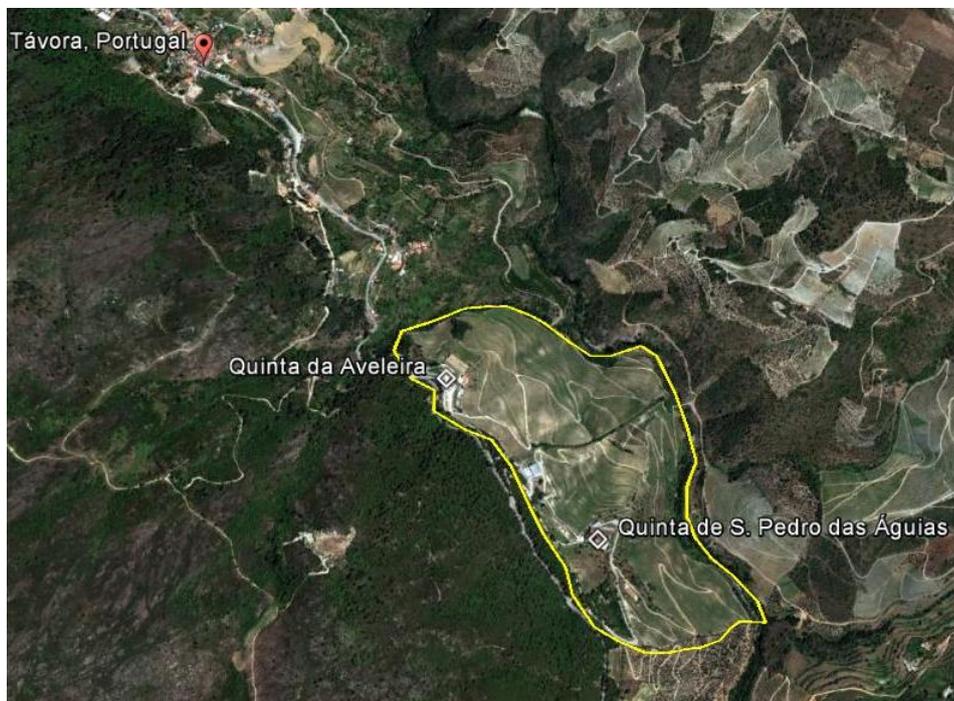


Foto 1 – Vista aérea da área em estudo (Google Earth).

### 2.2 Geomorfologia

Apesar da área em estudo se encontrar a baixa altitude, esta varia bastante de este para oeste (Foto 2), indo dos 200 aos 400 metros de altitude em apenas 600 metros na horizontal, caracterizando-se, portanto, por um declive bastante acentuado, em patamares sucessivos de vinhedo, árvores silvestres e de fruto e ainda alguns afloramentos rochosos.



Foto 2 – Vista panorâmica Sul da área em estudo, (Google Earth).

## 2.3 Clima

O clima da área em estudo é distinto do das suas imediações, devido à configuração de vale íngreme, produzindo um efeito de microclima. Pode ser descrito como temperado húmido, com temperatura média de 15° C e precipitação média anual de cerca de 200 mm, a qual ocorre predominantemente durante o período de Novembro a Março.

### 3 Enquadramento Geológico e Metalogénico

A área estudada situa-se na Zona Centro-Ibérica, uma das zonas geotectónicas do Maciço Ibérico, e abrange vários tipos de litologia. Como tal, neste capítulo, proceder-se-á ao enquadramento geológico da área estudada, fazendo a sua contextualização geológica a diferentes níveis, desde o Varisco na Europa, passando pelo Maciço Ibérico e Zona Centro-Ibérica e terminando com a síntese das diferentes litologias presentes na área estudada.

#### 3.1 A Orogenia Varisca na Europa

A atual estruturação geológica da Europa ocidental resultou em grande medida da atuação de diferentes orogenias desde o Neoproterozoico, em particular a cadomiana (800?-540 Ma), a caledónica (550-400 Ma), a varisca (400-260 Ma) e a alpina (100-0 Ma). Hans Stille, em trabalho publicado em 1924, dividiu o continente europeu, com base na época de cratonização, em quatro domínios (Figura 1; Ribeiro *et al.*, 1979): a Eo-Europa, sem deformação importante desde o Precâmbrico; a Paleo-Europa, sem deformação importante desde o final do Paleozoico inferior; a Meso-Europa, domínio isento de deformação importante desde o final do Paleozoico superior; e a Neo-Europa, intensamente deformada no Cenozóico inferior-médio e ainda não estabilizada.



Figura 1 – Divisão do continente Europeu com base na época de cratonização segundo Hans Stille em 1924 (extraído de Ribeiro *et al.*, 1979).

A orogenia varisca, também denominada de orogenia hercínica, levou à formação de uma grande cadeia montanhosa no final do Paleozoico e determinou as características geológicas fundamentais da região designada por Meso-Europa. Essa orogenia resultou da colisão continental envolvendo os supercontinentes Gondwana e Laurússia, bem como os microcontinentes Iberia e Armórica, após abertura e subsequente fecho dos oceanos Rheic e Paleotétis (Ribeiro, 2013a). No final desta colisão, formaram-se o supercontinente Pangea e o superoceano Pantalassa. Durante a orogenia, a Cadeia Varisca europeia curvou em torno do Golfo da Biscaia, definindo um arco, o Arco Ibero-Armoricano (Figura 2). Atualmente a cadeia varisca europeia é descontínua e formada por vários maciços, mais ou menos individualizados, sendo o Maciço Ibérico o mais ocidental deles (Figura 2).

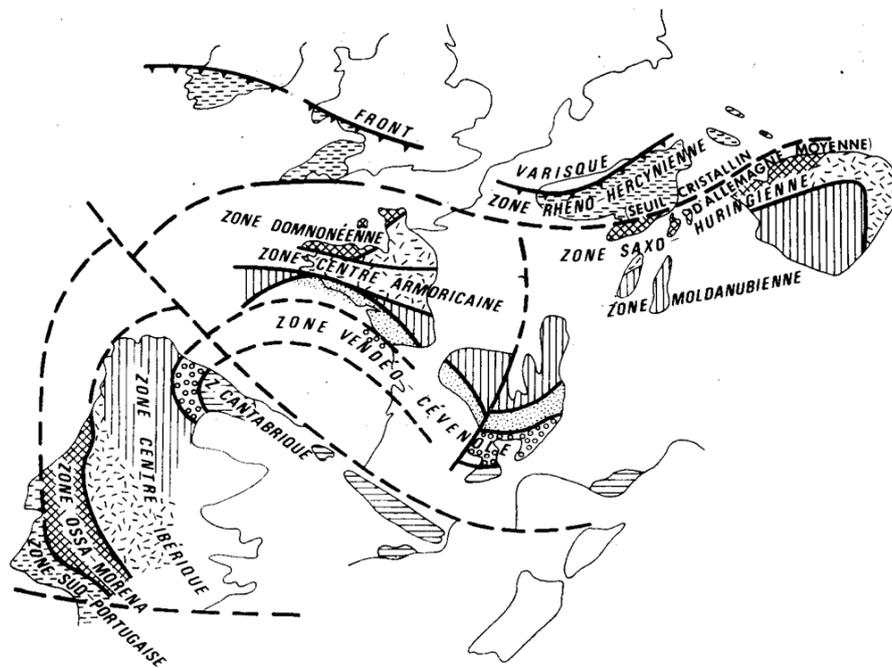


Figura 2 – Arco Ibero-Armoricano (extraído de Ribeiro *et al.*, 1979).

### 3.2 Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico, também denominado Maciço Hespérico ou Varisco Ibérico, é o segmento mais ocidental do orógeno varisco e ocupa a quase totalidade da Península Ibérica, à exceção da Cadeia Bética e da Bacia do Guadalquivir, a SE, e da Cadeia Cantabro-Pirenaica e da Bacia do Ebro, a NW (Ribeiro *et al.*, 1979). O Maciço Ibérico é constituído por rochas de idades compreendidas entre o Proterozoico Superior e o Carbónico, afetadas por deformação e metamorfismo de intensidade variável e por abundantes volumes de intrusões graníticas (Ribeiro *et al.*, 1979). A cobrir o soco varisco em território português, existem duas

importantes bacias sedimentares meso-cenozoicas (a Bacia Lusitaniana, a ocidente, e a Bacia Meridional ou Algarvia, a sul) e várias bacias cenozoicas (em especial, a do Baixo Tejo e do Sado). Durante o Cenozoico, ocorrem importantes fenómenos orogénicos alpinos afetando a Península Ibérica, em especial com a inversão das suas margens norte e sul, o que causou a formação da Cadeia Cantabro-Pirenaica e da Cadeia Bética; contudo, o território português está fora do domínio de inversão alpina intensa (Ribeiro, 2013b).

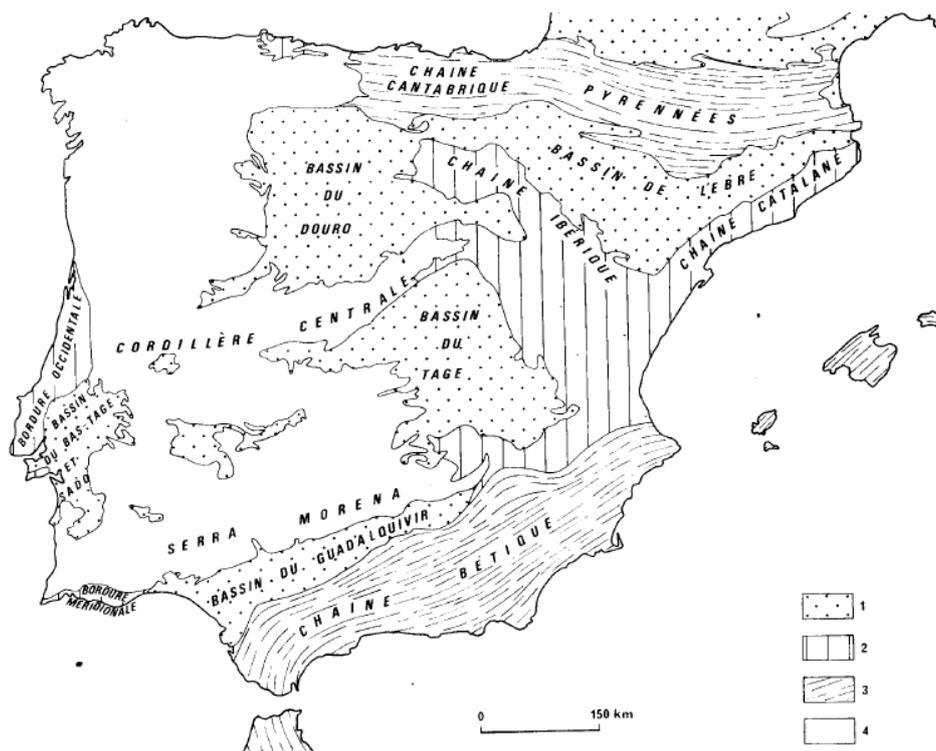


Figura 3 – Unidades morfoestruturais da península Ibérica (Extraído de Ribeiro *et al.*, 1979).

Franz Lotze, em 1945, foi o primeiro autor a caracterizar o Maciço Ibérico tendo em conta critérios geotectónicos, definindo seis grandes unidades: Zona Cantábrica, Zona Astúrico-Occidental-Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso-Oriental-Alcúdice, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul-Portuguesa. Posteriormente, Julivert *et al.* (1972) modificaram a individualização de Lotze, considerando a existência das seguintes zonas: Cantábrica; Astúrico-Occidental-Leonesa; Centro-Ibérica (em que se incluía uma sub-zona de Galiza Média e Trás-os-Montes); Ossa-Morena; Sul-Portuguesa. Mais tarde, Farías *et al.* (1987) propuseram que a sub-zona de Galiza Média e Trás-os-Montes fosse individualizada como Zona da Galiza-Trás-os-Montes. Mais recentemente, tendo em conta a estruturação geodinâmica imposta ao Maciço Ibérico pelo Arco Ibero-Armoriano, tem-se hierarquizado o Maciço Ibérico em unidades

geodinâmicas de 1ª e 2ª ordem, os terrenos e as zonas, respetivamente (Ribeiro & Sanderson, 1996; Vera, 2004; Ribeiro *et al.*, 2007). O Maciço Ibérico contém seis terrenos: Terreno Ibérico, composto pelas zonas Cantábrica, Astúrico-Occidental-Leonesa, Centro-Ibérica e Ossa-Morena; Terreno Sul-Português; Terreno Continental Alóctone; Terreno Ofiolítico do NW Ibérico; Terrenos Ofiolíticos do SW Ibérico; Terrena Finisterra (Figura 4). Os quatro últimos são considerados de proveniência exótica, tendo sido carreados sobre os terrenos ibérico e sul-português (Ribeiro, 2013a).

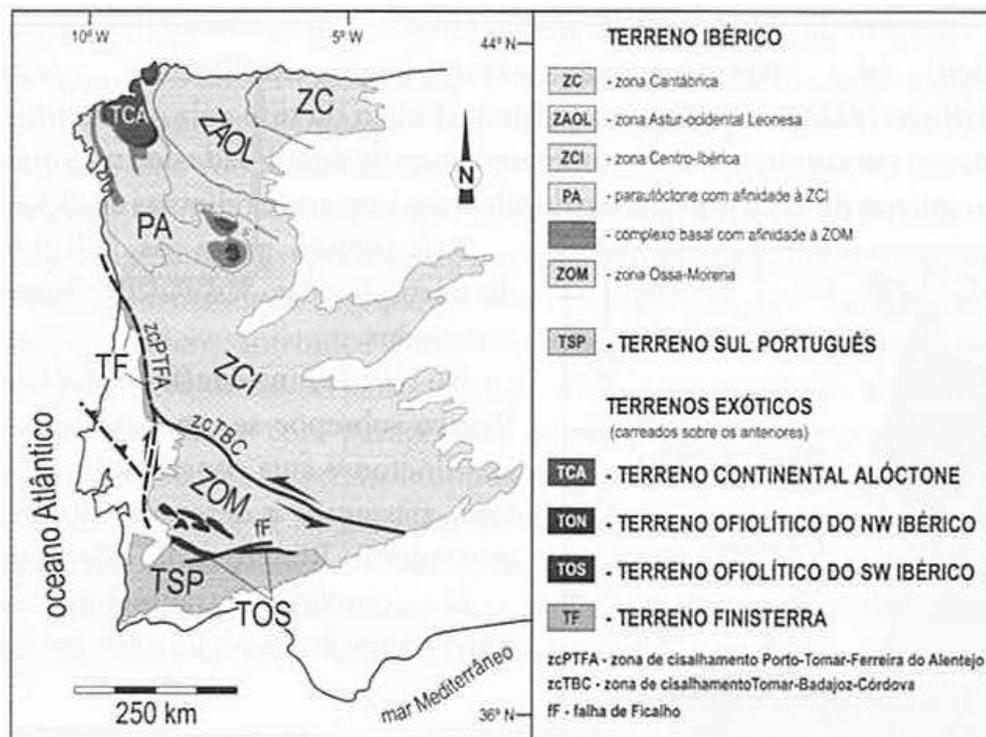


Figura 4 – Divisão do Maciço Ibérico em unidades geodinâmicas de 1ª e 2ª ordem, os terrenos e as zonas (extraído de Ribeiro, 2013a)

A Zona Cantábrica e o Terreno Sul Português constituem as zonas externas do orógeno varisco ibérico, onde as seqüências do Paleozoico superior apresentam grande desenvolvimento com deformação tardia, metamorfismo regional de baixo grau e raras intrusões graníticas sin-orogénicas (Ribeiro *et al.*, 1979). As zonas internas do orógeno são a Zona Astúrico-Occidental Leonesa, Zona de Galiza-Trás-os-Montes, Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena, onde predominam formações precâmblicas e paleozoicas inferiores, com deformação mais precoce e intensa, metamorfismo regional podendo atingir grau elevado e plutonismo granítico sin-orogénico abundante (Ribeiro *et al.*, 1979).

### 3.3 Zona Centro Ibérica, ZCI

A Zona Centro Ibérica é a maior de todas as zonas geotectónicas do Maciço Ibérico. Situada na parte central do Terreno Ibérico, contacta a noroeste com a Zona de Galiza-Trás-os-Montes, a nordeste com a Zona Astúrico-Occidental-Leonesa, a oeste com o Terreno Finisterra (pelo cisalhamento de Porto-Tomar) e a sul com a Zona de Ossa-Morena (pelo cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova).

A nível estratigráfico, predominam rochas do Precâmbrico e/ou Câmbrio inferior depositadas sobre um soco cadomiano. Tendo em conta as diferentes características das formações daquelas idades, Martínez-Catalán *et al.* (2004) subdividiram a ZCI em dois domínios: o domínio do Complexo Xisto-Grauváquico, também designado por Supergrupo Dúrico-Beirão (abordado em maior pormenor mais à frente neste texto); e o domínio do Olho-de-Sapo. O domínio do Complexo Xisto-Grauváquico ocupa uma área muito vasta da ZCI, incluindo, em Portugal, a zona do Douro e quase toda a parte central do país, e é constituído por uma série detrítica muito espessa. O domínio do Olho-de-Sapo ocupa a parte nordeste da ZCI e é constituído essencialmente por gnaisses glandulares. Sobre estes domínios depositou-se, discordantemente devido ao evento denominado de Fase Sarda, uma sequência transgressiva do Ordovícico inferior que, na sua base, é marcada pela deposição de níveis predominantemente arenosos (entre os quais, aqueles que originaram o Quartzito Armoricano), com a sedimentação detrítica (predominantemente pelito-psamítica) a prosseguir no Ordovícico médio e superior, embora no topo da sequência ordovícica se encontre um nível calcário (Robardet & Gutierrez Marco, 1990). O início do Silúrico é marcado por uma importante descontinuidade estratigráfica, que vários autores relacionam com acontecimentos glacio-eustáticos erosivos do final do Ordovícico (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). O Silúrico é bastante uniforme em toda a Zona Centro-Ibérica e caracteriza-se pela presença de xistos negros com graptólitos com intercalações de arenitos. Os materiais pós-silúricos estão escassamente representados na ZCI. Em Portugal, existem três áreas com alguma representação de litologias devónicas (Dias *et al.*, 2013) - Marão, Porto e NE de Bragança – onde, em geral, está testemunhada predominantemente sedimentação detrítica pelito-psamítica. Quanto ao Carbónico, os seus afloramentos, na parte portuguesa da ZCI estão confinados ao Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão, onde ocorrem níveis detríticos, frequentemente muito grosseiros, e bancadas de carvão, indicando sedimentação em bacias límnicas intramontanhas (Ribeiro *et al.*, 1979; Sousa & Wagner, 1983; Dias *et al.*, 2013). Estes sedimentos são todos de andares da parte superior do período Carbónico (Sousa & Wagner, 1983).

O maior contributo para a estruturação do Maciço Ibérico, e consequentemente da ZCI, foi o da orogenia varisca, sendo, por isso, em função dela que se sistematizam as várias etapas de deformação que afetaram os litologias daquele maciço, sendo elas: deformação pré-varisca; deformação varisca e deformação tardi-varisca. A deformação pré-varisca atuou sobre o soco cadomiano e sobre os sedimentos ante-ordovícicos, tendo como auge a discordância angular que marca a passagem do Câmbrio para Ordovícico, a “discordância sarda”. Esta discordância resultou da Fase Sarda, a qual parece ter correspondido a movimentação tectónica de blocos em regime extensional, com produção de um dobramento suave, sem foliação nem metamorfismo associados (Díez Balda *et al.*, 1990). A deformação varisca, resultante da orogenia que lhe dá o nome, foi o principal agente estruturante da ZCI, sendo reconhecidas três fases principais de deformação dúctil, designadas por  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$  (Díez Balda *et al.*, 1990). A primeira fase, a mais intensa, com carácter regional, definiu a maioria das estruturas atuais da ZCI (Ribeiro *et al.*, 1979; Díez Balda *et al.*, 1990). No domínio do Complexo Xisto-Grauváquico, a  $D_1$  afetou toda a sequência sedimentar ante-carbónica e produziu uma estrutura em flor (*flower structure*) de primeira ordem, com dobras deitadas e cavalgamentos nos bordos norte e sul, e dobras com plano axial vertical ou muito inclinado no setor central (Ribeiro *et al.*, 1979; Pereira *et al.* 1993; Moreira *et al.*, 2010). As dobras de primeira fase e a xistosidade de plano axial associada (S1) têm direção predominantemente NW-SE, podendo sofrer variações nas proximidades de grandes acidentes tectónicos. As segunda e terceira fases de deformação varisca têm importância mais localizada. A  $D_2$  afeta principalmente sequências metamórficas de grau médio a alto e está geralmente associada a zonas de cisalhamento subhorizontais (Díez Balda *et al.*, 1990; Valle Aguado, 1992). A terceira fase de deformação aproveita os eixos das dobras da primeira fase -redobrando as estruturas e criando dobras de plano axial subvertical-, estando frequentemente relacionada com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, direitas e esquerdas, onde se concentra a deformação (Burg *et al.*, 1981; Reavy, 1989; Díez Balda *et al.*, 1990; Valle Aguado, 1992). A deformação tardi-varisca dá-se em regime frágil numa fase final da orogenia, criando dois sistemas de falhas principais conjugados: um sistema direito com direção NNW-SSE a NW-SE e um sistema esquerdo, mais desenvolvido, com direção NNE-SSW a ENE-WSW (Ribeiro *et al.*, 1979).

### 3.3.1 Granitoides Variscos da Zona Centro Ibérica

Os granitoides apresentam ampla expressão na Zona Centro Ibérica, sendo excelentes indicadores cronológicos e petrogenéticos das condições tectono-metamórficas prevalentes durante a orogenia varisca. Vários critérios têm sido utilizados para agrupar e classificar os

diferentes granitoides da ZCI, nomeadamente petrográficos, geoquímicos, estruturais e geocronológicos (e.g.: Schermerhorn, 1956; Oen, 1970; Capdevila & Floor, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Ferreira *et al.*, 1987a). Com base em dados petrográficos e geoquímicos de corpos granitoides do noroeste de Espanha, Capdevila & Floor (1970) e Capdevila *et al.* (1973) dividiram-nos em duas grandes categorias: (i) granitos de duas micas; (ii) granodioritos e granitos biotíticos calco-alcalinis. Tendo em conta critérios estruturais e geocronológicos, Schermerhorn (1956) e Oen (1958; 1970) agruparam os granitoides variscos do norte de Portugal em dois grandes conjuntos: os granitoides *Oldest* e ou *Older*, constituídos por granitos mesozonais, concordantes com estruturas regionais, e ocupando frequentemente os núcleos de antifomas de terceira fase de deformação (D3); e os granitoides *Younger*, constituído por complexos intrusivos zonados, alóctones, epizonais, discordantes em relação às estruturas regionais e aos granitoides *Older*. Tendo em conta que a tectónica regional teve um papel fundamental na instalação dos granitoides na ZCI, Ferreira *et al.* (1987a) subdividiram os granitoides variscos, com base nas relações temporais com as diferentes etapas de evolução da orogenia varisca, classificando assim os granitoides em três grupos: granitoides pré-orogénicos; granitoides sin-orogénicos e granitoides tardi a pós-orogénicos. Sendo a terceira fase de deformação dúctil (D3) a principal fase responsável pela enorme quantidade de corpos graníticos na ZCI (Ferreira *et al.*, 1987a), pode-se ainda subdividir os granitos sin-orogénicos em granitos ante-D3 e granitos sin-D3 (Tabela 1). A zona estudada contacta com uma associação de granitoides tardi-D3 que constituem o maciço granítico de Tabuaço (Ferreira *et al.*, 1987b).

Tabela 1 – Granitoides da ZCI. Adaptado de Ferreira *et al.* (1987a) e Azevedo & Valle Aguado (2013).

Granitoides Variscos			
Classificação		Fácies mais comuns	Idades U-Pb
Pré-Orogénicos		<i>Oldest</i> - Granitoides do Proterozoico superior ao Paleozoico (ortognaisses)	
Sin-Orogénicos	Ante-D3	-Granitos de duas micas ou biotíticos com restitos	
	Sin-D3	<i>Older</i> -Leucogranitos e granitos de duas micas, com deformação variável -Granodioritos e granitos biotíticos, com deformação variável	320-310 Ma
Tardi a Pós-Orogénicos		<i>Younger</i> - Granitos biotíticos, biotítico-moscovíticos e de duas micas, por vezes porfiroides - Granitos essencialmente biotíticos, frequentemente porfiroides -Gabros, dioritos, monzogranitos, quartzitos e granodioritos	310-290 Ma

### 3.3.2 Supergrupo Dúrico-Beirão

Na Zona Centro-Ibérica, afloram várias sucessões litoestratigráficas turbidíticas, essencialmente ante-ordovícicas, correspondendo a sequências espessas de alternâncias de metapelitos e metagrauvaques, pontualmente intercaladas de quartzitos, metaconglomerados e carbonatos. Estas sucessões litoestratigráficas foram designadas de várias formas em Portugal, inicialmente por *Formação Xistosa da Beira* (Nery Delgado, 1905), *Xistos da Beira* (Schermerhorn, 1955) e *Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico* (Carrington da Costa, 1950), sendo a última a designação mais utilizada pela comunidade científica. Atualmente esta sucessão é designada por *Supergrupo Dúrico-Beirão* (Silva *et al.*, 1987/89) e está subdividida em dois grupos, *Grupo do Douro* (Sousa, 1982) e *Grupo das Beiras* (Silva *et al.*, 1988; Oliveira *et al.*, 1992) (Figura 1).

O Grupo do Douro situa-se a norte, aflorando essencialmente junto ao rio Douro, separando-se do Grupo das Beiras, a sul, por uma linha que passa por S. João da Madeira, Viseu e Serra da Malcata (Oliveira *et al.*, 1992). Litoestratigraficamente esta separação faz-se essencialmente pelo contraste devido à presença de calciturbiditos no Grupo do Douro e à inexistência dessas litologias no Grupo das Beiras. Segundo a folha 14-B (Moimenta da Beira) da Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50000 (Ferreira & Sousa, 1994), os metassedimentos da zona estudada inserem-se no Grupo do Douro, o qual é descrito seguidamente.

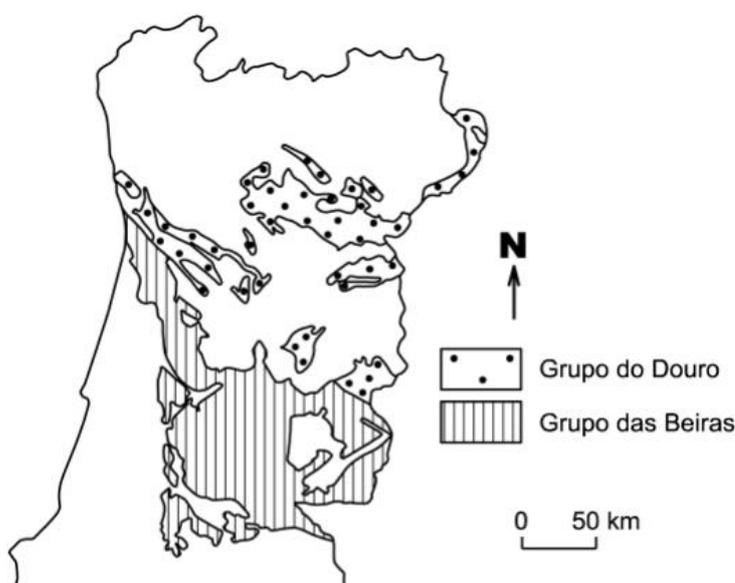


Figura 5 – Distribuição do Supergrupo Dúrico-Beirão: Grupo do Douro e Grupo das Beiras. Extraído de Dias *et al.* (2006).

## 3.4 Geologia Regional

### 3.4.1 Grupo do Douro

A sequência litoestratigráfica do Grupo do Douro (Figura 6), de idade câmbria inferior, foi estabelecida na área de Alijó (abrangida pela folha 10-D da Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50000), por Sousa (1982), o qual considerou a existência de seis formações: Bateiras, Ervedosa do Douro, Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e S. Domingos. Posteriormente, Silva & Ribeiro (1985), assinalaram, na área de Vila Nova de Foz Côa, a existência de um carreamento sin-sedimentar com idade sarda, denominado carreamento da Senhora do Viso. Este carreamento conduziu à duplicação da sequência, pelo que o Grupo do Douro passou a ser considerado como uma unidade autóctone, constituída pelas formações Bateiras e Ervedosa do Douro, a que se sobrepôs uma unidade alóctone, constituída pelas formações Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e S. Domingos. Mais recentemente, Romão *et al.* (2005) vieram propor que a Formação de S. Domingos poderá corresponder a um depósito contemporâneo do carreamento da Senhora do Viso.

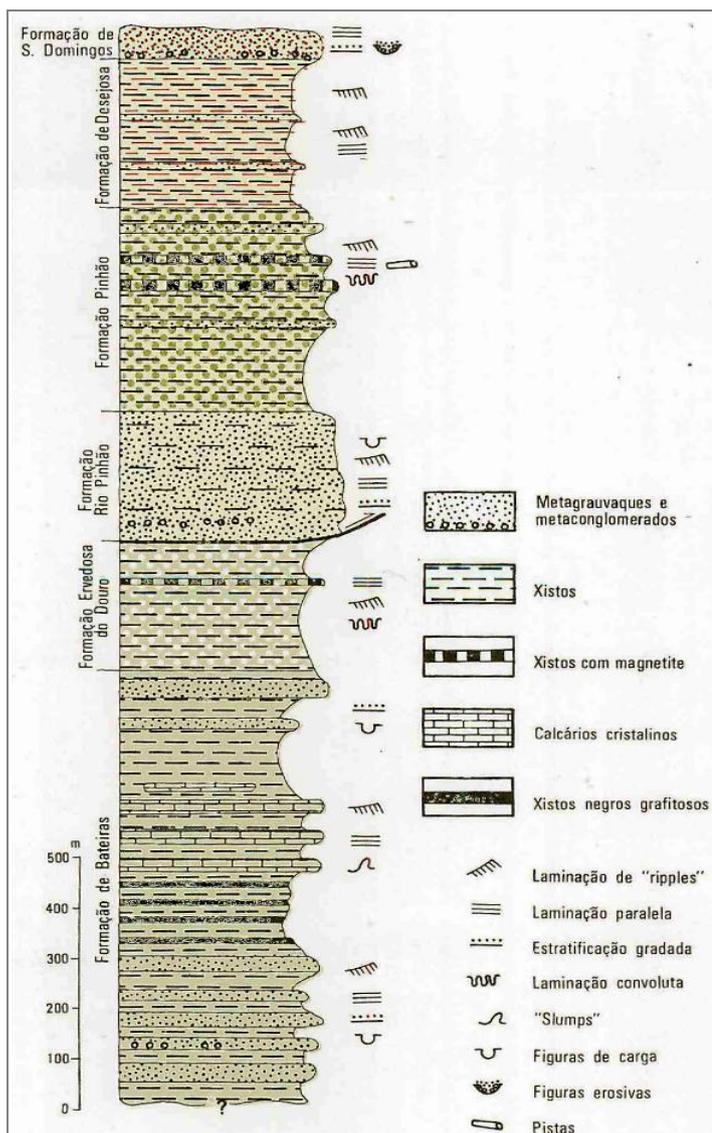


Figura 6 – Coluna estratigráfica geral do Grupo do Douro. Extraído da folha 10-D (Alijó) da Carta Geológica da Portugal na Escala 1:50000 (Sousa & Sequeira, 1989).

### Formação de Bateiras (autóctone)

Com o limite inferior ainda desconhecido, esta unidade é a base do autóctone do Grupo do Douro, sendo a mais antiga. Aflora no núcleo de um anticlinório da  $D_1$ , com direção WNW-ESSE, tendo uma espessura estimada de mais de 800 metros (Sousa, 1982). Esta formação foi dividida em dois membros na região de Alijó:

- Membro inferior – começa com um bancada de metagrauvaques com um nível de microconglomerados (Sarzedinho), seguido de bancadas de metagrauvaques maciças alternadas com filitos negros grafitosos e finas alternâncias de metagrauvaque-filito negro (Sousa, 1982, 1984);

- Membro superior – tem como litologias mais típicas os mármore (frequentemente designados como calcários), presentes em bancadas geralmente centimétricas, associados a espessos níveis de filitos cinzentos e metagrauvaques. Os calcários são cinzentos escuros (ou por vezes, de cor creme) e têm composição predominantemente calcítica, existindo também termos dolomíticos, embora mais raros. Assinala-se a passagem lateral de (meta-) calcários a (meta-) conglomerados com clastos de quartzo embebidos numa matriz carbonatada (Sousa, 1979).

Na zona de Tabuaço, a Formação de Bateiras foi identificada pela presença de xistos negros e mármore, aflorando numa estrutura anticlinal que acompanha parcialmente o rio Távora. As litologias desta formação estão, aqui, afetadas pela ação do metamorfismo de contacto, chegando a gerar-se andaluzite nos metapelitos (Ferreira & Sousa, 1994), visto estarem intruídas pelo maciço granítico de Tabuaço. Devido a este processo metamórfico, as rochas carbonatadas impuras deram origem a skarns (por vezes scheelíticos) e a rochas calcossilicatadas (Ferreira & Sousa, 1994).

#### **Formação de Ervedosa do Douro (autóctone)**

Formação com espessura aproximada de 250 metros, é constituída por uma sequência finamente estratificada, de cor verde, em alternâncias de metaquartzovaques e filitos com espessuras entre os 10 e os 20 centímetros. Nesta formação, ocorrem também níveis com impregnações de magnetite constituindo um horizonte que pode atingir 20 a 25 metros de espessura, em particular na área de Ervedosa do Douro (Sousa & Sequeira, 1989), sendo, contudo, mais descontínuo e menos espesso para SW (Sousa & Sequeira, 1989; Ferreira & Sousa, 1994).

#### **Formação de Rio Pinhão (alóctone)**

É uma unidade essencialmente metagrauváquica, com espessura aproximada de 250 metros, em que as bancadas de metagrauvaques alternam com filitos escuros listrados, em menores proporções, existindo ainda intercalações de níveis microconglomeráticos. As bancadas mostram geralmente figuras de carga, estratificação graduada e laminação paralela. Tendo em conta a identificação do carreamento da Senhora do Viso, Sousa & Sequeira (1989) sugerem que a Formação de Rio Pinhão seja o equivalente stratigráfico, com variação lateral de fácies, do topo da Formação de Bateiras.

### **Formação de Pinhão (alóctone)**

Muito semelhante à Formação de Ervedosa do Douro, quer a nível litológico quer a nível sedimentológico (Dias *et al.*, 2013), a Formação de Pinhão tem uma espessura média de 350 metros, apresenta cor verde e caracteriza-se pela alternância de metaquartzoaques e filitos com espessuras decimétricas (Sousa & Sequeira, 1989). Nos leitos psamíticos observam-se estruturas de laminação convoluta e do tipo “ripple in drift”. Na base de uma bancada de metaquartzoaques existem pistas de *Planolites*. Na parte média da formação, ocorrem, tal como na Formação de Ervedosa do Douro, impregnações de magnetite (Sousa & Sequeira, 1989).

### **Formação de Desejosa (alóctone)**

Com uma espessura média de 250 metros na região de Tabuaço (Sousa, 1982), é uma formação fundamentalmente caracterizada por filitos listrados, ardosíferos, onde raramente se intercalam bancadas de metagrauwaques. Como estruturas sedimentares mais comuns, observam-se estratificação graduada e figuras de carga (Sousa & Sequeira, 1989). Perto do topo da formação, existe uma bancada métrica de conglomerado intraformacional (Dias *et al.*, 2013).

### **Formação de S. Domingos (alóctone)**

É a formação do topo do Grupo do Douro, desconhecendo-se o seu topo. Tem uma espessura de, pelo menos, 50 metros e caracteriza-se principalmente pela presença de conglomerados polimíticos e metaquartzarenitos (Sousa & Sequeira, 1989). Os conglomerados contêm clastos de quartzo, rochas carbonatadas, filitos e metagrauwaques. Tem como estruturas sedimentares figuras de erosão na base das camadas, estratificação graduada, «flute casts», laminação paralela e «ripples» de corrente (Sousa & Sequeira, 1989).

## **3.4.2 Maciço de Tabuaço**

Representado nas folhas 14-B (Moimenta da Beira) e 10-D (Alijó) da Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50000 (Sousa & Sequeira, 1989; Ferreira & Sousa, 1994), o maciço granítico de Tabuaço apresenta forma alongada com orientação NW-SE, concordante com as estruturas hercínicas, parecendo ser um batólito instalado segundo o eixo do grande antifoma Lamego-Penedono-Escalhão com idade de intrusão tardia relativamente à terceira fase de deformação (Sousa & Sequeira, 1989; Ferreira & Sousa, 1994). A norte, o contacto deste maciço faz-se, geralmente através de pequenas falhas, com as formações meta-sedimentares do Grupo do Douro, enquanto a sul contacta essencialmente com o granito de S<sup>a</sup> da Graça. O

maciço granítico de Tabuaço é composto por três fácies graníticas distintas com disposição concêntrica (Ferreira & Sousa, 1994): o granito de Paredes da Beira-Tabuaço, na bordadura; o granito de Sendim-Laboreira, na zona intermédia; e o granito de Ariceira no centro do zonamento. Datações K-Ar efetuadas em biotites e moscovites do granito de Sendim-Laboreira, a fácies de maior expressão no maciço de Tabuaço, permitiram atribuir uma idade de instalação de 310 Ma a estes granitos (Ferreira *et al*, 1987b)

### **Granito de Paredes da Beira-Tabuaço**

O granito de Paredes da Beira-Tabuaço é essencialmente uma fácies de bordadura em relação ao Maciço de Tabuaço, ocupando a orla de contacto deste com os metassedimentos do Grupo do Douro a nordeste. Esta fácies distribui-se por uma faixa com algumas centenas de metros de largura de Tabuaço até à Quinta de S. Pedro das Águias, a qual se alarga significativamente, na continuação para sueste, atingindo a sua máxima expressão na região de Paredes da Beira. O granito de Paredes da Beira-Tabuaço é essencialmente moscovítico (com rara biotite) e de grão médio, só localmente porfiroide. Quanto à composição mineralógica, apresenta principalmente (Sousa & Sequeira, 1989; Ferreira & Sousa, 1994): quartzo; feldspato potássico, que ocorre sob a forma de microclina; plagioclase do tipo albite-oligoclase, parcialmente microclinizada; moscovite tardia, por vezes sob a forma de sericite. Outros minerais que se podem observar são: biotite, a qual é rara, em comparação com a maioria dos outros granitos; turmalina; sulfuretos dispersos (arsenopirite e pirite); zircão; apatite, mas também outros minerais fosfatados, nomeadamente dos grupos da childrenite-vauxite da trifilite (Ferreira & Sousa, 1994).

### **Granito de Sendim-Laboreira**

O granito de Sendim-Laboreira é o granito que apresenta maior expressão no maciço de Tabuaço, aflorando em duas manchas cartográficas (Ferreira & Sousa, 1994), a de Sendim e a de Laboreira. Mesoscopicamente é um granito de grão médio a grosseiro, moscovítico-biotítico (em percentagens iguais) e com quartzo globular (Ferreira *et al*, 1987b). Situa-se na posição intermédia do zonamento do maciço de Tabuaço, sendo a passagem ao granito de Paredes da Beira-Tabuaço muito gradual. O granito de Laboreira distingue-se do granito de Sendim por apresentar grão mais grosseiro e estar cisalhado (Ferreira *et al*, 1987b). Mineralogicamente, é formado por albite-oligoclase, quartzo, microclina, moscovite, biotite, apatite, zircão, turmalina e raros opacos (Ferreira *et al*, 1987b). Quanto à idade, Ferreira & Sousa (1994) mencionam a existência de datações K-Ar em micas (biotite e moscovite) que os levam a considerar que a instalação terá ocorrido há 305 Ma.

### **Granito de Ariceira**

É o granito mais interno do zonamento concêntrico do maciço de Tabuaço, distribuindo-se por duas manchas principais, uma de Ariceira a Chavães e a outra próxima de Dacotim. É um granito porfiroide de grão fino a médio, moscovítico-biotítico (Ferreira *et al*, 1987b; Ferreira & Sousa, 1994). Mineralogicamente, é constituído por (Ferreira *et al*, 1987b): quartzo, formando agregados de forma globular; microclina, em secções retangulares, englobando por vezes plagioclase e quartzo; albite; biotite; moscovite; clorite; turmalina; zircão; raros opacos. A moscovite aparece como alteração tardia da biotite, em cristais de grandes dimensões (Ferreira *et al*, 1987b). O carácter porfiroide é dado por fenocristais de microclina, os quais, contudo, não ultrapassam 5 mm (Ferreira & Sousa, 1994).

### **3.4.3 Filões**

Na área em estudo, ocorrem dois tipos principais de corpos filonianos, aplitos e ou aplopegmatitos, por um lado, e veios de quartzo, por outro. Em geral, estes filões parecem corresponder ao preenchimento de fraturas nas rochas pré-existentes na área.

Os aplitos e/ou aplopegmatitos aparecem predominantemente associadas ao maciço granítico de Tabuaço, em especial na sua bordadura norte, sendo frequentemente paralelos às estruturas das rochas encaixantes e tendo espessuras métricas. É comum a presença de granada e regista-se também a existência de turmalina. Contêm mineralização disseminada de cassiterite e provável columbo-tantalite (Ferreira & Sousa, 1994).

Os veios/filões de quartzo apresentam orientação pouco variável, preenchendo normalmente fraturas de orientação NE-SW. Os filões de maior expressão são resultado de grandes acidentes tardi-hercínicos, como é o filão de quartzo leitoso, com textura brechoide, de S. Pedro das Águias-Monte Verde-Rua-Caria (Ferreira & Sousa, 1994).

## **3.5 Geologia Local**

A área estudada neste trabalho situa-se numa zona de contacto entre o maciço granítico de Tabuaço e a Formação de Bateiras, restringindo-se a uma faixa com aproximadamente 1500 metros de comprimento por 500 metros de largura, com direcção NW-SE, ao longo da margem direita do rio Távora (Figura 8). Esta faixa é constituída pelo granito de Paredes da Beira-Tabuaço, a SW, e pelos metassedimentos da Formação de Bateiras, a NE. As rochas metassedimentares na área de estudo fazem parte do anticlinal de São Pedro das Águias (Ferreira & Sousa, 1994), o qual se estende ao longo do rio Távora. Este anticlinal é a continuação para SE do anticlinal designado de Santa Leocádia na área da folha de Alijó da carta geológica 1:50000 (Sousa & Sequeira, 1989). O anticlinal de São Pedro das Águias está

interrompido, a leste da quinta que lhe dá nome, pela importante falha de Espinhosa-Várzea de Trevões, com orientação NE-SW. Para leste dessa falha a estrutura anticlinal mantém-se, patenteando uma orientação geral N60°-70°W e com o plano axial a pender 65° para N (Ferreira & Sousa, 1994). Para além desta falha existem outras, de menor expressão, com orientações predominantemente NE-SW e suas conjugadas.

Através de interpretação de dados de campo e de sondagens realizadas na área de estudo, o consórcio SPE-SEREM propôs uma sequência estratigráfica (Borrego, 2011) para a área de São Pedro das Águias (Figura 7), explicada mais adiante neste capítulo.

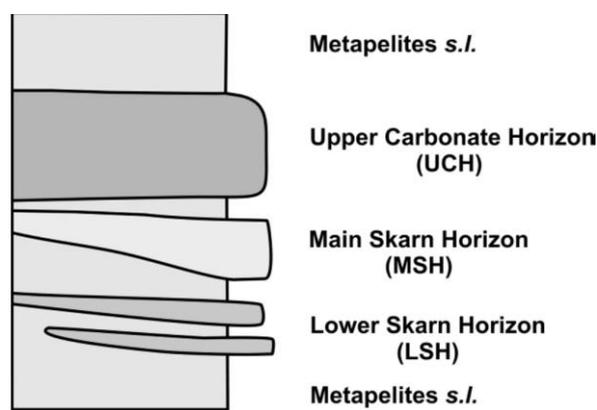


Figura 7 – Sequência estratigráfica proposta para a área de São Pedro das Águias. Extraído de Borrego (2011).

### 3.5.1 Granitoides

Os granitoides aflorantes na área estudada são predominantemente de dois tipos: um corpo granítico com grão médio, equigranular, com deformação muito pouco pronunciada, praticamente sem biotite e relativamente rico em turmalina; vários corpos aplíticos cortando os metassedimentos, de espessuras decimétricas ou métricas, de grão fino equigranular e com cor clara. Para além destas duas categorias de granitoides, são encontrados, por vezes, em sondagens, corpos de pegmatitos.

### 3.5.2 Metapelitos

As litologias metassedimentares mais comuns têm composição pelítica, dividindo-se em xistos biotíticos e xistos negros.

Os xistos biotíticos são a litologia com maior expressão na área. Em afloramento, apresentam uma coloração acastanhada, reflexo da sua intensa alteração, envolvendo processos de oxidação.

Os xistos negros afloram junto ao leito do rio Távora, encontram-se menos alterados e apresentam cor acinzentada com algum brilho.

### **3.5.3 Calcossilicatadas s.l.**

Apesar dos metassedimentos aflorantes serem predominantemente metapelíticos, existem importantes intercalações de corpos de composição calcossilicatada, por vezes com características de skarns, tendo sido eles os indicadores da existência de uma possível zona mineralizada, o que se veio a confirmar posteriormente.

Com base na posição estratigráfica e no aspeto em amostra de mão, a empresa dividiu as rochas calcossilicatadas s.l. em “carbonatos”, skarn M, skarn N, skarn L e calcossilicatadas s.s.. Os critérios de divisão adotados pela empresa tiveram em conta não só características mineralógicas, como também a posição estratigráfica das diferentes litologias. No que respeita a este critério, foram individualizados três horizontes principais (Borrego, 2011): o “Upper Carbonate Horizon” (UCH), o “Main Skarn Horizon” (MSH) e o “Lower Skarn Horizon” (LSH). Os “carbonatos” correspondem a mármore bandados, de cores cinzentas esverdeadas e azuladas, que constituem o UCH, sendo, portanto, a fácies calcossilicatada s.l. estratigraficamente menos profunda; geralmente, não são mineralizados em scheelite. Os skarn M correspondem ao MSH, encontram-se num nível estratigráfico intermédio, apresentam cor clara em tons de castanho esverdeado a rosa, têm geralmente aspeto maciço e são tipicamente os mais ricos em scheelite. Os skarn L referem-se aos existentes na LSH (ou seja, os de nível estratigráfico inferior) e geralmente apresentam-se bandados, com alternância entre tons esverdeados, acinzentados e acastanhados. Os skarn N, também considerados como “skarns indiferenciados” correspondem a alguns níveis, com espessura decimétrica a métrica, de ocorrência esporádica, mas que não têm afinidade óbvia com nenhum dos tipos de skarn anteriormente referidos. As calcossilicatadas s.s. apresentam-se geralmente em bandas claras, com espessura milimétrica a centimétrica, intercaladas nos metapelitos, sendo por vezes mineralizadas em scheelite.

Só apenas duas das litologias calcossilicatadas s.l. afloram na área de estudo, ambas em níveis que podem atingir espessuras métricas: os “carbonatos” e os skarns M. Os outros tipos de calcossilicatadas s.l. só são observados nos testemunhos de sondagem. Apesar da utilização do termo “carbonatos” para designar uma litologia não ser petrologicamente rigorosa, ele será usado neste trabalho por motivos de coerência com a terminologia adotada anteriormente e correntemente usada nos trabalhos da empresa.

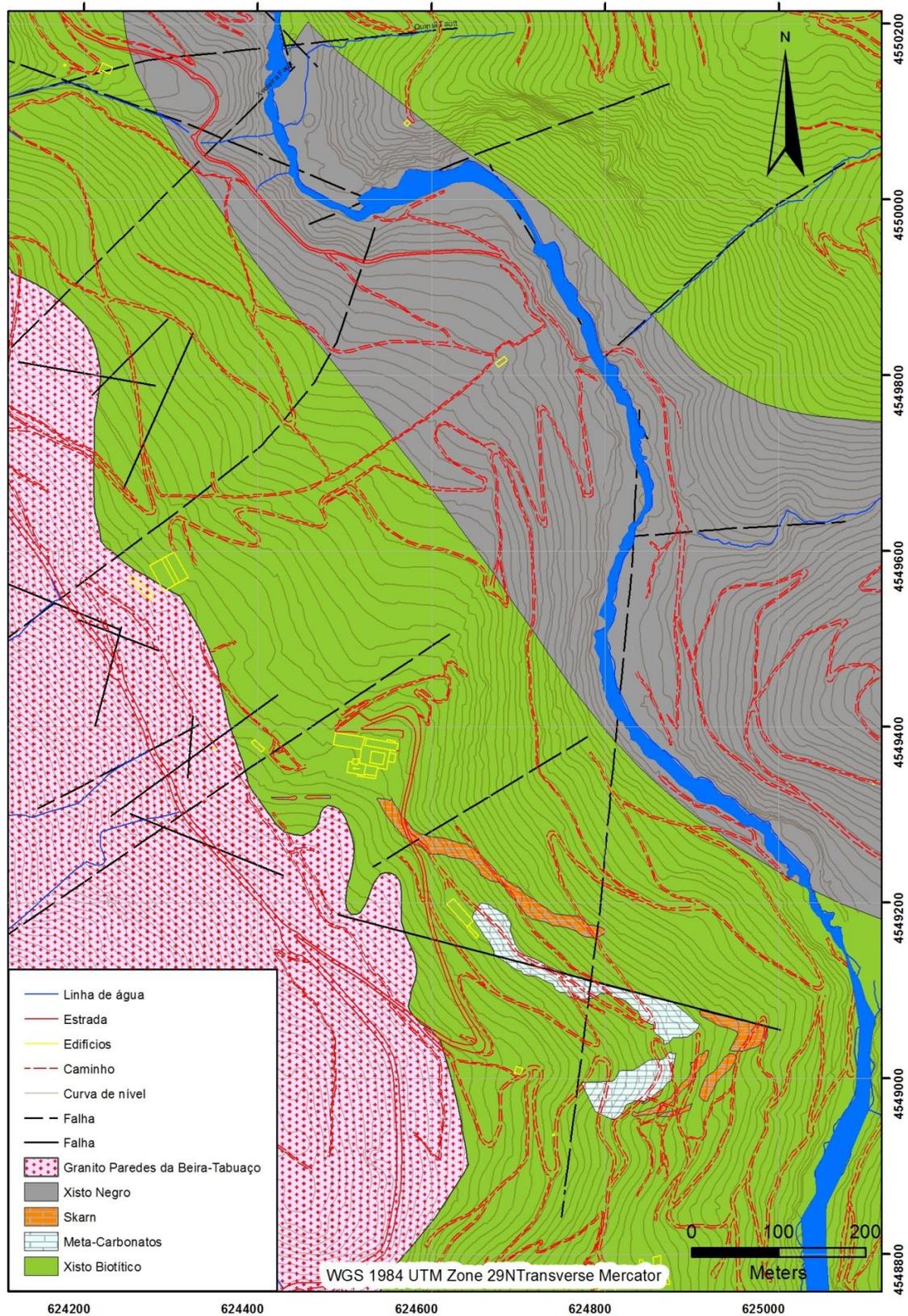


Figura 8 – Mapa geológico da área de São Pedro das Águias e Aveleira. O mapa apresentado foi tratado em ArcGIS no âmbito deste trabalho, a partir de cartografia previamente feita pela empresa.

### 3.5.4 Deformação

De um ponto de vista deformacional, a área foi afetada por duas fases de deformação dúctil principais (Borrego, 2011), interpretadas como a D1 e a D3 regionais. Contudo uma terceira etapa de deformação é visível em afloramento (Borrego, 2011), podendo corresponder a uma fase tardia da D3. A D1 foi responsável por dobramentos sub-horizontais e por uma xistosidade de plano axial (S1) sub-paralela à estratificação (Borrego, 2011). A segunda fase local (D3 regional) foi responsável por um dobramento com direção NW-SE que afetou as estruturas anteriores, criando uma xistosidade de crenulação com direção NW-SE e mergulho para o quadrante NE (Borrego, 2011). A última etapa de deformação manifesta-se no redobramento da xistosidade anterior (Borrego, 2011).

## 3.6 Jazigos de W em Portugal

As mineralizações de W na Península Ibérica estão concentradas essencialmente na ZCI e na Zona da Galiza-Trás-os-Montes (ZGT), definindo a Província Metalogenética Estano-Tungstífera Ibérica (Neiva, 1944), estando documentadas mais de 380 ocorrências (fonte *SIORMINP* - Sistema de Informação de Ocorrências e Recursos Minerais Portugueses, Laboratório Nacional da Energia e Geologia), algumas delas em exploração e outras em fases adiantadas de prospeção. Na ZGT, o W ocorre principalmente em *stockworks* na área de Ervedosa-Argozelo e em skarns na Serra de Arga (Goinhas, 1987). Na ZCI, as mineralizações de W ocorrem, segundo Goinhas (1987), sob a forma de: filões de quartzo com volframite e cassiterite, instalados em metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico, associados a cúpulas de leucogranitos; corpos aplopegmatíticos; *stockworks* intra e extra-batolíticos; skarns com scheelite, os quais estão concentrados na banda scheelítica do Douro (entre Régua e Freixo de Espada-à-Cinta, onde se integra a zona de Tabuaço) e na banda de Trancoso – Figueira de Castelo Rodrigo. Tendo em conta que a mineralização de tungsténio da área estudada neste trabalho se encontra em skarns, abordar-se-á, na secção seguinte, a génese deste tipo de depósitos.

A maioria das mineralizações magmáticas e hidrotermais da ZCI está relacionada com a instalação de granitoides (Figura 9), os quais, nesta zona geotectónica, revelam ter sido gerados habitualmente por intensos processos de reciclagem crustal, durante os períodos meso a tardi-variscos (Mateus & Noronha, 2010). As associações metalíferas em que o W pode desempenhar um papel significativo envolvem sistemas pegmatíticos de Sn, P e/ou Li ( $\pm$  Fe, Mn, Nb, Ta, W, Mo), bem como sistemas do tipo skarn ou filonianos de W ( $-\text{Sn} \pm \text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Pb} \pm \text{Zn}$ ) que se estabelecem na proximidade de cúpulas graníticas hidrotermalmente alteradas (Figura 9) (Mateus & Noronha, 2010).

O tungsténio ocorre em Portugal essencialmente em sistemas filonianos hidrotermais associados às fases meso a tardi-variscas, embora também esteja presente, em menor escala, sob a forma de mineralizações estratiformes de skarns. Nas mineralizações filonianas hidrotermais, o tungsténio está geralmente associado ao estanho, sendo, por isso, prática corrente fazer-se referência a mineralizações de W-Sn.

Contudo, na área de estudo, as mineralizações tungstíferas estão presentes em skarns, pelo que se dedicará a secção seguinte à génese dessas rochas.

O papel que os granitoides desempenham na génese das anómalas concentrações de W nas mineralizações não é consensual quando se tenta definir origem do metal. Saber se o metal provém diretamente do magma granítico ou da lixiviação do granitoide e/ou do encaixante metassedimentar é ainda tema de estudo. A importância dos granitoides em qualquer dos cenários é extrema, pois os fluidos portadores de metais ou foram originados neles ou, pelo menos, terão reagido com eles. Além disso, não se pode esquecer o papel de motor térmico que as intrusões desempenham nestes sistemas hidrotermais.

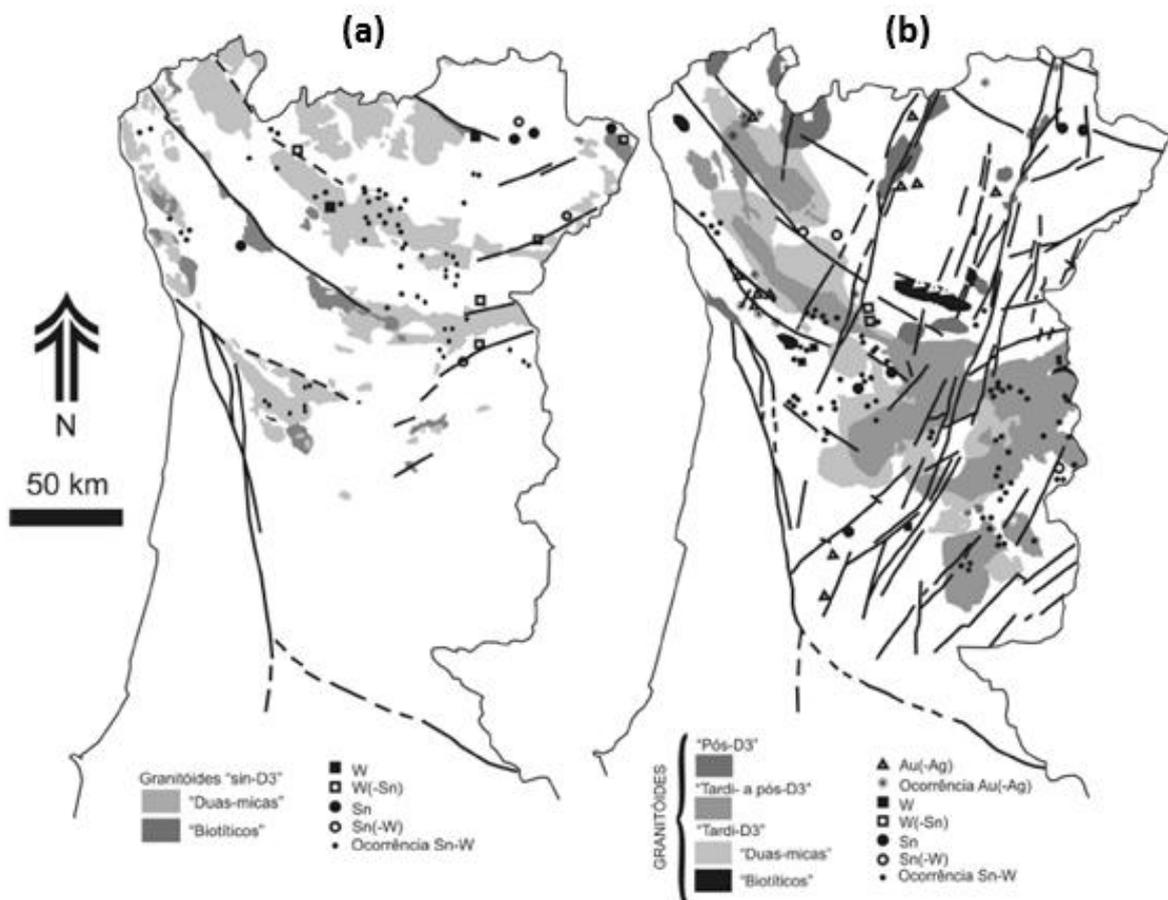


Figura 9 – Distribuição dos principais sistemas mineralizantes da CIZ e sua relação espacial: (a) com os granitoides e zonas de cisalhamento "sin-D3"; (b) com os granitoides "tardi- a pós-D3" e desligamentos tardi-variscos (b). Extraído de Mateus & Noronha (2010).

Tabela 2 – Principais mineralizações de tungsténio em skarns no setor português da Província Metalogenética Estano-Tungstífera Ibérica. (Fonte: SIORMINP - Sistema de Informação de Ocorrências e Recursos Minerais Portugueses, *in* <http://geoportal.ineg.pt/geoportal/geo/bds/siorminp/>).

Designação	Localização	Mineralização	Zona	Faixa	Província
Covas	Caminha, Vila Nova de Cerveira	Scheelite, Wolframite, Ferberite	ZGT	Metalífera de Caminha - Braga	Província Metalogenética Estano-Tungstífera Ibérica
Cerdinha	Caminha	Scheelite, Wolframite			
Fervença	Vila Nova de Cerveira	Scheelite			
Lapa Grande	Vila Nova de Cerveira	Scheelite			
Telheiras	Vila Nova de Cerveira	Wolframite, Scheelite			
Valdarcas	Vila Nova de Cerveira	Wolframite, Scheelite			
Cabeço do Meio Dia	Vila Nova de Cerveira	Scheelite, Wolframite, Cassiterite			
Cravezes	Mugadouro	Scheelite	ZCI	Scheelítica do Douro	
Lagoaça/ Fonte Santa	Freixo de Espada à Cinta, Mogadouro	Scheelite			
Minas de Tarouca	Tarouca	Scheelite			
Cabeçudo	Mugadouro	Scheelite			
Gravaceira	Mugadouro	Scheelite			
Tornico	Mugadouro	Scheelite			
Campo Mineiro de Almendra	Vila Nova de Foz Côa	Cassiterite, Scheelite			
Santa Leocádia (Barcos)	Tabuaço	Scheelite			
S. Pedro das Águias	Tabuaço	Scheelite			

### 3.7 Aspectos Gerais da Génese de Skarns

A palavra “skarn” nasceu na Suécia, onde era empregue por mineiros ao referirem-se à ganga rica em minerais calcossilicatados associada a certos minérios de ferro e de sulfuretos (Pohl, 2011), vindo a ser utilizada pela primeira vez num artigo científico, em 1875, por Tornedohm (Meinert *et al.*, 2005). Atualmente, o termo skarn refere-se a rochas metamórficas ricas em minerais calcossilicatados (tais como granadas ricas em componente grossulária ou andradite, clinopiroxenas, anfíbulas e epidoto), formadas a partir de protólitos sedimentares carbonatados. Os skarns estão presentes em todos os continentes e em rochas de quase todas as idades, sendo tipicamente formados através de metamorfismo de contacto acompanhado de processos metassomáticos resultantes da infiltração de fluidos magmáticos, metamórficos e meteóricos (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1992). A génese de skarns faz-se por meio de uma reação direta, ou por intermédio de uma fase fluida, entre dois meios quimicamente incompatíveis, um ácido e outro básico (Coelho, 1990). O meio ácido com o qual, ou à custa do qual, a reação se produz, pode ser uma rocha siliciosa, silico-feldspática ou silico-aluminosa. O meio básico com o qual, ou à custa do qual, a reação se desenvolve, é petrograficamente um meio carbonatado (ou seja, originalmente um calcário ou uma dolomia). O veículo promotor destas reações é geralmente um corpo ígneo que, ao intruir, desencadeia um processo de metamorfismo que, segundo o modelo de Einaudi *et al.* (1981) e Meinert (1992), é composto por três etapas (Figura 10).

### 1) Metamorfismo prógrado isoquímico (Figura 11.1)

O metamorfismo, nesta etapa, é causado essencialmente por efeito térmico, levando à formação de corneanas (e mármore, no caso de protólitos carbonatados). A circulação de fluidos restringe-se à água e ao dióxido de carbono resultantes de reações de desidratação e decarbonatação (fluidos metamórficos). Os únicos skarns formados são os de reação, os quais se limitam aos contactos entre litologias fortemente contrastantes.

### 2) Metamorfismo prógrado metassomático (Figura 11.2)

Na segunda etapa, ainda a temperaturas elevadas (800° a 400°; Kwak, 1986) quantidades significativas de fluido aquoso de origem magmática penetram nas rochas encaixantes, introduzindo componentes como Si, Al e Fe nas de protólito carbonatado, o que promove a extensa transformação destas litologias em skarns (exoskarns), em que se poderão encontrar minerais como granada, clinopiroxena, vesuvianite, volastonite, tremolite, flogopite, etc. A formação das mineralizações pode iniciar-se nas fases finais desta etapa, com a deposição de óxidos (como magnetite ou cassiterite) ou de scheelite. Geralmente, a formação de sulfuretos ainda não é significativa.

### 3) Retrogradação (Figura 11.3)

Com o arrefecimento da intrusão após a sua total solidificação, os fluidos de origem magmática vão perdendo importância e o sistema hidrotermal passa a ser dominado por fluidos de origem meteórica. Os minerais que se vão surgir nos exoskarns, por substituição dos que se formaram na etapa anterior, incluem frequentemente epidoto, clorite, plagioclase e actinolite. Para além de poder prosseguir a deposição de óxidos (magnetite, mas também hematite), é nesta etapa que a formação de sulfuretos associados a skarns atinge o seu climax.

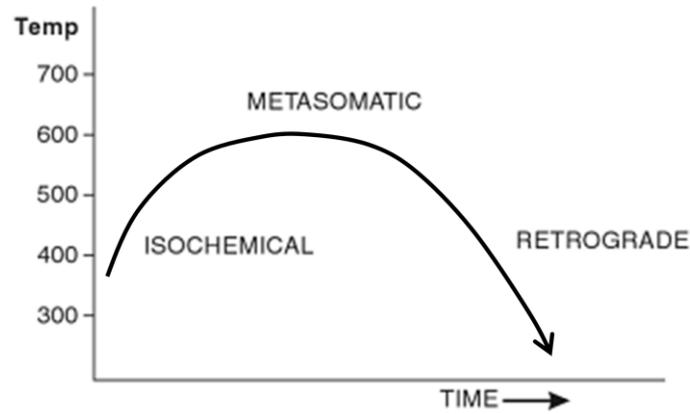


Figura 10 – Evolução da temperatura nas diferentes etapas de formação de skarns em função do tempo. Adaptado de Pirajno (2009).

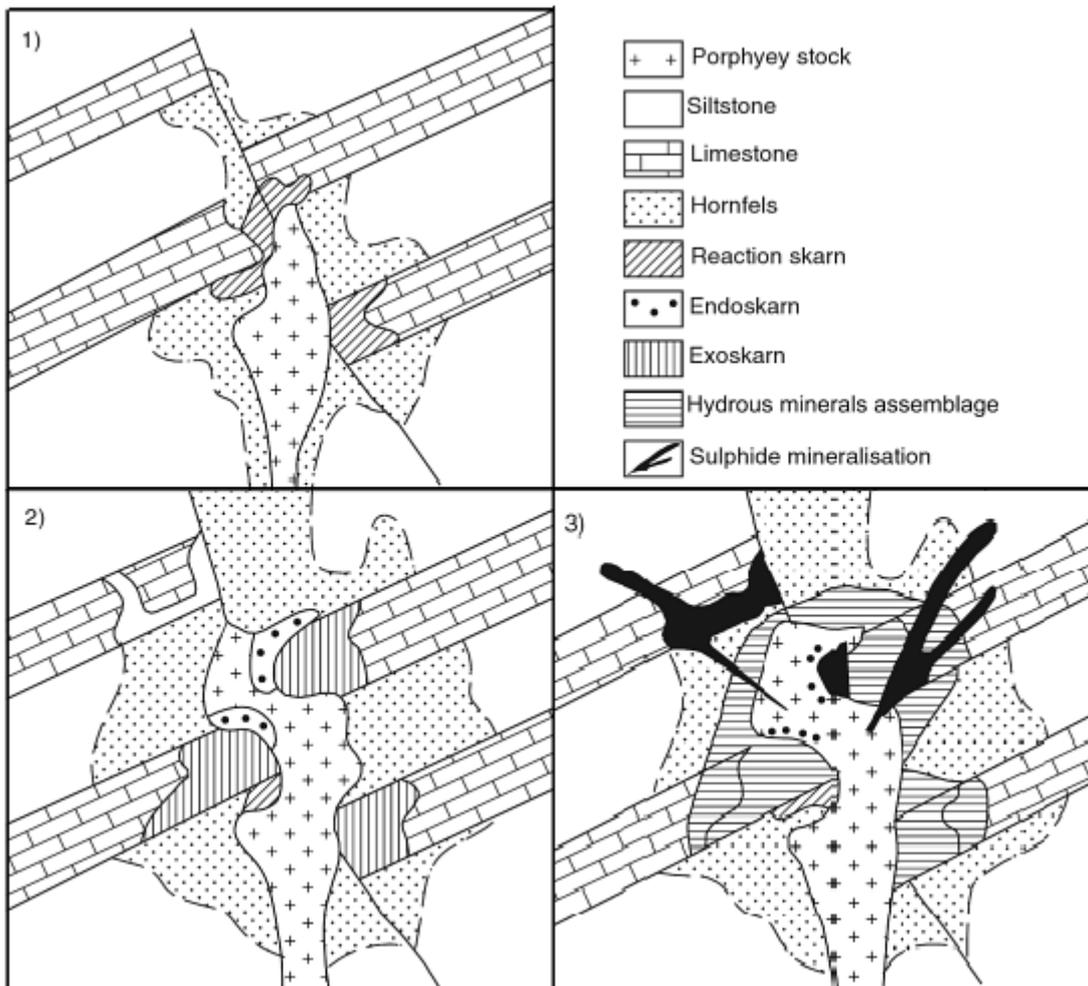


Figura 11 – Etapas da formação de skarns: (1) metamorfismo isoquímico prógrado, formação de corneanas nas unidades não carbonatadas e formação de skarns de reação nas unidades carbonatadas; (2) metassomatismo, desenvolvimento de exo e endo skarns; (3) retrogradação, substituição dos minerais inicialmente formados por minerais hidratados e sulfuretos. Extraído de Pirajno (2009).

Os skarns podem ser classificados de acordo com vários critérios, escolhendo-se aquele que melhor se adequa à finalidade pretendida. Tendo em conta o protólito, podemos classificar os skarns como "endoskarns", se resultantes da transformação de setores da rocha intrusiva cuja instalação desencadeou os processos térmicos e metasomáticos, e "exoskarns", se gerados a partir das rochas encaixantes: ou seja, o termo skarn, tal como é mais habitualmente utilizado, refere-se àquilo que, nesta divisão, é considerado como "exoskarn". Tendo em conta a natureza do fenómeno físico que regula o transporte em solução dos elementos químicos podemos classificar os skarns como "skarns de difusão ou reação" e "skarns de infiltração ou percolação". Atendendo ao quimismo da mineralogia predominante podemos ter "skarns calcários", "skarns magnesianos" e "skarns ferríferos". Outra forma de classificar os skarns é tendo em conta o metal com interesse económico presente na sua mineralogia. Usando este tipo de classificação, os tipos de skarn mais abundantes são os skarns de Fe, Au, W, Cu, Zn, Mo, e Sn. Os skarns de tungsténio estão geralmente relacionados com batólitos graníticos de grão grosseiro e equigranulares, a que se associam pegmatitos e aplitos, e que se encontram rodeados de grandes auréolas de metamorfismo de altas temperaturas (Newberry & Layer, 1998). Nestas auréolas, é habitual formarem-se também corneanas calcossilicatadas e skarnoides intercalados nas sequências metapelíticas. Newberry (1998) e Einaudi (1981) subdividiram ainda os skarns de W em dois grupos, os do tipo reduzido e os do tipo oxidado, baseando-se em determinados aspetos da mineralogia: os de tipo reduzido contêm pirrotite como sulfureto dominante, a clinopiroxena é muito hedembergítica, a granada contém 20% ou mais de componentes almandina e espessartina e a scheelite é pobre de Mo; nos de tipo oxidado, a pirite é o sulfureto mais importante, a clinopiroxena tem proporções semelhantes de diópsido e hedembergite, a granada tem conteúdos baixos de almandina e a scheelite é rica de Mo. Na maioria dos casos, o estado de oxidação dos skarns parece depender essencialmente do dos plutões associados, embora, nalgumas situações, outros factores, como a profundidade de formação do skarn e as condições locais de oxidação da rocha encaixante, também possam ter um papel relevante (Newberry, 1998).



## 4 Síntese Petrográfica

A área em estudo situa-se numa zona de contacto entre as rochas ígneas do maciço granítico de Tabuaço e as rochas metamórficas da Formação de Bateiras do Grupo do Douro, sendo aqui individualizadas três litologias predominantes: granitoides; rochas calcossilicatadas s.l.; e metapelitos. As lâminas delgadas para este estudo, em número de 34, foram produzidas no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, a partir de 26 amostras representativas de todas as litologias encontradas na área em estudo. Estas amostras foram retiradas de sondagens relativamente profundas, não apresentando, por isso, meteorização evidente em amostra de mão. Das 26 amostras, doze correspondem a granitoides, quatro a metapelitos, seis a skarns, duas a carbonatos e duas a calcossilicatadas s.s.. As três últimas categorias, todas de composição calcossilicatada em sentido lato, foram definidas de acordo com o referido no capítulo anterior. Neste capítulo, apresenta-se uma descrição petrográfica sintética das várias litologias da área estudada, acompanhada de microfotografias.

### 4.1 Granitoides

Os granitoides presentes na área estudo são compostos por: granito de grão médio equigranular moscovítico, com turmalina; vários corpos aplíticos que cortam as formações metapelíticas e metassedimentares; e, mais raramente, veios pegmatíticos com feldspato em grãos de grandes dimensões, os quais não afloram, sendo só observados só em sondagem.

#### 4.1.1 Granito

O granito apresenta, como minerais principais, quartzo (40%), plagioclase do tipo albite (30%) com 3% de componente anortítica, feldspato potássico do tipo microclina (20%) e moscovite (10%) (Microfoto 1 a). Para a determinação da composição da plagioclase, foi utilizado o método de Michel-Lévy, tal como descrito por Kerr (1977) e Nesse (1991). Como minerais acessórios, apresenta turmalina relativamente abundante e, em proporções menores, biotite, apatite, zircão e opacos. A sua textura é granular xenomórfica a hipidiomórfica de grão médio.

O quartzo é predominantemente anédrico, com extinção ondulante e alguma subgranulação.

A plagioclase apresenta-se subédrica, por vezes com as maclas ligeiramente curvadas ou em grãos fracturados (Microfoto 1 b), sugerindo deformação dúctil/frágil. Por vezes, patenteia sericitização ou mesmo moscovitização. Num caso isolado, observou-se, no interior

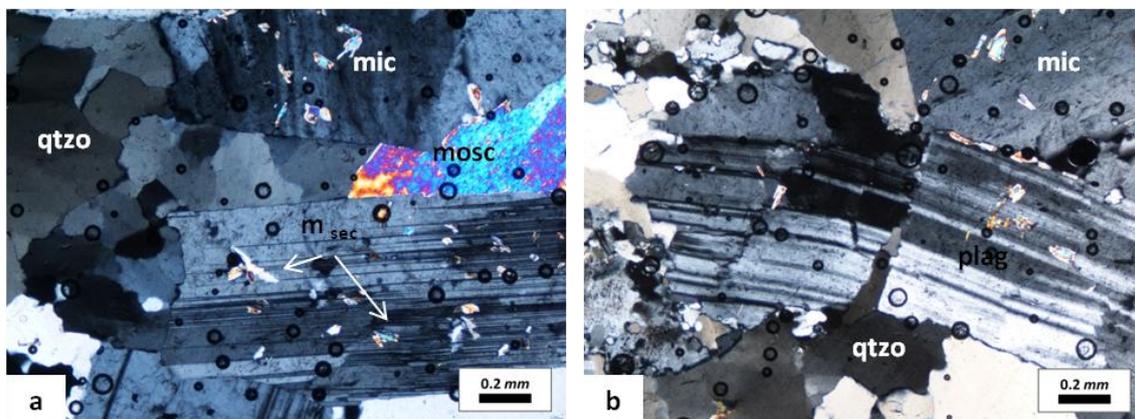
da plagioclase, um pequeno agregado de um mineral acicular muito pleocroico, variando em tons de amarelo, amarelo esverdeado e azul esverdeado, o qual poderá corresponder a actinolite (Microfoto 3). Contudo, e visto que as pequenas dimensões dos cristais não permitiram um estudo ótico pormenorizado, não se pode descartar a hipótese de ser um fosfato de Fe e Mg, como os identificados por Ferreira & Sousa (1994) nesta fácies granítica.

A microclina apresenta-se em grãos maioritariamente anédricos e apresenta a combinação típica das maclas da periclina e da albite sendo, por vezes, também observável pertitização. Localmente, está alterada por caulinitização e/ou sericitização.

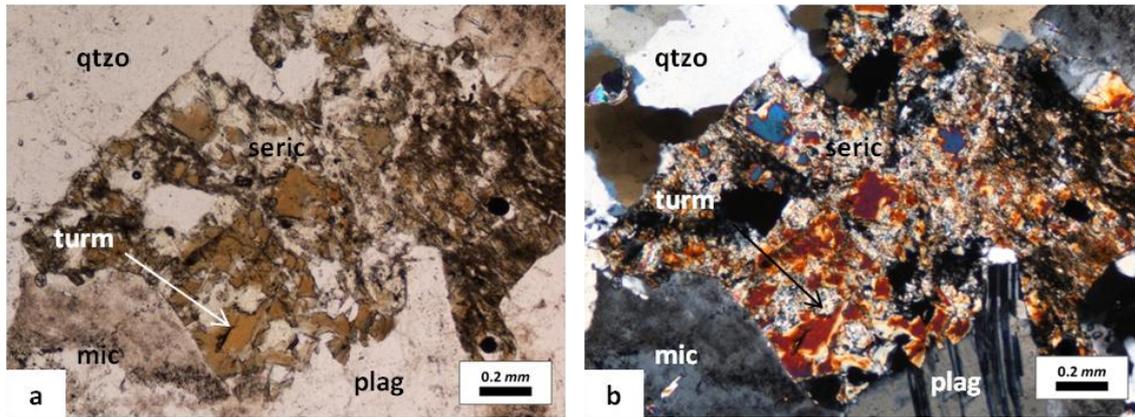
A moscovite primária é relativamente abundante e revela ser de cristalização tardia. Apresenta-se ligeiramente deformada, como se verifica pela existência de extinção ondulante e, nalguns casos, de clivagens ligeiramente arqueadas. Como já referido, também existe moscovite secundária, como produto de alteração da plagioclase, onde constitui palhetas e pequenos cristais dispostos aleatoriamente.

A turmalina surge com formas subédricas e anédricas, revelando ser de cristalização tardia. Com frequência está fortemente sericitizada (Microfoto 2). A cor dominante é acastanhada, fazendo supor que na sua composição o componente dravite deverá ser importante.

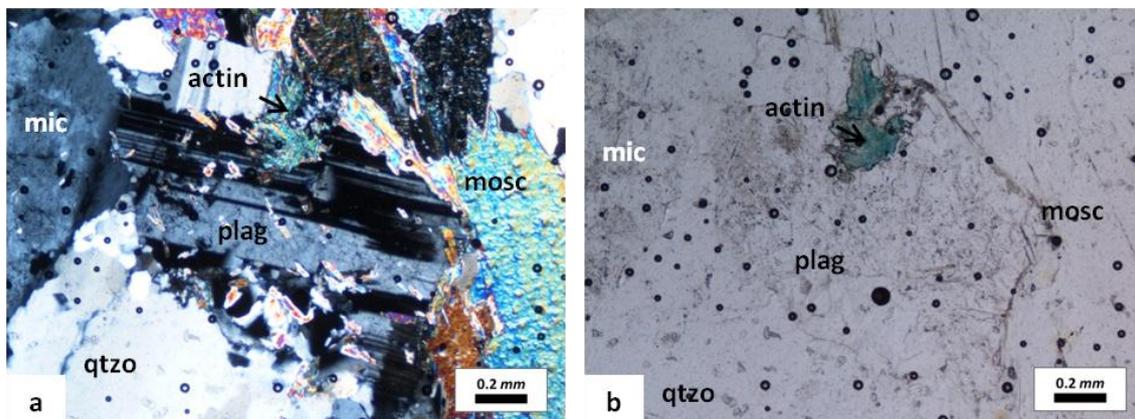
A biotite é rara e está quase sempre cloritizada.



Microfoto 1 - (a) Vista geral de granito (qtzo-quartzo, mic-microclina, mosc-moscovite, msec-moscovite secundária); (b) Vista com plagioclase fraturada (qtzo-quartzo, mic-microclina, mosc-moscovite, plag -plagioclase). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.



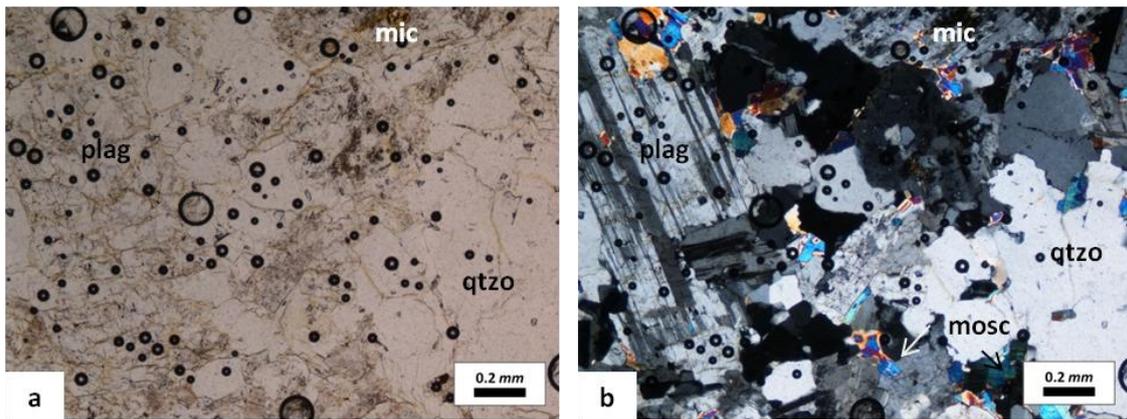
Microfoto 2 – Granito: vista com turmalina (turm-turmalina, qtzo-quartzo, mic-microclina, plag-plagioclase, seric-sericite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.



Microfoto 3 - Granito: vista com pequeno agregado fascicular de actinolite (actin-actinolite, qtzo-quartzo, mic-microclina, plag-plagioclase, mosc-moscovite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.

#### 4.1.2 Aplitos

Os aplitos têm, na sua composição mineralógica principal, quartzo (40%), microclina (35%), plagioclase do tipo albite (20%) com 3% de componente anortítica e moscovite (5%) (Microfoto 4), a que se adiciona turmalina, como mineral acessório. Têm granularidade fina (grãos inferiores a 1 mm) e a textura mais comum pode-se classificar como granular xenomórfica a hipidiomórfica. A plagioclase é subédrica, estando ligeiramente sericitizada e, em alguns casos, até moscovitizada. A microclina apresenta-se em grãos essencialmente anédricos por vezes caulinizados e sericitizados. O quartzo é essencialmente anédrico e apresenta extinção ondulante e alguma subgranulação. A moscovite primária é pouco abundante e ocorre em grãos de dimensões inferiores às dos minerais mais abundantes; há também moscovite secundária, produto de alteração dos feldspatos, em especial da plagioclase. A turmalina surge geralmente subédrica e com cor azulada, pelo que deverá aproximar-se de uma composição de schorlite.



Microfoto 4 - Vista geral de aplito (qtzo-quartzo, mic-microclina, plag-plagioclase, mosc-moscovite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.

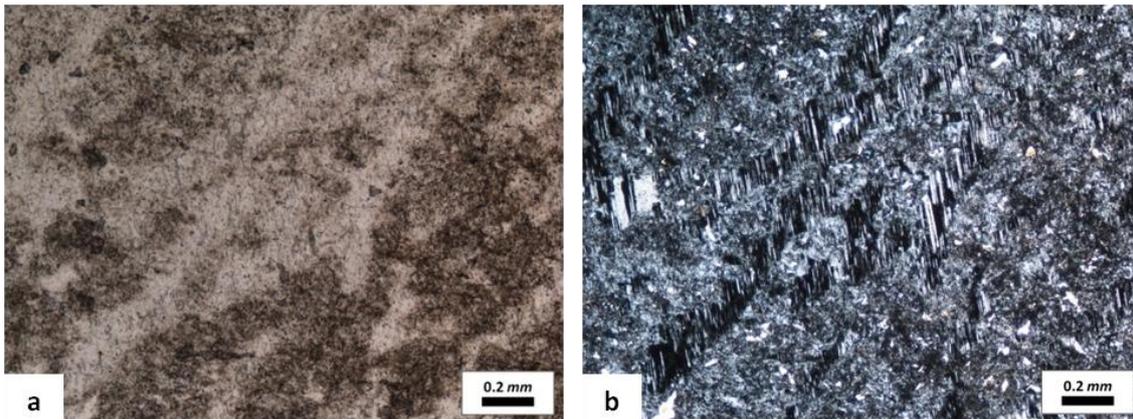
### 4.1.3 Pegmatitos

As amostras de veios pegmatíticos (e, em particular, as respetivas lâminas delgadas), devido à grande granularidade (com grãos de feldspato de dimensões centimétricas) que caracteriza estes corpos, frequentemente não são representativas da composição global da rocha. Pelo que foi dado observar, a constituição mineralógica dos pegmatitos amostrados é muito semelhante à dos restante granitoides descritos.

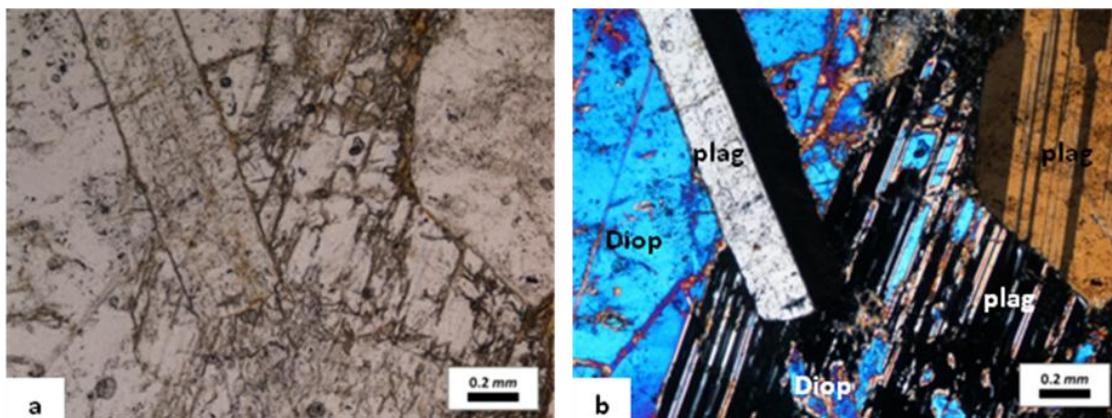
Uma lâmina delgada de pegmatito (amostra T13) é particularmente interessante. Com efeito nessa lâmina, encontra-se no seio de microclina pertitzada de grandes dimensões um enclave de composição calcossilicatada. O enclave (com cerca de 7 mm de comprimento) é composto por clinopiroxena (provavelmente da série diópsido-hedembergite), plagioclase, calcite, quartzo esfena-leucoxena e actinolite. A clinopiroxena encontra-se quer a envolver por completo, ou quase, os cristais de plagioclase, quer no interior de alguns cristais do feldspato calco-sódico com o aspeto de “manchas” com continuidade ótica (Microfoto 6). A plagioclase apresenta-se com cristais de forma euédrica a subédrica. A calcite, a actinolite e a esfena-leucoxena aparecem habitualmente intercrescidas, embora a actinolite também forme feixes praticamente monominerálicos. Esta anfíbola surge como mineral acicular muito pleocroico, variando em tons de amarelo, amarelo esverdeado e azul esverdeado, tal como num granito anteriormente referido.

A presença do enclave descrito parece testemunhar a incorporação e recristalização de um fragmento de litologia calcossilicatada durante a formação do veio de pegmatito.

Sublinhe-se que a moagem para produção de pó para análise química e isotópica de pegmatito foi feita em amostra desprovida de qualquer enclave.



Microfoto 5 - Cristal de feldspato alcalino pertitzado e caulinizado, em pegmatito. À esquerda: nicóis paralelos. À direita: nicóis cruzados.



Microfoto 6 – Enclave calcossilicatado em pegmatito: vista com cristal de clinopiroxena (diop) e plagioclase (plag). À esquerda: nicóis paralelos. À direita: nicóis cruzados.

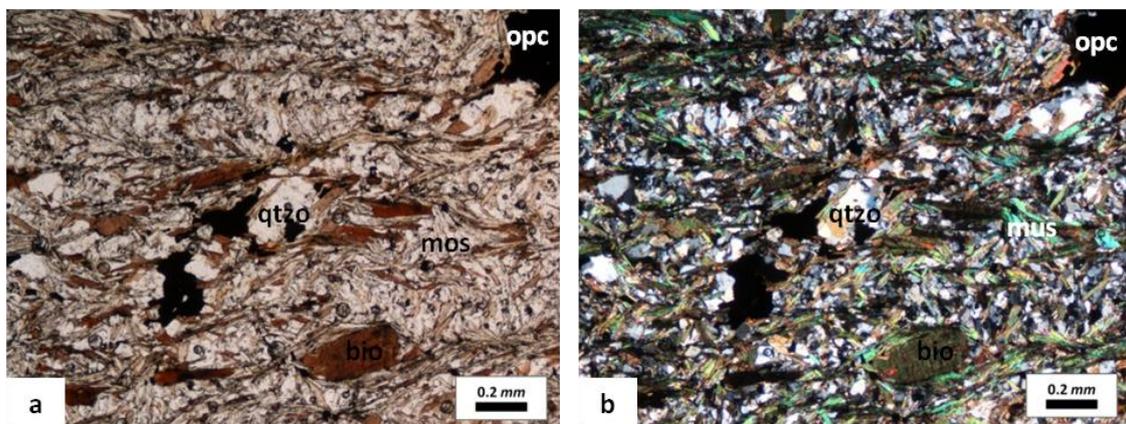
## 4.2 Metapelitos

Os metapelitos aqui apresentados dividem-se essencialmente em dois tipos, “xistos biotíticos” e “xistos negros”, seguindo a classificação utilizada pela empresa com base no aspeto em amostras de mão. Petrograficamente, essa divisão corresponde a diferentes proporções de biotite e grafite que essas litologias apresentam.

### 4.2.1 Xistos Biotíticos

Todas as lâminas estudadas de xisto biotítico apresentavam textura lepidogranoblástica e uma associação mineralógica constituída por quartzo, moscovite, biotite, clorite e opacos. A xistosidade mais penetrativa é de crenulação, estando preservadas, entre os planos de xistosidade, charneiras de microdobras, onde as micas se apresentam ora dobradas ora poligonizadas. Deste modo, a anisotropia tectónica mais penetrativa corresponde a uma segunda fase de deformação que afetou esta zona. Tendo em conta que,

para a área em causa, se considera (Ferreira & Sousa, 1994) que só atuaram a D1 e a D3 variscas, a xistosidade de crenulação observada será provavelmente da D3. Em algumas secções é possível observar a xistosidade de crenulação afetada por dobramento, o que poderá corresponder a uma etapa tardia da atuação da D3. A cortar estas estruturas, existem fraturas preenchidas por quartzo e opacos (Microfoto 7), podendo-se considerá-las como tardi a pós-variscas. Tendo em conta a associação mineralógica das amostras estudadas de xistos biotíticos, estas rochas estariam na zona da biotite. Pelas suas características gerais, bem como pela sua localização, estes xistos biotíticos correspondem aos filitos cinzentos da Formação de Bateiras.

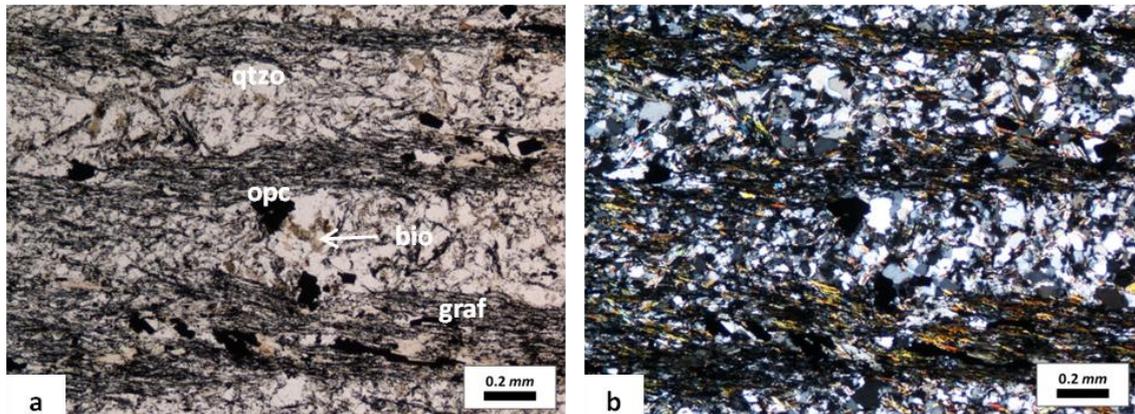


Microfoto 7 - Vista geral do xisto biotítico (qtzo-quartzo, opc-opacos, mos-moscovite, bio-biotite). À esquerda: nicos paralelos. À direita: nicos cruzados.

#### 4.2.2 Xistos Negros

As lâminas de “xistos negros” apresentam textura lepidogranoblastica e uma associação mineralógica constituída por quartzo, grafite, moscovite, clorite, biotite e opacos (Microfoto 8). Um opaco possível de identificar em amostra de mão é a pirite. As texturas e micro-estruturas presentes nesta litologia são muito semelhantes às do xisto biotítico, mencionadas anteriormente, encontrando-se as diferenças essencialmente ao nível da composição mineralógica. Deste modo, tal como no xisto biotítico, a anisotropia tectónica mais penetrativa (xistosidade de crenulação) corresponde à segunda fase de deformação local, a qual é geralmente identificada com a D3 regional. A grande quantidade de grafite e pirite disseminadas pela rocha sugerem um protólito muito rico em matéria orgânica. Pelas suas características gerais, bem como pela sua localização, estes xistos negros, correspondem aos filitos negros grafitosos da Formação de Bateiras. Estes metapelitos, tal como os anteriores, parecem estar na zona da biotite, visto não terem sido encontrados minerais caraterísticos de temperaturas mais elevadas. Pelo local de colheita de amostras, seria de esperar que houvesse

indícios de um grau mais alto (como presença de andaluzite e granada; Ferreira & Sousa, 1994), pelo que a sua ausência nas lâminas agora estudadas poderá resultar do número restrito de amostras utilizadas neste trabalho. Contudo, essa ausência, por outro lado, revela que não houve, nos metapelitos, blastese generalizada de minerais tipomorfos de condições de grau médio de metamorfismo.



Microfoto 8 - Vista geral do xisto negro (qtzo-quartzo, opc-opacos, graf-grafite, bio-biotite). À esquerda: nicóis paralelos. À direita: nicóis cruzados.

### 4.3 Rochas Calcossilicatadas s.l.

Nesta categoria são englobadas todas as litologias com mineralogia predominantemente calcossilicatada s.l., sendo elas, seguindo a terminologia adotada pela empresa, os “carbonatos”, as calcossilicatadas s.s., os skarn M, os skarn N e os skarn L.

#### 4.3.1 “Carbonatos”

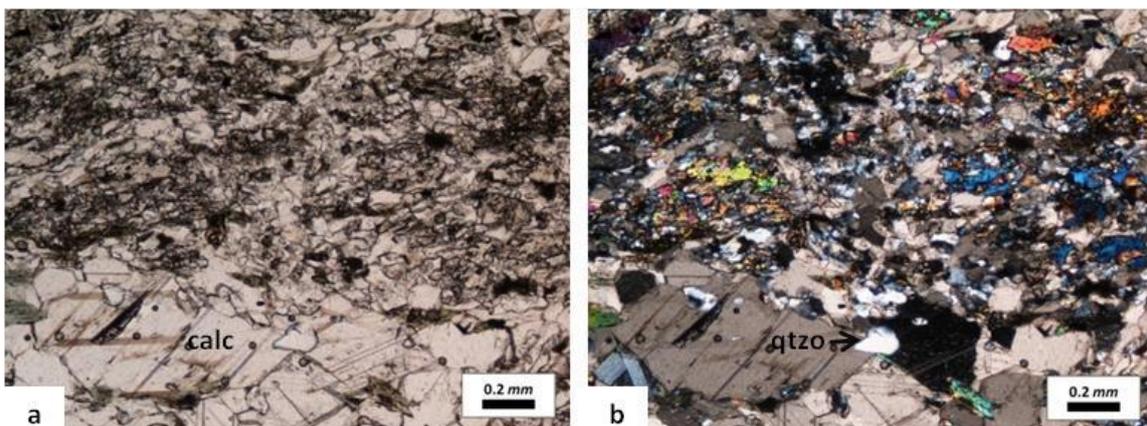
Esta litologia, na sua composição mineralógica, contém calcite, quartzo, epídoto (ora clinozoisite, ora de composição relativamente rica de pistacite), esfena (quer em cristais relativamente bem definidos, quer como leucoxena), biotite, clorite, mica branca (habitualmente, como sericite), anfíbola da série tremolite-actinolite, apatite e opacos. A clorite surge essencialmente a alterar a biotite (Microfoto 11). Não se identificou plagioclase, o que pode resultar: ou da sua ausência como consequência da abundância de fluidos durante a blastese metamórfica, pelo que fases hidratadas como o epídoto e a actinolite terão incorporado os componentes que seriam indispensáveis à formação de plagioclase; ou de não ter sido identificada, visto que a plagioclase metamórfica pode confundir-se com quartzo, devido a ser habitualmente anédrica e sem maclas, a que se junta, no caso presente a pequenez dos grãos, impeditiva da realização de figuras de interferência. Em todos os casos

em que foi possível testar a diferença entre quartzo e plagioclase, concluiu-se pela presença do primeiro.

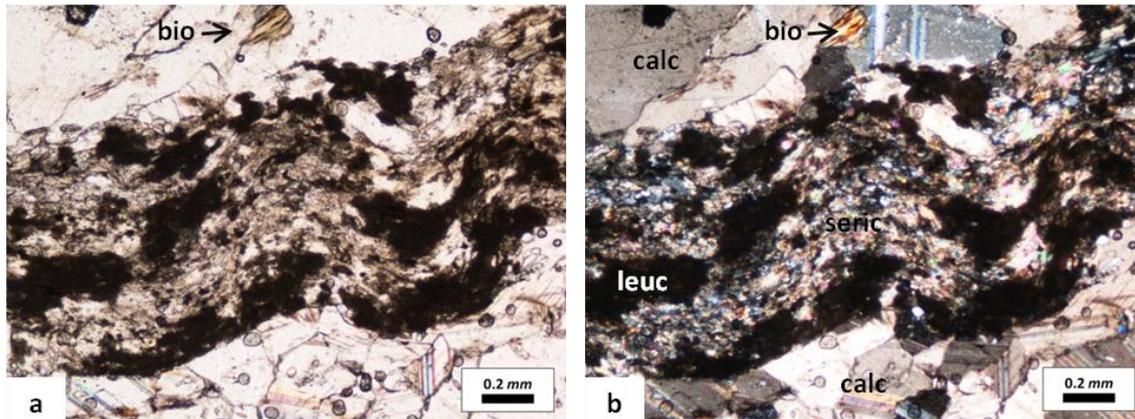
A textura varia entre: granoblástica; granonematoblástica, observável em níveis ricos de grãos de epidoto e/ou actinolite definindo uma anisotropia; e granolepidoblástica, encontrada em níveis ricos de sericite orientada preferencialmente.

Nas lâminas delgadas, observa-se uma alternância de níveis essencialmente calcíticos e níveis com grande abundância de silicatos (Microfoto 9). Esta alternância provavelmente testemunha uma fina estratificação do protólito. Em níveis ricos de sericite e leucoxena observam-se ondulações que parecem testemunhar um dobramento afetando uma anisotropia prévia (Microfoto 10).

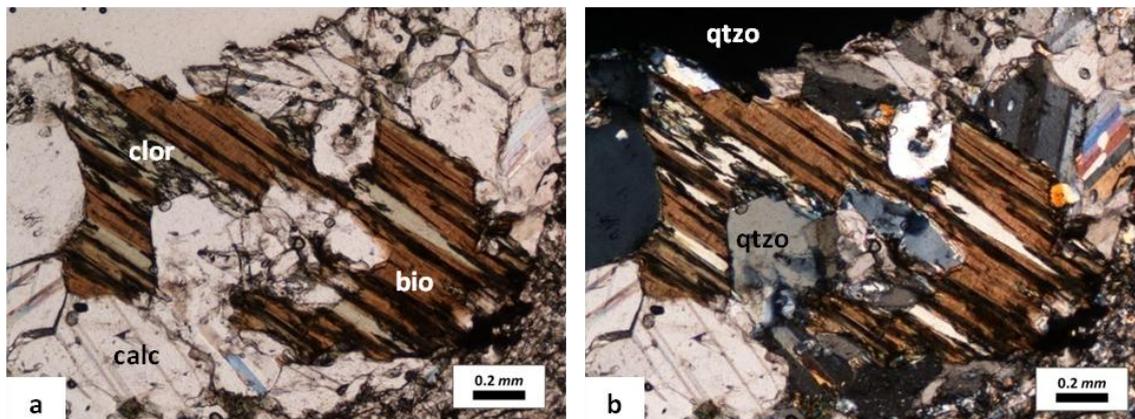
Os aspectos mineralógicos, estruturais e texturais descritos indicam que as litologias identificadas como “carbonatos” são, na verdade, mármore muito impuros, refletindo um protólito predominantemente carbonatado mas com uma importante contribuição detrítica.



Microfoto 9 - Aspecto de dois níveis distintos em “carbonato”: o inferior é muito calcítico; o superior é rico de silicatos, destacando-se o quartzo e o epidoto (maioria dos grãos com cores de polarização vivas), mas contendo também esfena-leucoxena, actinolite e micas (calc-calcite; qtzo-quartzo). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.



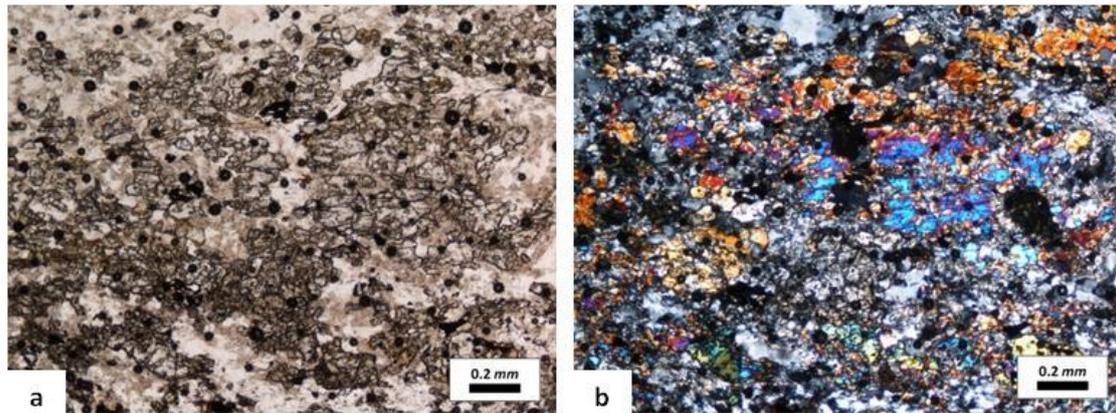
Microfoto 10 - Vista com estratificação dobrada em "carbonato" (bio-biotite, calc-calcite, leuc-leucocoxena, seric-sericite). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.



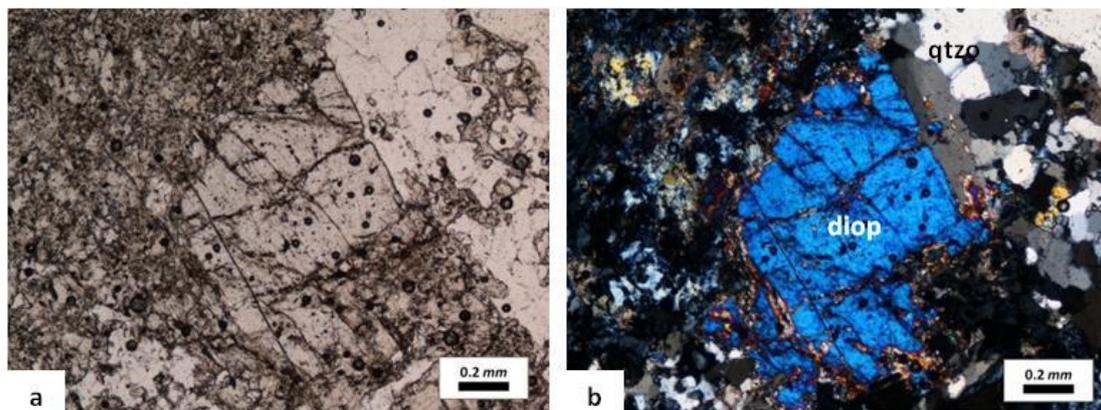
Microfoto 11 - Vista com biotite (bio-biotite, calc-calcite, clor-clorite, qtzo-quartzo). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.

#### 4.3.2 Rochas Calcossilicatadas s.s.

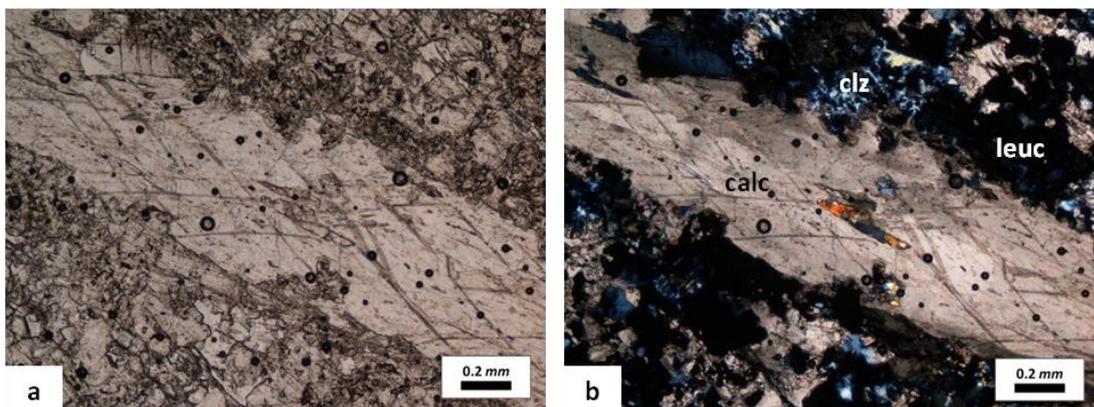
À escala mesoscópica, as "calcossilicatadas" são níveis de rochas de cor clara, com espessura milimétrica a centimétrica, intercalados nos xistos biotíticos. Em lâmina, apresentam uma composição mineralógica constituída por quartzo, epidoto (frequentemente, do tipo clinozoisite), clinopiroxena (provavelmente da série diópsido-hedembergite), calcite, leucocoxena, esfena, sericite, clorite, feldspato (provavelmente plagioclase, mas de difícil identificação mais precisa), biotite, apatite, e opacos. Têm textura granoblástica e apresentam alternância de níveis de granulometria fina (Microfoto 12) e grosseira (Microfoto 13) cortados por veios com grãos de calcite de grandes dimensões, superiores a 1 mm (Microfoto 14).



Microfoto 12 - Nível de granulometria fina de calcossilicatada, constituído predominantemente por quartzo (relevo baixo e cores de polarização cinzentas e brancas) e epidoto (relevo alto e cores de polarização vivas). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.



Microfoto 13 – Rocha calcossilicatada. Porfiroblasto de clinopiroxena, contactando com quartzo, também de grandes dimensões, bem como com uma matriz fina rica de quartzo, clinozoisite (cor de polarização azul anómala, distinta do azul de 2ª ordem da clinopiroxena) e leucóxena (diop-clinopiroxena, qtzo-quartzo). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.

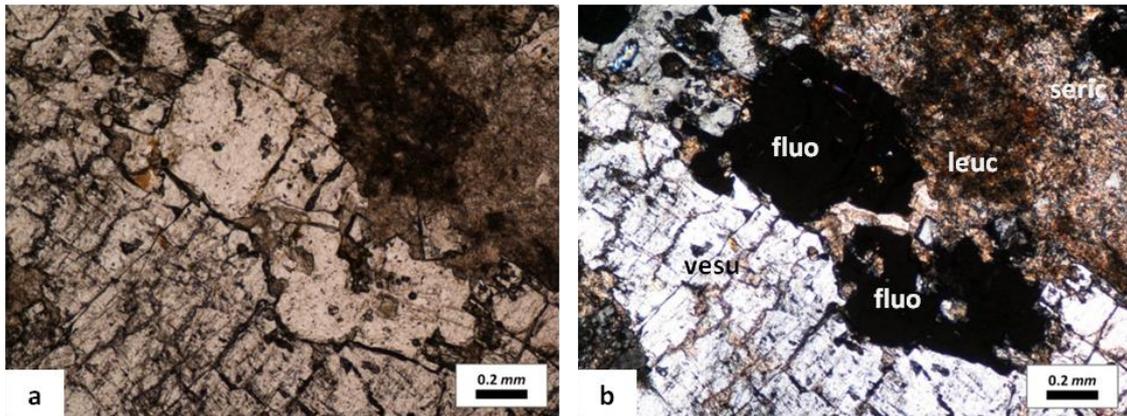


Microfoto 14 - Veio de calcite, em setor de rocha calcossilicatada rico em clinozoisite, leucóxena e calcite (calc-calcite, clz-clinzoisite, leuc-leucóxena). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.

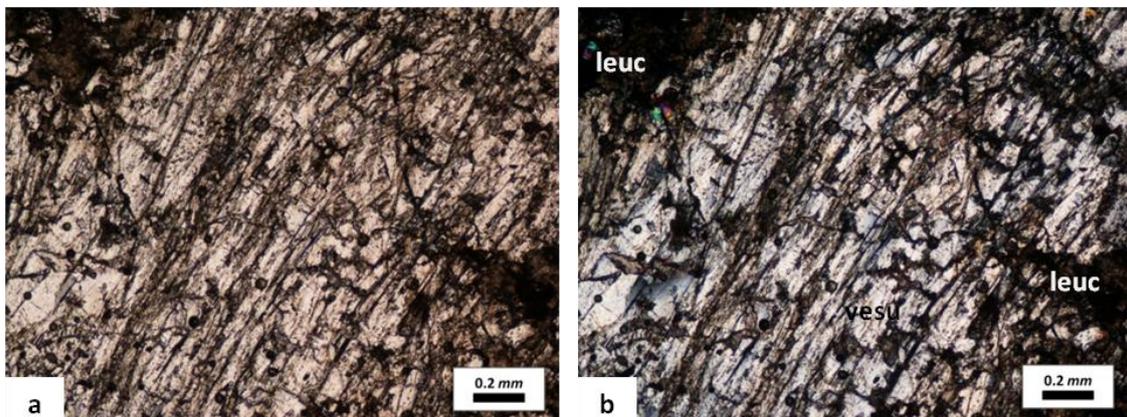
### 4.3.3 Skarns M

Estas rochas têm textura granoblástica inequigranular grosseira e uma composição mineralógica com vesuvianite, esfena (seja em cristais bem formados, seja como leucóxena),

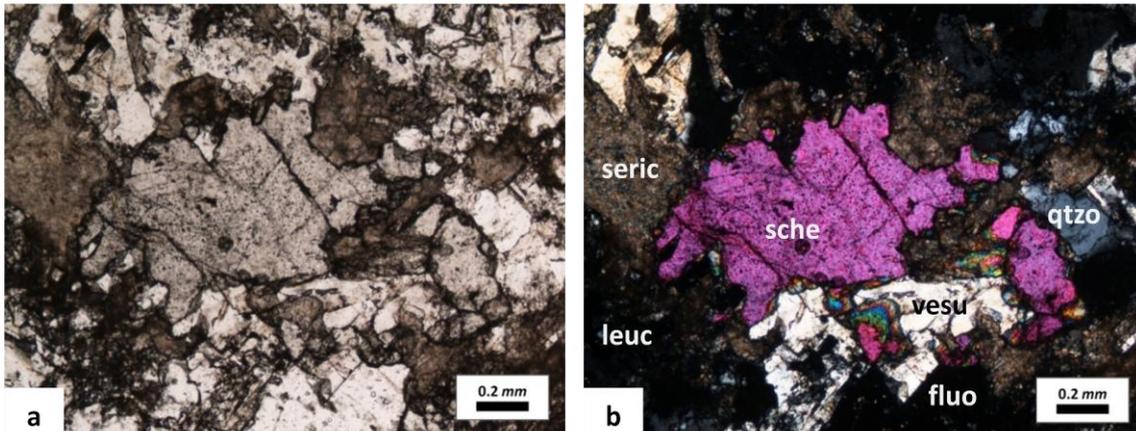
plagioclase muito sericitizada (Microfoto 15), fluorite, quartzo, calcite, clinopiroxena cálcica, clinozoisite e scheelite. Nas lâminas delgadas, a vesuvianite (Microfoto 16) é o mineral principal, constituindo cristais alongados. A scheelite (Microfoto 17) surge xenoblástica, em grãos que facilmente ultrapassam 1 mm. Este mineral pode, à primeira vista, em lâmina delgada, ser confundido com clinopiroxena, mas o tungstato distingue-se por ter relevo mais alto e birrefringência maior.



Microfoto 15 - Aspeto de skarn M (fluo - fluorite, leuc - leucosena, vesu - vesuvianite, seric - intensa sericitização de plagioclase). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.



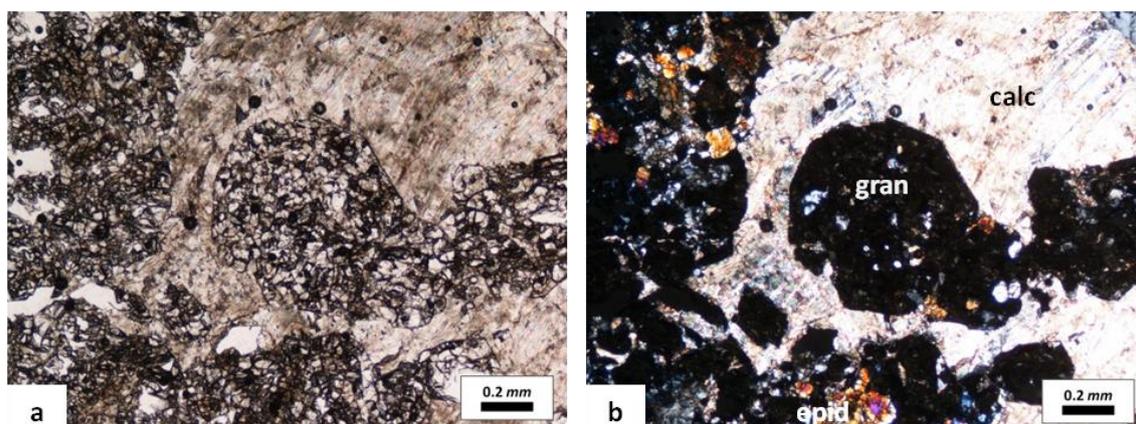
Microfoto 16 - Profiroblasto de vesuvianite (vesu) e leucosena (leuc). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.



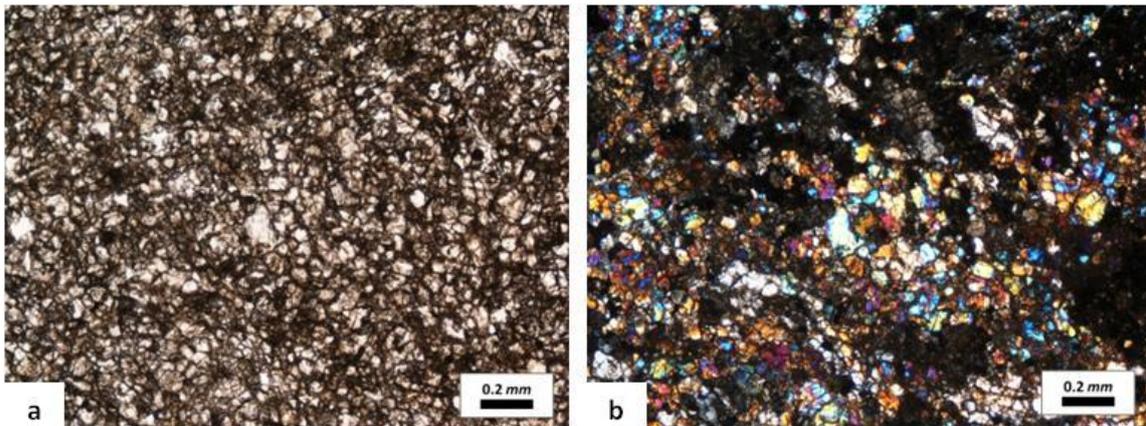
Microfoto 17 - Grão de scheelite (sche) envolvido por outros minerais (seric – plagioclase muito sericitizada, qtzo - quartzo, fluo - fluorite, leuc-leucoxena). À esquerda: nicóis paralelos. À direita: nicóis cruzados.

#### 4.3.4 Skarns N

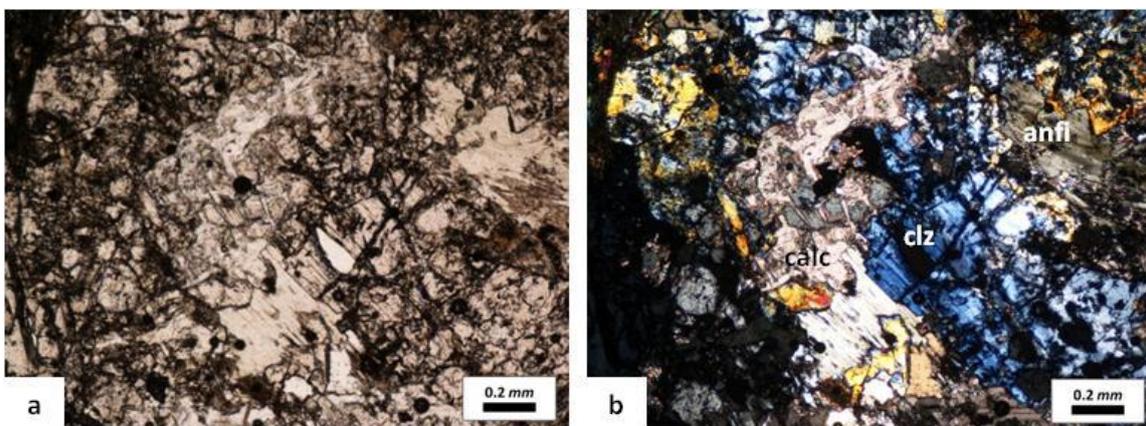
Os skarns N apresentam também textura granoblástica inequigranular. Nas lâminas estudadas, os minerais identificados foram: calcite, granada, vesuvianite, quartzo, epídoto (frequentemente clinozoisite), feldspato (provavelmente plagioclase), esfena-leucoxena, actinolite, sericite e apatite. A granada (Microfoto 18) aparece em grãos geralmente idioblásticos ou subidioblásticos, normalmente bastante fraturados e contendo, no seu interior, alguns grãos de outros minerais, em especial clinozoisite. Nalgumas lâminas, há alternância de dois domínios distintos, um mais fino (Microfoto 19) e um outro mais grosseiro (Microfoto 20). O feldspato (provavelmente plagioclase) surge quer nos níveis de granulometria mais fina, onde é facilmente confundido com o quartzo, quer nos níveis mais grosseiros, onde está habitualmente afetado de sericitização muito intensa.



Microfoto 18 - Porfiroblastos de granada (gran) em skarn N. No campo de visão, há ainda abundância de calcite (calc) e epídoto (epid). À esquerda: nicóis paralelos. À direita: nicóis cruzados.



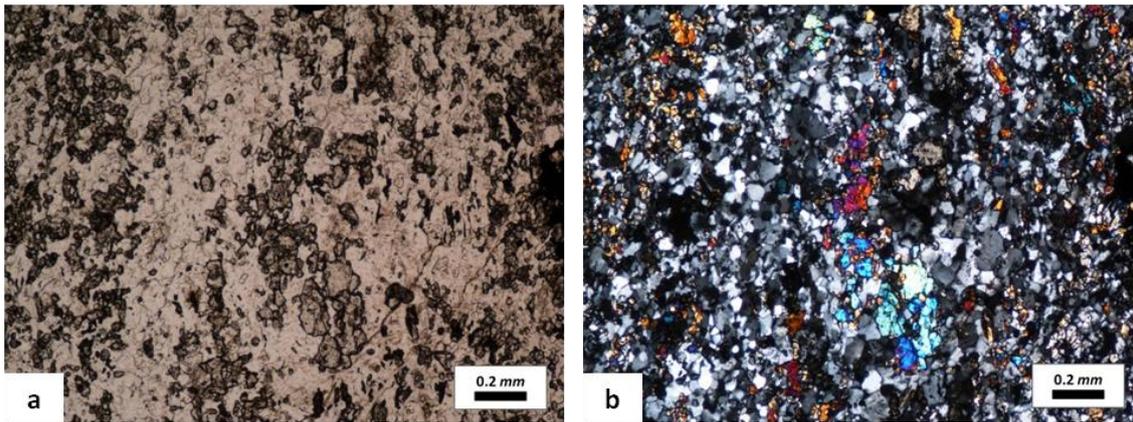
Microfoto 19 - Nível de granulometria fina da lâmina T15. Este nível é rico em epídoto, quartzo (e plagioclase?), granada (mineral isotrópico) e esfena-leucoxena. À esquerda: nicos paralelos. À direita: nicos cruzados.



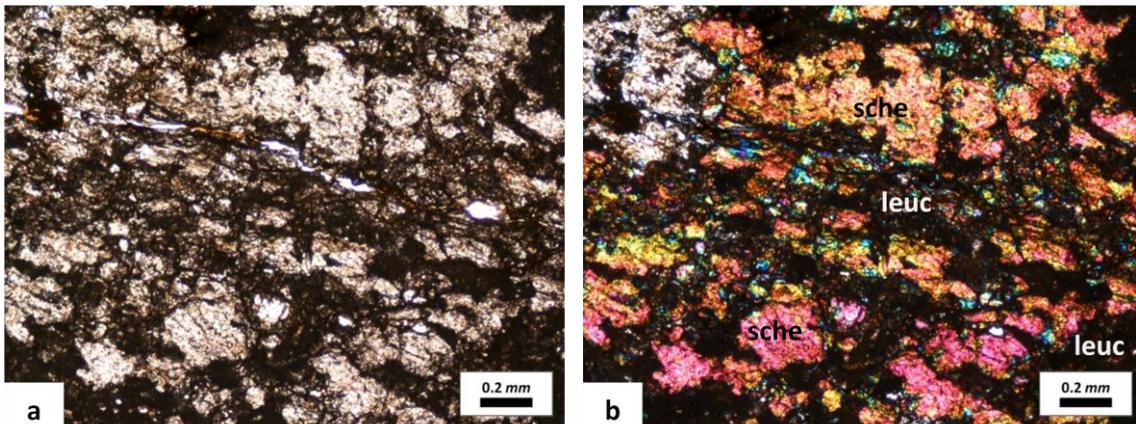
Microfoto 20 - Nível de granulometria grosseira da lâmina T23. No campo de visão são bem visíveis, calcite (calc), clinozoisite (clz), actinolite (anfi) e granada (mineral isotrópico). A clinozoisite aparece com cores de polarização de 1ª ordem, quer o azul anômalo quer cores um pouco mais altas (até ao laranja). Note-se que, neste campo de visão, as cores de polarização da anfíbola são baixas. À esquerda: nicos paralelos. À direita: nicos cruzados.

#### 4.3.5 Skarns L

Os skarns L, tal como os anteriores, têm textura granoblástica inequigranular. Em termos mineralógicos são constituídos por quartzo, epídoto, clinopiroxena cálcica, granada, feldspato (plagioclase?), scheelite, esfena-leucoxena, vesuvianite, sericite, clorite e opacos. As várias lâminas apresentam alternância de dois tipos de domínios, textural e mineralogicamente diferentes: num tipo, a granularidade é fina e o quartzo é abundante (Microfoto 21); no outro tipo, o quartzo é escasso e a granularidade é mais grosseira. A mineralização em scheelite ocorre essencialmente nos níveis com granularidade mais grosseira (Microfoto 22).



Microfoto 21 – Skarn L: nível de granulometria fina e rico em quartzo, clinopiroxena e epidoto.



Microfoto 22 - Skarn L: nível grosseiro e rico em scheelite (sche) e esfena-leucoxena (leuc). À esquerda: nicois paralelos. À direita: nicois cruzados.

## 5 Geoquímica de Rocha Total

Neste capítulo apresenta-se uma caracterização geoquímica sintética das várias litologias estudadas, através da utilização e da interpretação dos dados das concentrações de vários elementos presentes em 26 amostras de rocha total, com especial ênfase nas de granitoides.

### 5.1 Amostragem

Para o estudo geoquímico, procurou-se obter dados representativos de todas as litologias presentes na área estudada, utilizando-se as que foram sujeitas ao estudo petrográfico em lâmina delgada tratado no capítulo anterior. No total, obtiveram-se 26 amostras, doze correspondendo a granitoides, quatro a metapelitos, seis a skarns, duas a carbonatos e duas a rochas calcossilicatadas s.s., utilizando a terminologia adotada pela empresa e já abordada no capítulo 4. Todas as amostras provieram de testemunhos de sondagens efetuadas pela empresa. Não sendo possível divulgar a localização exata das amostras, fica desde já salvaguardado que a sua localização está restrita à área estudada, tal como foi apresentada na secção 2.1.

### 5.2 Preparação das amostras

Algumas amostras, em número de 7, já tinham sido moídas com o objetivo de serem analisadas, durante atividades da empresa anteriores a este estágio. A preparação física das restantes 19 foi efetuada no laboratório destinado a esse efeito no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro. A preparação das amostras passou por quatro etapas: lavagem e secagem; fragmentação; quarteamento; moagem. A lavagem das amostras foi efetuada com água e uma escova de nylon a fim de retirar toda a sujidade e poeiras, tendo sido seguida de secagem em estufa. A fragmentação das amostras foi feita num fragmentador de maxilas de movimento composto, em vários estágios, até se atingir a granulometria (da ordem milimétrica) apropriada para fase de moagem fina. O processo de quarteamento serviu para assegurar que a fração a ser reduzida a pó (pouco mais de 100 g) seria representativa da globalidade da amostra. A moagem foi feita num moinho de anéis e serviu para reduzir o tamanho dos fragmentos a pó. O moinho de anéis, ou panela de ágata, é constituído por uma panela de aço, revestida interiormente por ágata, no interior da qual se introduzem um anel e um disco concêntricos, também em ágata. É este dispositivo que, quando sujeito a trepidação, durante vários minutos provoca a pulverização da amostra.

### 5.3 Métodos Analíticos

As análises químicas foram efetuadas nos laboratórios da empresa *ALS-Geochemistry* em Sevilha, onde foram obtidos valores de concentrações de 62 elementos químicos por diferentes métodos analíticos. Os elementos maiores foram determinados pelo método ICP-AES (*inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry*) e os elementos menores e terras raras pelo método ICP-MS (*inductively coupled plasma - mass spectrometry*), de acordo com o descrito, no catálogo de serviços dessa empresa para 2013, para o pacote analítico completo para litogeoquímica.

### 5.4 Resultados Analíticos

Os resultados obtidos para os valores das concentrações dos elementos químicos presentes nas 26 amostras encontram-se nas tabelas Tabela 3, Tabela 4, Tabela 5 e Tabela 6. Algumas concentrações encontram-se abaixo do limite de deteção, nessa situação, nas tabelas aparece o símbolo “<” seguido do valor do limite de deteção para o elemento em questão.

Tabela 3 – Concentrações dos óxidos de elementos maiores nas 26 amostras analisadas.

<b>Óxidos de Elementos Maiores (%)</b>													
<b>Amostra</b>	<b>Litologia</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MnO</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>LOI</b>	<b>Total</b>
<b>T09</b>	Granito	75.10	15.05	0.76	0.44	0.04	4.42	3.41	0.02	0.02	0.53	1.30	101.09
<b>T10</b>	Granito	73.60	14.85	0.90	0.35	0.05	4.54	3.43	0.03	0.03	0.44	1.31	99.53
<b>T11</b>	Granito	73.80	15.05	0.79	0.27	0.05	4.46	3.28	0.03	0.01	0.27	1.43	99.44
<b>T12</b>	Granito	73.30	15.00	0.71	0.53	0.06	4.42	3.81	0.04	0.01	0.58	1.32	99.79
<b>T14</b>	Granito	73.20	14.85	0.75	0.64	0.05	4.16	3.14	0.02	0.02	0.73	1.54	99.11
<b>T26</b>	Granito	74.70	14.80	0.62	0.35	0.06	4.73	2.99	0.02	0.02	0.40	1.41	100.10
<b>T01</b>	Aplito	72.50	14.65	0.84	0.42	0.01	5.09	2.30	0.01	0.08	0.79	1.31	98.02
<b>T05</b>	Aplito	73.00	14.25	0.64	0.48	0.01	5.75	2.62	0.01	0.03	0.51	0.92	98.23
<b>T08</b>	Aplito	72.90	14.80	0.76	0.53	0.01	4.82	3.80	0.01	0.04	0.76	0.88	99.37
<b>T18</b>	Aplito	74.10	14.60	0.77	0.55	0.02	4.88	3.12	0.01	0.08	0.94	1.25	100.33
<b>T25</b>	Aplito	73.30	15.10	1.00	0.39	0.04	4.39	3.42	0.01	0.09	0.80	1.25	99.82
<b>T13</b>	Pegmatito	69.60	15.45	0.47	0.78	0.02	3.90	6.50	0.01	0.05	1.29	0.97	99.06
<b>T07</b>	Xisto Negro	64.60	15.85	4.11	0.47	2.03	1.68	3.30	0.74	0.06	0.12	5.31	98.36
<b>T20</b>	Xisto Negro	64.10	16.95	6.21	0.52	2.04	1.78	3.37	0.80	0.08	0.14	5.07	101.14
<b>T17</b>	Xisto	59.40	19.25	5.77	1.66	2.41	3.36	3.73	0.76	0.07	0.14	3.24	99.92
<b>T19</b>	Xisto	60.50	19.05	6.51	0.69	2.43	2.07	3.53	0.75	0.05	0.12	4.21	100.01
<b>T03</b>	Carbonato	31.90	10.30	3.95	30.20	1.50	1.36	1.68	0.42	0.11	0.17	18.25	100.12
<b>T06</b>	Carbonato	17.55	5.62	1.96	40.70	1.31	0.61	1.50	0.24	0.02	0.07	30.50	100.43
<b>T02</b>	Skarn M	31.90	15.60	2.13	36.90	0.80	1.45	0.51	0.14	0.14	0.13	4.00	93.82
<b>T04</b>	Skarn M	35.10	16.80	2.00	34.40	1.10	1.24	0.58	0.20	0.04	3.77	2.70	98.07
<b>T21</b>	Skarn L	46.30	15.85	5.56	22.50	2.53	1.18	2.19	0.59	0.13	0.15	2.83	100.00
<b>T22</b>	Skarn L	48.60	17.00	4.32	23.70	1.76	1.84	0.59	0.47	0.11	0.99	1.90	101.46
<b>T15</b>	Skarn N	44.60	18.50	6.76	23.80	3.43	0.09	0.44	0.70	0.18	0.21	2.82	101.87
<b>T23</b>	Skarn N	43.10	15.80	3.82	25.80	1.54	0.78	2.32	0.43	0.10	0.29	7.27	101.46
<b>T16</b>	Calcossilicatada s.s.	51.80	16.30	6.33	17.10	2.35	0.18	2.67	0.64	0.20	0.17	2.57	100.58
<b>T24</b>	Calcossilicatada s.s.	54.80	17.00	6.56	13.65	2.47	2.27	2.27	0.66	0.17	0.18	1.20	101.40

Granitoides

Metapelitos

Calcossilicatadas s. l.

Tabela 4 - Concentrações de elementos vestigiais nas 26 amostras analisadas.

Amostra	Litologia	Elementos Vestigiais (ppm)														
		Ba	Cr	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	Tl	U	V	
T09	Granito	3.6	30.0	42.7	33.8	1.8	28.4	744.0	37.0	31.0	8.6	2.1	3.5	41.3	6.0	Granitoides
T10	Granito	3.8	10.0	62.5	31.7	1.4	28.5	699.0	51.0	12.2	6.7	1.4	3.1	25.0	<5	
T11	Granito	3.6	10.0	59.0	33.6	1.9	31.1	690.0	53.0	21.4	11.2	2.1	3.2	29.8	6.0	
T12	Granito	5.5	10.0	68.3	30.6	1.4	29.9	720.0	44.0	106.0	6.8	1.3	3.5	25.1	<5	
T14	Granito	4.5	20.0	38.5	34.2	1.9	32.7	705.0	40.0	86.6	11.5	2.3	3.2	34.0	5.0	
T26	Granito	6.6	10.0	14.9	34.2	1.6	30.5	430.0	41.0	15.1	9.7	1.7	1.8	28.1	<5	
T01	Aplito	125.5	10.0	61.6	36.6	2.0	33.8	1035.0	56.0	86.7	4.2	0.5	4.4	23.9	6.0	
T05	Aplito	7.8	10.0	52.5	31.1	2.2	32.4	968.0	42.0	60.8	6.2	0.5	4.2	22.1	6.0	
T08	Aplito	5.5	370.0	62.2	30.9	1.9	34.5	1210.0	36.0	118.5	7.9	0.3	5.7	17.2	<5	
T18	Aplito	4.6	20.0	43.5	31.4	1.8	23.8	1105.0	41.0	75.0	4.0	0.6	4.9	20.6	5.0	
T25	Aplito	12.3	270.0	19.5	36.0	1.6	46.3	833.0	59.0	27.5	17.3	1.1	3.8	27.4	<5	
T13	Pegmatito	17.3	10.0	59.0	22.2	0.4	29.6	1355.0	36.0	143.0	14.1	0.1	7.3	9.5	5.0	Metapelitos
T07	Xisto Negro	499.0	100.0	17.3	22.8	5.3	14.0	137.5	4.0	134.0	1.2	15.1	0.8	13.1	184.0	
T20	Xisto Negro	533.0	100.0	16.0	23.7	6.0	15.7	124.0	4.0	112.0	1.3	15.5	0.6	7.8	155.0	
T17	Xisto	567.0	120.0	141.0	26.6	4.7	13.6	246.0	9.0	319.0	1.2	16.2	1.5	4.7	241.0	
T19	Xisto	598.0	120.0	17.3	27.0	4.5	14.3	173.5	4.0	157.0	1.3	16.9	0.9	4.1	193.0	Calcossilicatadas s. l.
T03	Carbonato	312.0	60.0	5.1	14.1	2.6	8.5	72.1	5.0	1865.0	0.7	9.2	<0.5	3.8	83.0	
T06	Carbonato	250.0	30.0	6.3	7.5	1.6	4.5	68.0	1.0	2540.0	0.4	4.6	<0.5	2.9	47.0	
T02	Skarn M	46.5	20.0	1.0	28.1	0.8	3.3	27.8	899.0	924.0	1.2	2.1	1.9	1.7	49.0	
T04	Skarn M	53.8	40.0	14.5	29.6	1.6	9.4	57.2	2020.0	979.0	1.7	4.0	1.3	3.0	41.0	
T21	Skarn L	509.0	90.0	8.6	24.2	3.7	9.3	119.5	329.0	987.0	0.8	12.7	0.6	3.8	109.0	
T22	Skarn L	194.5	240.0	4.2	28.1	3.3	13.1	92.7	844.0	1085.0	2.7	9.2	0.7	4.2	87.0	
T15	Skarn N	97.1	110.0	2.1	32.9	4.6	15.9	26.7	247.0	2490.0	1.5	15.7	<0.5	4.8	121.0	
T23	Skarn N	453.0	260.0	18.6	22.9	2.2	5.6	262.0	360.0	1015.0	1.0	7.0	1.4	3.1	85.0	
T16	Calcossilicatada s.s.	773.0	130.0	9.7	24.2	4.5	12.3	172.5	52.0	1300.0	1.1	14.4	1.0	4.2	114.0	
T24	Calcossilicatada s.s.	379.0	90.0	9.3	26.3	4.3	13.2	82.0	21.0	938.0	1.1	13.3	<0.5	3.7	117.0	

Tabela 5 - Concentrações de elementos vestigiais nas 26 amostras analisadas (continuação).

<b>Elementos Vestigiais (ppm)</b>																
<b>Amostra</b>	<b>Litologia</b>	<b>W</b>	<b>Y</b>	<b>Zr</b>	<b>As</b>	<b>Bi</b>	<b>Hg</b>	<b>Sb</b>	<b>Se</b>	<b>Te</b>	<b>Ag</b>	<b>Cd</b>	<b>Mo</b>	<b>Co</b>	<b>Cu</b>	<b>Li</b>
<b>T09</b>	Granito	9.0	6.4	38.0	5.4	2.5	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	1.0	<1	230.0
<b>T10</b>	Granito	7.0	4.9	34.0	18.2	3.0	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	<1	140.0
<b>T11</b>	Granito	9.0	8.4	42.0	1.8	3.1	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	<1	130.0
<b>T12</b>	Granito	8.0	6.2	31.0	1.9	2.0	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	2.0	240.0
<b>T14</b>	Granito	9.0	7.7	39.0	30.0	3.2	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	<1	270.0
<b>T26</b>	Granito	9.0	5.9	32.0	164.0	2.5	<0.005	0.1	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	1.0	30.0
<b>T01</b>	Aplito	7.0	2.5	31.0	86.6	1.9	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	<1	720.0
<b>T05</b>	Aplito	48.0	1.8	34.0	28.5	0.1	<0.005	0.1	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	4.0	90.0
<b>T08</b>	Aplito	10.0	1.4	27.0	25.3	2.0	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	0.6	<1	1.0	4.0	140.0
<b>T18</b>	Aplito	6.0	2.5	27.0	26.1	1.5	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	0.6	<1	<1	<1	560.0
<b>T25</b>	Aplito	10.0	4.2	29.0	55.2	1.8	<0.005	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	2.0	310.0
<b>T13</b>	Pegmatito	5.0	0.8	5.0	36.3	1.8	<0.005	0.1	<0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	<1	8.0	90.0
<b>T07</b>	Xisto Negro	8.0	33.1	201.0	80.8	0.4	<0.005	0.2	2.3	0.1	<0.5	0.5	23	12.0	38.0	70.0
<b>T20</b>	Xisto Negro	5.0	33.1	228.0	0.8	0.4	<0.005	0.1	2.2	0.1	<0.5	<0.5	9	15.0	41.0	110.0
<b>T17</b>	Xisto	3.0	30.3	172.0	9.4	0.4	<0.005	<0.05	3.7	0.1	<0.5	<0.5	3	14.0	34.0	210.0
<b>T19</b>	Xisto	4.0	29.9	163.0	21.2	0.3	<0.005	0.1	2.3	<0.01	<0.5	<0.5	1	14.0	32.0	140.0
<b>T03</b>	Carbonato	39.0	25.1	101.0	20.0	0.3	<0.005	0.1	0.4	<0.01	<0.5	<0.5	<1	5.0	15.0	30.0
<b>T06</b>	Carbonato	10.0	10.1	62.0	<0.1	0.1	<0.005	<0.05	0.4	<0.01	<0.5	<0.5	<1	2.0	13.0	70.0
<b>T02</b>	Skarn M	>10000	9.2	31.0	21.3	4.0	2.2	13.1	0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	7.0	<1	220.0
<b>T04</b>	Skarn M	>10000	8.4	56.0	14.6	3.0	12.2	11.9	<0.2	<0.01	<0.5	0.5	<1	16.0	1.0	270.0
<b>T21</b>	Skarn L	674.0	29.4	137.0	68.7	2.5	0.6	4.3	0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	10.0	4.0	230.0
<b>T22</b>	Skarn L	2710.0	22.8	122.0	116.5	2.1	2.8	6.2	0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	9.0	1.0	210.0
<b>T15</b>	Skarn N	3.0	34.9	169.0	33.4	0.3	<0.005	0.8	0.3	<0.01	<0.5	<0.5	<1	13.0	2.0	50.0
<b>T23</b>	Skarn N	42.0	16.9	78.0	58.1	6.2	0.1	11.6	0.2	<0.01	<0.5	<0.5	<1	2.0	<1	330.0
<b>T16</b>	Calcossilicatada s.s.	33.0	36.3	160.0	122.0	0.2	<0.005	0.2	0.4	<0.01	<0.5	<0.5	<1	14.0	6.0	40.0
<b>T24</b>	Calcossilicatada s.s.	65.0	33.9	158.0	116.5	0.5	0.1	0.1	0.6	<0.01	<0.5	<0.5	<1	11.0	20.0	40.0

Granitoides

Metapelitos

Calcossilicatadas s. l.

Tabela 6 - Concentrações de elementos das terras raras nas 26 amostras analisadas.

<b>Elementos Vestigiais – Terras Raras (ppm)</b>															
<b>Amostra</b>	<b>Litologia</b>	<b>La</b>	<b>Ce</b>	<b>Pr</b>	<b>Nd</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Gd</b>	<b>Tb</b>	<b>Dy</b>	<b>Ho</b>	<b>Er</b>	<b>Tm</b>	<b>Yb</b>	<b>Lu</b>
<b>T09</b>	Granito	2.60	6.40	0.82	2.90	1.00	<0.03	1.15	0.23	1.27	0.19	0.44	0.06	0.38	0.05
<b>T10</b>	Granito	2.20	5.00	0.62	2.30	0.83	<0.03	0.82	0.18	0.95	0.14	0.32	0.05	0.29	0.03
<b>T11</b>	Granito	2.90	6.80	0.86	3.10	1.11	<0.03	1.36	0.29	1.59	0.25	0.55	0.08	0.48	0.06
<b>T12</b>	Granito	2.00	4.70	0.58	2.20	0.80	<0.03	1.02	0.21	1.17	0.18	0.40	0.06	0.36	0.04
<b>T14</b>	Granito	3.00	7.30	0.96	3.50	1.18	<0.03	1.34	0.28	1.50	0.23	0.53	0.07	0.45	0.06
<b>T26</b>	Granito	2.20	5.30	0.69	2.50	0.92	<0.03	1.07	0.22	1.18	0.17	0.40	0.06	0.33	0.04
<b>T01</b>	Aplito	0.70	1.60	0.20	0.70	0.36	<0.03	0.41	0.09	0.49	0.07	0.15	0.04	0.16	0.02
<b>T05</b>	Aplito	0.50	1.30	0.17	0.60	0.29	<0.03	0.31	0.07	0.37	0.05	0.09	0.02	0.12	0.01
<b>T08</b>	Aplito	<0.5	0.80	0.10	0.30	0.17	<0.03	0.18	0.05	0.26	0.04	0.08	0.01	0.09	0.01
<b>T18</b>	Aplito	0.70	1.60	0.20	0.70	0.31	<0.03	0.39	0.08	0.46	0.06	0.15	0.02	0.15	0.02
<b>T25</b>	Aplito	1.50	3.70	0.48	1.70	0.70	<0.03	0.78	0.16	0.82	0.11	0.25	0.04	0.25	0.03
<b>T13</b>	Pegmatito	<0.5	<0.5	<0.03	0.10	0.05	<0.03	0.11	0.03	0.16	0.02	0.04	0.01	0.03	<0.01
<b>T07</b>	Xisto Negro	45.10	83.90	10.40	37.50	6.93	1.42	5.70	0.87	5.13	1.07	3.03	0.45	3.09	0.44
<b>T20</b>	Xisto Negro	45.10	83.30	10.20	36.10	6.45	1.46	5.84	0.88	5.24	1.08	3.11	0.49	3.16	0.48
<b>T17</b>	Xisto	48.30	91.80	10.90	38.70	6.93	1.69	6.10	0.91	5.31	1.08	3.05	0.45	2.90	0.44
<b>T19</b>	Xisto	49.30	94.40	11.30	40.20	7.26	1.64	6.19	0.92	5.24	1.11	2.94	0.45	2.88	0.43
<b>T03</b>	Carbonato	30.50	58.60	6.87	24.80	4.96	1.43	4.75	0.71	4.08	0.82	2.29	0.34	2.13	0.32
<b>T06</b>	Carbonato	15.30	28.50	3.44	12.60	2.29	0.45	2.01	0.29	1.67	0.35	0.92	0.14	0.92	0.14
<b>T02</b>	Skarn M	11.00	20.40	2.44	9.10	1.76	1.12	1.61	0.24	1.41	0.29	0.77	0.11	0.72	0.10
<b>T04</b>	Skarn M	12.30	22.50	2.76	10.10	1.80	0.42	1.60	0.23	1.34	0.27	0.77	0.11	0.75	0.10
<b>T21</b>	Skarn L	39.20	75.90	8.84	31.60	5.77	1.62	5.57	0.82	4.89	0.98	2.78	0.42	2.64	0.40
<b>T22</b>	Skarn L	28.30	54.50	6.39	23.60	4.26	1.24	4.09	0.62	3.70	0.76	2.07	0.32	2.12	0.31
<b>T15</b>	Skarn N	47.80	92.40	10.60	38.80	7.56	2.23	7.11	1.04	6.12	1.21	3.28	0.49	3.10	0.45
<b>T23</b>	Skarn N	23.40	43.60	5.10	18.70	3.49	1.07	3.22	0.46	2.70	0.56	1.56	0.24	1.50	0.22
<b>T16</b>	Calcossilicatada s.s.	47.00	89.90	10.45	37.60	7.07	1.71	6.89	1.04	6.29	1.30	3.65	0.53	3.59	0.53
<b>T24</b>	Calcossilicatada s.s.	41.50	82.20	9.51	35.00	6.53	1.54	5.93	0.88	5.43	1.14	3.28	0.51	3.26	0.48

Granitoides

Metapelitos

Calcossilicatadas s. l.

## 5.5 Caracterização Geoquímica dos Granitoides

Com base nos valores dos vários elementos químicos analisados, é possível caracterizar as litologias a que pertencem, recorrendo a diagramas sugeridos por vários autores e considerando diferentes parâmetros calculáveis e projetáveis.

### 5.5.1 Diagrama R1-R2

La Roche *et al.* (1980) propuseram o diagrama  $R_1$ - $R_2$  para classificar rochas ígneas plutónicas. Neste sistema de classificação, projeta-se  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$  contra  $R_2 = Al + 2Mg + 6Ca$ , em proporções milicatiónicas. A partir do parâmetro  $R_1$  pode-se averiguar o grau saturação em sílica e do parâmetro  $R_2$  a importância dos minerais máficos e da plagioclase cálcica. Calcularam-se os parâmetros  $R_1$  e  $R_2$  para todas as amostras de granitoides existentes, seis de granito, cinco de aplito e uma de pegmatito, e todas se projetaram no campo dos sienogranitos (Figura 12). Através da análise do parâmetro  $R_2$  constata-se que as rochas projetadas não apresentam variação significativa, tendo todas baixos valores deste parâmetro, o que reflete a fraca expressão de minerais máficos, e a ausência de plagioclase cálcica, nestas litologias. No parâmetro  $R_1$  a variação é maior, sendo a amostra de pegmatito a apresentar o valor mais baixo, reflexo da sua mineralogia ser constituída essencialmente por feldspato alcalino peritizado. Tendo em conta a grande granularidade desta litologia, é de supor que amostra analisada não seja perfeitamente representativa do corpo pegmatítico. Ainda em relação a  $R_1$ , constata-se que os maiores valores deste parâmetro são encontrados em granitos, o que está de acordo com o facto de serem estas as rochas que apresentam geralmente os teores mais elevados de sílica.

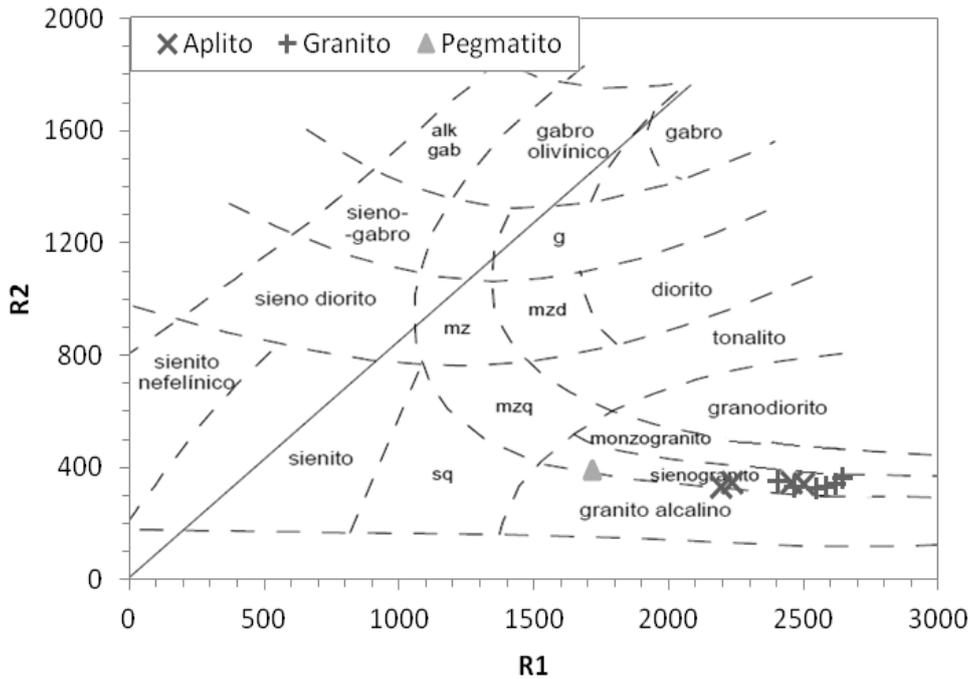


Figura 12 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama  $R_1$ - $R_2$  proposto por La Roche et al. (1980).  $R_1 = 1000[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]$ ;  $R_2 = 1000(6Ca+2Mg+Al)$ .

### 5.5.2 Diagrama dos “Minerais Caraterísticos”

Debon & Le Fort (1983) propuseram o diagrama de “minerais caraterísticos” A-B para distinguir grandes grupos de associações magmáticas plutónicas. Neste diagrama, a importância dos minerais máficos está representada pelo parâmetro B ( $B = Fe+Mg+Ti$ ) e o grau de peraluminosidade pelo parâmetro A ( $A = Al-(K+Na+2Ca)$ ), os quais são calculados usando proporções milicatiónicas.

O resultado da projeção dos vários granitoides (Figura 13) neste diagrama reflete bem a sua mineralogia. Em todas estas rochas os minerais máficos são muito escassos, o que está de acordo com os valores de B próximos de zero. Quanto aos minerais félsicos, há largo predomínio de quartzo e feldspatos em todos os granitoides, distinguindo-se contudo os granitos s.s. por terem ainda proporções significativas de moscovite, ao passo que os aplitos e o pegmatito analisados são pobres de mica branca. É isto que origina as diferenças no parâmetro A, com os granitos s.s. apresentado valores sempre acima de 50, enquanto para os aplitos e pegmatito, apesar de positivos, os valores não ultrapassam 20.

Realce-se ainda que os granitos definem um alinhamento vertical típico de algumas associações plutónicas aluminosas, como a dos Altos Himalaias (Debon & Le Fort, 1983). Os aplitos e o pegmatito projetam-se próximo da origem do diagrama, local para onde convergem os extremos de diferenciação das mais diversas séries magmáticas. Segundo o diagrama de Debon & Le Fort (1983), os granitos podem ser ainda classificados como leucogranitos.

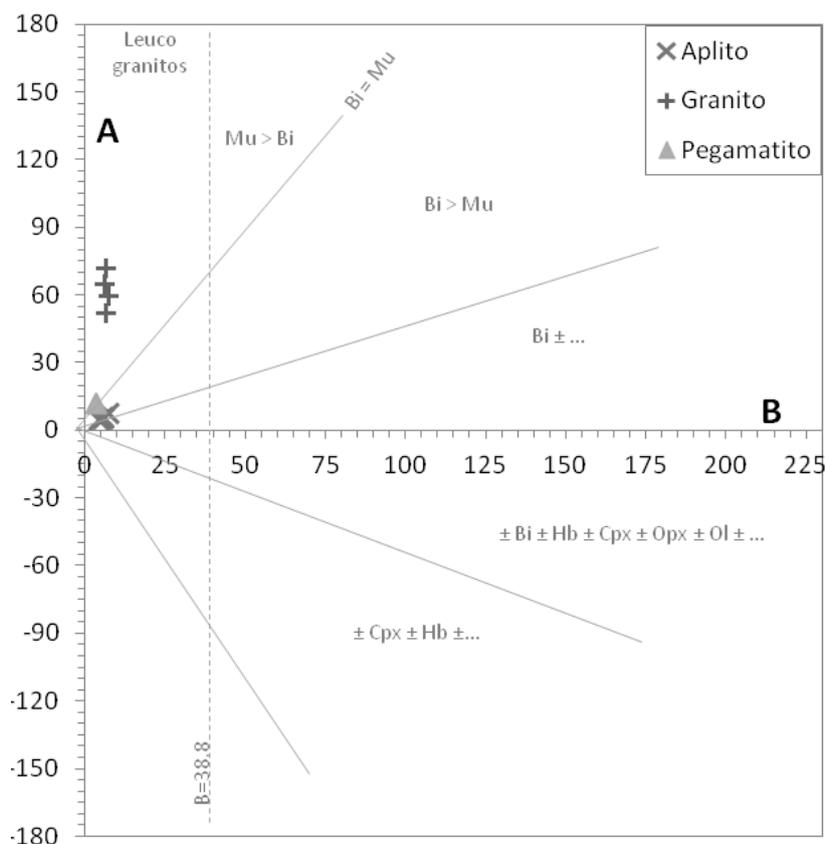


Figura 13 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama dos minerais característicos A-B, segundo Debon & Le Fort (1983). B = Fe+Mg+Ti; A= Al-(K+Na+2Ca); Mu–moscovite; Bi–biotite; Ho – hornblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.

### 5.5.3 Saturação em Alumina

O índice de saturação em alumina, também conhecido por índice A/CNK ou de Shand, é um parâmetro vastamente utilizado na classificação de rochas ígneas. Este parâmetro foi proposto por Shand (1947) e é dado pela razão molecular  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ . Quando esta razão é superior a 1, as rochas classificam-se como peraluminosas; se inferior a 1, designam-se como metaluminosas. É ainda comum fazer-se a associação do índice de peraluminosidade à divisão dos granitos nos tipos I e S (Chappell & White, 1974), tal como se apresenta no diagrama A/CNK vs  $SiO_2$  (Figura 14). A projeção dos vários granitoides no diagrama A/CNK vs.  $SiO_2$  (Figura 14) confirma a peraluminosidade, já observada no diagrama de Debon & Le Fort (1983), destes granitoides, com todas as razões A/CNK superiores a 1.0. Aliás, o significado de A/CNK ser superior a 1.0 é exatamente o mesmo de o parâmetro A de Debon & Le Fort (1983) ser positivo.

A razão A/CNK dos granitos situa-se entre 1.27 e 1.32, enquanto nos aplitos varia entre 1.08 e 1.06. A peraluminosidade dos granitos é confirmada pela petrografia, pois a moscovite

modal é abundante, o que é uma característica mineralógica comum dos granitos peraluminosos (Chappell & White, 1974; Gill, 2010). A forte saturação em alumina destes granitoides sugere, tal como se vê no diagrama A/CNK vs SiO<sub>2</sub> (Figura 14), uma forte afinidade com os granitos de tipo S. Além disso, também Debon & Le Fort (1983) sublinharam que as associações aluminosas, tal como definidas no seu diagrama A-B, são aproximadamente equivalentes aos granitos de tipo S de Chappell & White (1974). Estas características de granitos de tipo S apontam para uma importante contribuição de crosta continental metassedimentar no magma que lhes deu origem. Apesar de ser uma forma expedita para a identificação do tipo de fonte, o estabelecimento desta correspondência requer cautela, devendo, sempre que possível, ser complementada com outros dados.

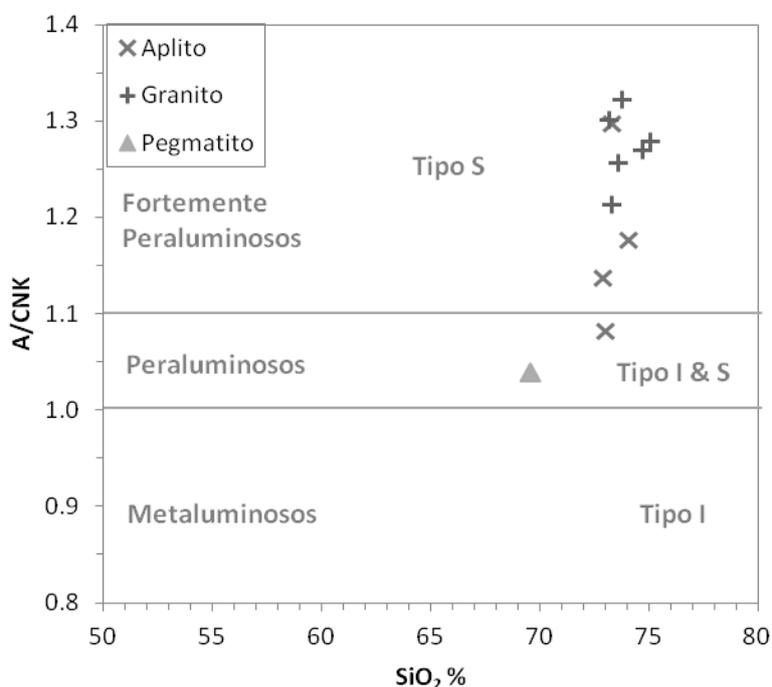


Figura 14 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama de índice molecular A/CNK, versus SiO<sub>2</sub>% ( $\frac{Al_2O_3}{CaO+Na_2O+K_2O}$ ). Os tipos I e S referem-se à classificação de Chappell & White (1974), em que os granitos de tipo I teriam uma fonte ígnea e os de tipo S uma fonte (meta-) sedimentar.

#### 5.5.4 Grau de Diferenciação das Rochas Granitoides

Da conjugação dos dados referidos anteriormente, os granitoides estudados podem ser classificados como leuco-sienogranitos, o que de imediato leva a supor que todas estas rochas representem fundidos muito diferenciados, reduzindo significativamente a utilidade dos diagramas de variação mais comuns, pois os índices de diferenciação mais habituais

poderão, nesse tipo de líquidos, sofrer variações espúrias, por efeitos puramente locais, tornando difícil a determinação de tendências naqueles diagramas e a respetiva interpretação.

Para confirmar, com o recurso a elementos vestigiais, a hipótese, baseada na petrografia e na geoquímica de elementos maiores, de os granitoides estudados representarem composições magmáticas muito diferenciadas, recorreu-se ao diagrama triangular Rb-Ba-Sr, de El Bouseily & El Sokkary (1975). Neste diagrama, o grau de diferenciação dos magmas aumenta no sentido horário, desde o vértice de Sr até ao vértice de Rb. A projeção dos vários granitoides analisados neste trabalho dá-se junto ao vértice Rb, no campo dos granitos muito diferenciados (Figura 15). Confirmam-se, assim, as conclusões anteriores sobre o grau de diferenciação, o que levou a que se optasse por não proceder à utilização dos tradicionais diagramas de variação.

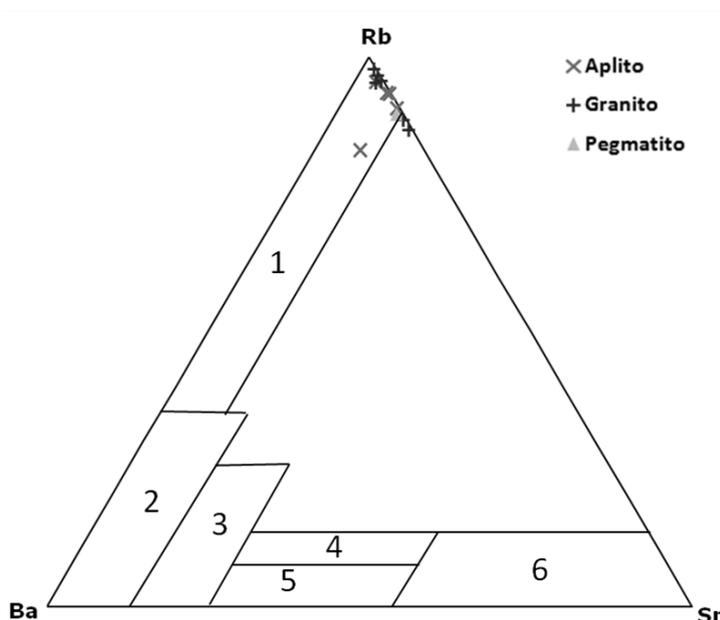


Figura 15 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama Rb-Ba-Sr, segundo El Bouseily & El Sokkary (1975). Campos: 1 – granitos muito diferenciados; 2 – granitos normais; 3 – granitos anómalos; 4 – granodioritos; 5 – quartzodioritos; 6 – dioritos.

### 5.5.5 Perfis Normalizados de Elementos das Terras Raras

A normalização das concentrações de elementos terras raras (TR), para a realização dos perfis, foi efetuada usando-se a composição proposta para o manto primordial por Sun & McDonough (1989).

O valor de Eu encontra-se abaixo do limite de deteção em todos os granitoides, assim como o La na amostra de granito T08 e no pegmatito T13 (Tabela 6). No pegmatito T13 os

elementos Ce, Pr e Lu também se encontram abaixo dos limites de deteção. Por estes motivos, as amostras T13 e T08 foram excluídas da Figura 16. Nas composições projetadas, assumiu-se para o Eu o valor do seu limite de deteção, pelo que as anomalias negativas realmente existentes na posição desse elemento são ainda mais fortes do que o traçado na Figura 16. Considerando as concentrações dos lantanídeos vizinhos e o limite de deteção, é absolutamente certo que o valor de  $Eu/Eu^*$  em quase todos granitos é inferior a 0.01, sendo de esperar que o mesmo aconteça nas restantes amostras de granitoides.

Os somatórios das concentrações de terras raras são bastante baixos nos granitoides, tendo valores médios de 16.67 ppm nos granitos e de 5.39 ppm nos aplitos. No pegmatito, esse valor é indeterminado, mas certamente inferior ao registado nos aplitos.

Quanto ao aspeto geral dos perfis constata-se que todas as amostras estudadas mostram só um ligeiro “enriquecimento” de terras raras leves (TRL) em relação às terras raras pesadas (TRP), com um valor médio de  $La_n/Lu_n = 5.37$  e havendo uma grande semelhança entre todos os perfis. Na verdade, as maiores diferenças correspondem aos perfis dos aplitos se situarem em posições inferiores (devido às menores concentrações) e mostrarem algumas oscilações, provavelmente devidas ao maior efeito relativo do erro analítico, pois muitas concentrações de TR nos aplitos estão só pouco acima dos limites de deteção.

As grandes anomalias negativas de Eu são, por si sós, geralmente indicadoras de um grau de diferenciação magmática extremo. Os baixos teores de TR e perfis sem uma forte fraccionação entre TRL e TRP apontam no mesmo sentido. Para explicarem perfis de TR semelhantes em leucogranitos peraluminosos aflorantes em Évora, Moita *et al.* (2009) colocaram duas hipóteses para a génese dos magmas representados por essas rochas: a) um baixo grau fusão parcial de metassedimentos na presença de fases refratárias, que incluíam plagioclase e minerais acessórios com grandes coeficientes de partilha para a maioria dos elementos higromagmatófilos; b) um muito avançado grau de diferenciação a partir de um líquido anatótico de fonte metassedimentar. Tendo em conta que, no caso presente, os valores de TR são ainda menores do que os registados nas rochas estudadas por Moita *et al.* (2009), a hipótese da diferenciação extrema (se bem que a partir de um líquido essencialmente anatótico) parece ser a mais plausível.

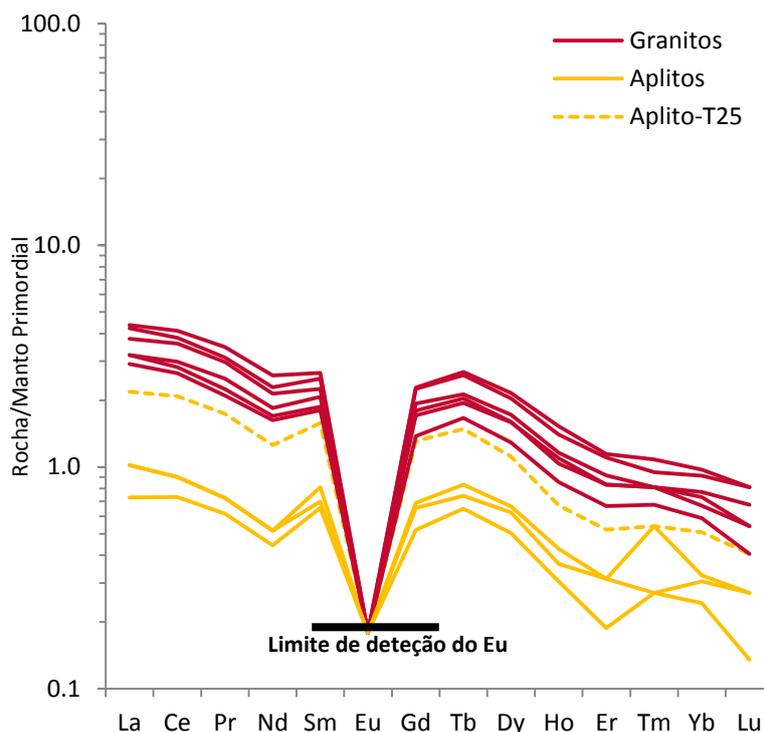


Figura 16 – Perfis de terras raras dos granitos e aplitos, normalizados para a composição do manto primordial (Sun & McDonough, 1989). Não se projetaram nem a única amostra analisada de pegmatito nem uma amostra de aplito (T08), por terem concentrações de vários elementos abaixo dos limites de detecção. As concentrações de Eu nos granitoides, mesmo nos projetados, estão sempre abaixo do limite de detecção, pelo que as anomalias representadas na posição desse elemento estão, também sempre, subestimadas

### 5.5.6 Classificação Tectónica

Pearce *et al.* (1984) conceberam vários diagramas para efeitos de discriminação tectónica, tendo definido quatro grandes domínios: ORG (“Ocean Ridge Granites”), VAG (“Volcanic Arc Granites”), WPG (“Within Plate Granites”) e syn-COLG (“Syn-Collisional Granites”). No caso presente, como se verificou nas secções anteriores, está-se perante granitos muito diferenciados, o que pode levantar algumas dúvidas quanto ao significado da projeção das amostras, em especial no que se refere às de aplitos e pegmatito. Contudo, e não descurando a necessidade dessa cautela, foram utilizados os diagramas Nb vs. Y (Figura 17) e Ta vs. Yb (Figura 18). No diagrama Nb vs. Y todas as amostras de granitoides se projetam no campo VAG+syn-COLG, com a amostra de pegmatito a revelar que o seu teor de Y (0.8 ppm) é muito pequeno em comparação com os das litologias a que este diagrama habitualmente se aplica. O diagrama Ta vs. Yb já permite a separação entre os granitos de arco vulcânico e os sin-colisionais, verificando-se agora que as amostras estudadas têm todas composições no campo dos sin-colisionais, com o pegmatito a revelar mais uma vez um teor diminuto, agora de Yb (0.03), o que não surpreende devido à grande similaridade do seu comportamento

geoquímico com o do Y. Pearce *et al.* (1984), propõem ainda outros diagramas, não apresentados aqui, visto ter-se optado por aqueles em que se recorre aos elementos menos suscetíveis de mobilização por fluidos hidrotermais, mas é de referir que, nos restantes diagramas, as amostras se projetam exatamente nos mesmos campos. Assim, os granitoides de São Pedro das Águias revelam características geoquímicas de rochas de ambiente sin-colisional (Figura 18), o que é concordante com o tipo de situação geotectónica expectável, visto que, como já referido nos capítulos anteriores, os dados de cartografia geológica, petrografia e geocronologia relacionam os corpos graníticos da área de estudo com a terceira fase regional de deformação varisca.

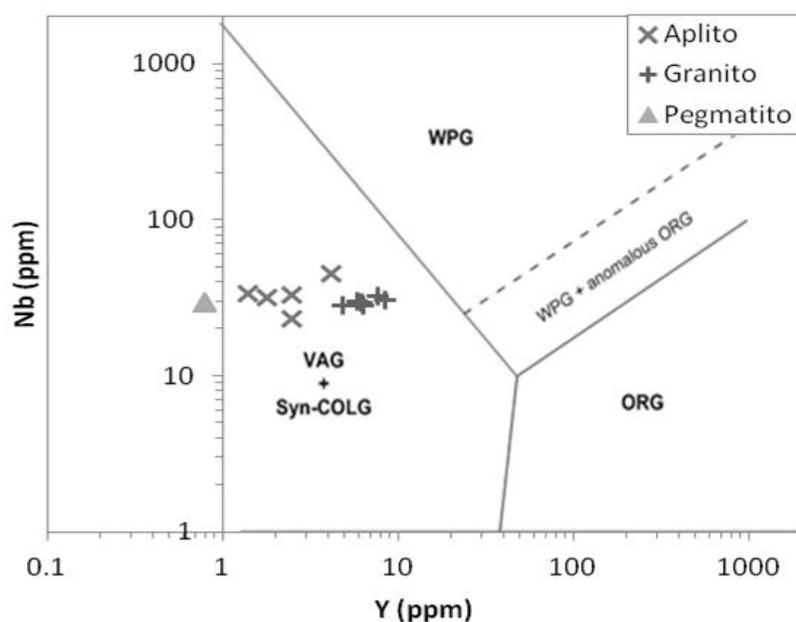


Figura 17 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama Nb versus Y, segundo Pearce *et al.* (1984). Campos: granitos de arco vulcânico mais granitos sin-colisionais – VAG + syn-COLG; granitos intra-placa – WPG; granitos da crista oceânica – ORG.

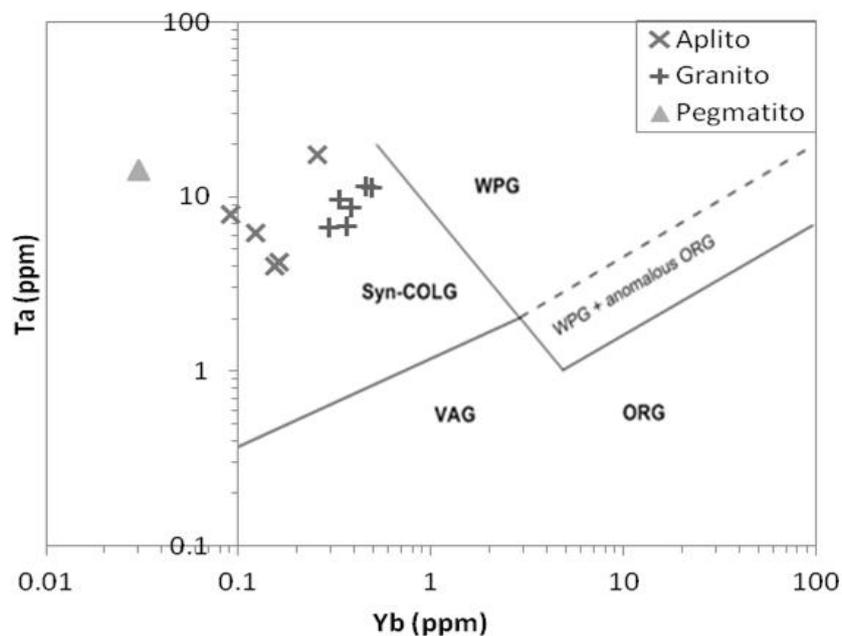


Figura 18 - Projeção dos granitoides da área estudada no diagrama Ta versus Yb, segundo Pearce *et al.* (1984). Campos: granitos sin-colisionais – syn-COLG; granitos intra-placa – WPG; granitos de arco vulcânico – VAG; granitos da crista oceânica – ORG.

## 5.6 Caracterização Geoquímica dos Metassedimentos

Quer para as rochas metapelíticas quer para aquelas que apresentam uma composição calcossilicatada s.l. também se apresentam seguidamente algumas características geoquímicas relevantes.

### 5.6.1 Perfis Normalizados de Elementos das Terras Raras

Através da análise dos perfis de terras raras (Figura 19), constata-se que todos os metassedimentos estudados mostram um enriquecimento de terras raras leves (TRL) em relação às terras raras pesadas (TRP), com um valor médio de  $La_n/Lu_n = 11.04$ . Os valores extremos desta razão são 13.35, num skarn M, e 9.31, numa rocha calcossilicatada s.s., mostrando uma forte coerência no fracionamento TRL/TRP em todas estas litologias. Considerando só os metapelitos, a gama de variação de  $La_n/Lu_n$  fica restrita ao intervalo entre 10.12 e 12.35.

Segundo Taylor & McLennan (1985) a distribuição das terras raras nos sedimentos detríticos finos (pelíticos) é caracterizadora da composição média da área-mãe, uma vez que no decurso da erosão e do transporte, as TR são transportadas predominantemente adsorvidas pelas partículas argilosas em suspensão, podendo ser transferidas, sem alteração do seu padrão, da fonte para o sedimento. Os metapelitos estudados apresentam perfis praticamente

sobrepostos uns aos outros (Figura 19), com um enriquecimento moderado de terras raras leves em relação às terras raras pesadas (valor médio de razão  $La_n/Lu_n = 11.33$ ), e com anomalia negativa de európio ( $0.67 \leq Eu/Eu^* \leq 0.78$ ). Para além da sobreposição interna, os perfis de TR dos metapelitos de São Pedro das Águias são também extremamente semelhantes ao da composição de referência NIBAS (Neoproterozoic Iberian Average Shale), proposta por Ugidos *et al.* (2010). As concentrações de elementos das terras raras, e obviamente também os seus perfis, são ainda muito semelhantes aos valores apresentados em vários trabalhos de síntese para composições de referência de sedimentos pelíticos de várias partes do mundo e/ou para modelos composicionais da crosta superior (e.g.: Taylor & McLennan, 1985; Condie, 1991). Deste modo, os perfis de TR dos metapelitos estudados indicam que os seus protólitos se formaram numa bacia que recebia sedimentos que correspondiam a uma amostragem representativa da crosta superior (não sendo portanto condicionada por um tipo muito particular de área fonte) e, adicionalmente, revelam que os lantanídeos terão permanecido nos metapelitos praticamente imóveis, apesar dos fenómenos hidrotermais metassomáticos que afetaram a área onde foram colhidos.

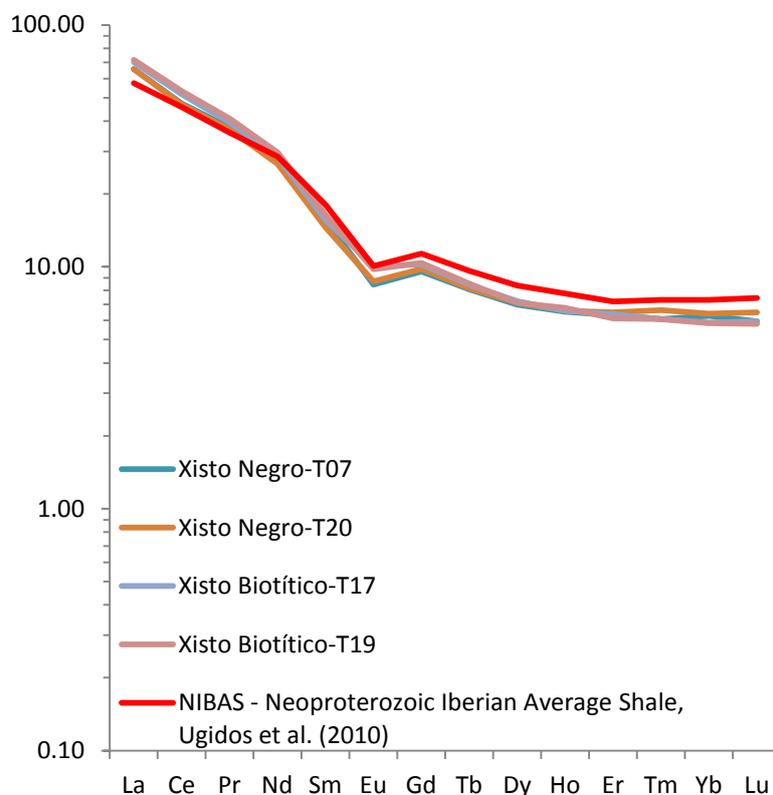


Figura 19 – Perfis de terras raras dos metapelitos normalizados para o manto primordial. Projetou-se também a composição de referência NIBAS (Ugidos *et al.*, 2010). Normalização para a composição do manto primordial (Sun & McDonough, 1989)

Todos os perfis de terras raras nas rochas calcossilicatadas s.l. (Figura 20) apresentam paralelismo geral entre si, bem como em relação ao NIBAS, o que implica que esse paralelismo também existe em relação aos metapelitos a que estão associadas. Os perfis das composições calcossilicatadas s.l. projetam-se ou abaixo ou sobrepostos ao do NIBAS em quase todos os casos (Figura 20), pelo que os seus conteúdos em lantanídeos parecem poder ser descritos como os expectáveis em materiais detríticos, com os valores mais baixos dos teores de terras raras a indicarem uma maior diluição em material de origem distinta da dos sedimentos detríticos finos. Assim, os perfis das rochas calcossilicatadas s.s. poderão ser explicados por: a) os seus protólitos eram rochas sedimentares com mistura de componente carbonatada e componente detrítica, sendo a maior ou menor aproximação de cada perfil ao do NIBAS consequência da menor ou maior diluição da componente pelítica (relativamente rica de TR) nas componentes carbonatada e psamítica (ambas pobres de TR); b) introdução metassomática das TR em rochas de protólito carbonatado, a partir de fluidos metamórficos libertados pelos metapelitos envolventes. O facto de serem observáveis finos níveis metapelíticos (de espessura milimétrica) intercalados nas rochas calcossilicatadas s.l. parece indicar que a primeira hipótese terá, de facto, ocorrido e, provavelmente, terá sido a mais importante, se não a mesma a única a ter lugar.

Contudo, há um lantanídeo cujo comportamento se afasta, por vezes, daquilo que é mais comum nos perfis dos materiais detríticos. Trata-se do európio, que, na maioria dos casos, nas rochas calcossilicatadas s.l., define anomalias negativas menores do que as registadas nos metapelitos, chegando a registar-se, até, uma clara anomalia positiva ( $Eu/Eu^* = 2.00$ ) na amostra T02, de skarn M. Significativamente, esta amostra é aquela, de todas as calcossilicatadas s.l. estudadas, que apresenta maior proporção modal de plagioclase metamórfica (se bem que sericitizada na etapa tardia de alteração hidrotermal). Sabendo-se da forte tendência do  $Eu^{2+}$  para ser incorporado na plagioclase (Drake & Weill, 1975; Rolinson, 1993), é de supor que, de facto, seja a combinação da presença deste mineral com a disponibilização do Eu na forma divalente a causa da anomalia positiva em T02. Visto tratar-se de plagioclase metamórfica, os veículos de disponibilização do Eu deverão ter sido fluidos hidrotermais. O Eu na sua forma divalente, devido à menor carga e ao maior raio iónico, tem um potencial iónico bastante menor do que o dos restantes lantanídeos (e do que o do próprio Eu como ião trivalente), adquirindo, portanto, uma maior solubilidade (Mason & Moore, 1984). Deste modo, não será surpreendente que, enquanto os restantes lantanídeos tiveram um comportamento praticamente imóvel, o  $Eu^{2+}$  possa ter sofrido alguma mobilização em fluidos aquosos e subsequente incorporação na plagioclase.

As condições redutoras favoráveis à disponibilização de  $\text{Eu}^{2+}$  terão sido favorecidas por dois factores: 1) a existência de xistos negros na vizinhança das rochas calcossilicáticas s.l.; 2) o facto de o motor do processo hidrotermal ser um granitoide de afinidade S. Aliás, conforme sublinhado por Newberry (1998), a natureza dos plutões que intervêm na génese dos skarns e as características das rochas envolvidas desses depósitos são os principais aspetos determinantes no estado de oxidação dos próprios skarns.

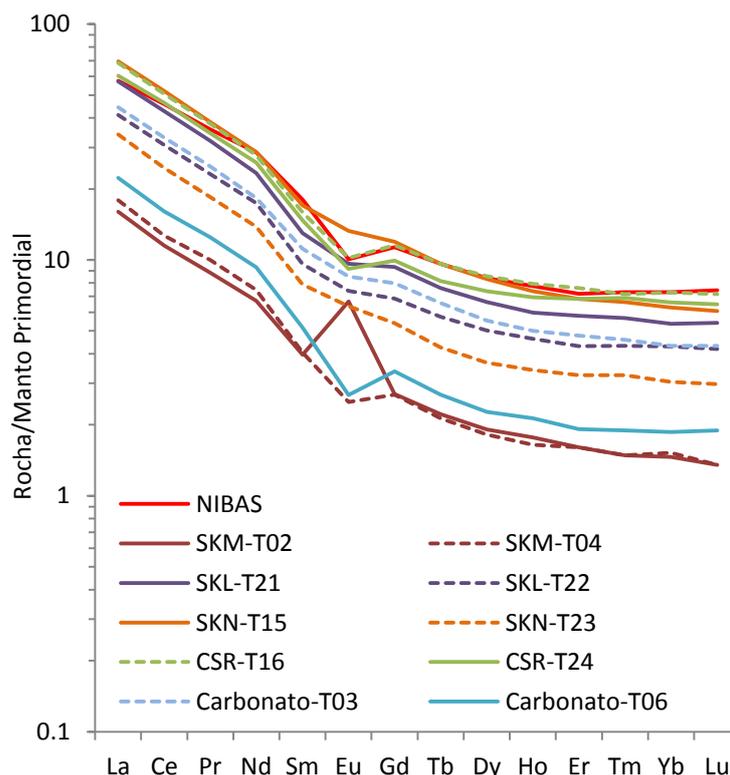


Figura 20 - Perfis de terras raras das rochas calcossilicáticas s.l.. Projetou-se também a composição de referência NIBAS (Ugidos *et al.*, 2010). Normalização para a composição do manto primordial (Sun & McDonough, 1989).

## 5.7 Classificação Geoquímicas dos Skarns

A classificação de skarns com base em parâmetros unicamente geoquímicos não é muito comum. Contudo, Newberry (1998) elaborou vários diagramas classificativos de skarns com base em dados dos maiores depósitos com importância económica, definindo três principais grupos de skarns: skarns de W; skarns de W-F; e skarns de Sn.

No diagrama As vs Bi (Figura 21), todas amostras das rochas calcossilicáticas s.l. se projetam no campo dos skarns de W e skarns de W-F. Neste diagrama, as amostras de skarns M e L (duas de cada) formam pares coerentes. O mesmo já não sucede com os skarns N em que uma das amostras (T15, com 0.33 ppm de Bi e 33 ppm de As) tem uma concentração de Bi quase 20 vezes inferior ao da outra amostra (T23, com 6.2 ppm de Bi e 58 ppm de As), embora

se possa pôr a hipótese desta diferença resultar de provável heterogeneidade na distribuição do Bi nas rochas analisadas.

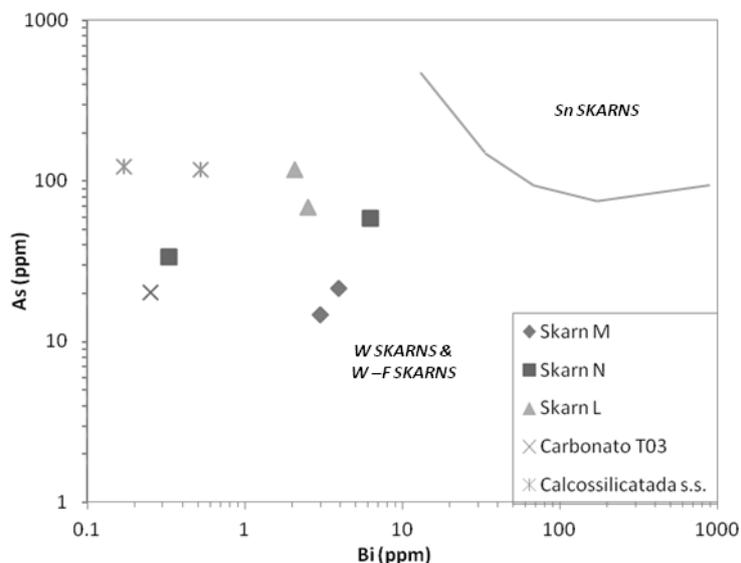


Figura 21 - Diagrama As vs Bi, segundo Newberry (1998), com a projeção dos vários tipos de rochas calcossilicatadas s.l. da área estudada. Uma amostra de Skarn N, bem como todas as amostras carbonatos e de calcossilicatadas s.s. projetam-se à esquerda da área representada, devido aos baixos teores de Bi.

O diagrama em que se projeta W/Sn vs Sn/Mo introduz, segundo Newberry (1998), uma distinção entre os skarns de W, distinguindo os “reduzidos” dos “oxidados”, para além de também apresentar campos para os skarns de W-F e para os de Sn. Segundo a projeção dos vários tipos de skarns (Figura 22), existe uma clara separação entre os skarn do tipo N e os dos tipos L e M, estando os primeiros no campo dos skarns de Sn e os restantes no dos skarns de W-F ou, eventualmente, no caso dos skarns M (visto que para estes os dados das concentrações de W só indicam que esta é superior a 10000 ppm), no campo dos skarns de W.

Os skarns N analisados, de facto, distinguem-se nitidamente dos restantes skarns pelos baixos valores de W (3 e 42 ppm, em T15 e T23, respetivamente), largamente ultrapassados pelos de Sn (247 e 360 ppm). Aliás, os teores de W nas duas amostras de skarns N estudadas são da mesma ordem de grandeza dos obtidos nas calcossilicatadas s.s. e nos carbonatos (10 a 65 ppm). Estas duas últimas categorias superam os skarns N na razão W/Sn, visto que têm teores pequenos de Sn (1 a 52 ppm, nas calcossilicatadas s.s. e nos carbonatos).

Sublinhe-se ainda que todas as composições de rochas calcossilicatadas s.l. analisadas têm razões Sn/Mo elevadas (superiores a 1, mas chegando até a ultrapassar 2000, pelo menos num skarn M), o que é típico de skarns reduzidos, parecendo, assim, confirmar-se a interpretação feita atrás acerca das prováveis condições de oxidação-redução durante os processos metamórficos de génese dos skarns.

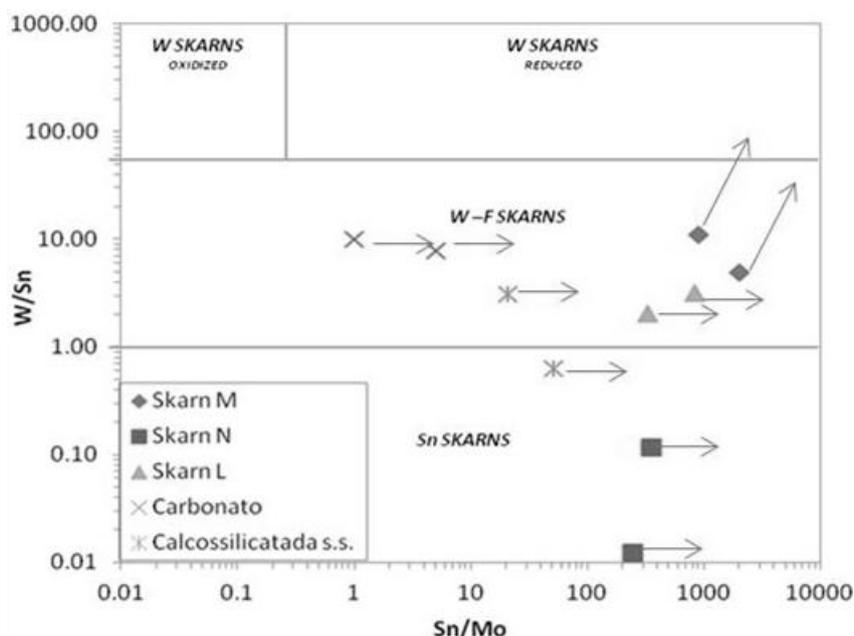


Figura 22 - Diagrama W/Sn vs Sn/Mo, segundo Newberry (1998), com a projeção dos vários tipos de rochas calcossilicatadas s.l. da área estudada. Para todas as composições, as posições dos símbolos correspondem a valores mínimos da razão Sn/Mo, visto que as concentrações de Mo estavam sempre abaixo do limite de deteção. No caso dos skarns M as posições dos símbolos, para além disso, também correspondem a valores mínimos de W/Sn, pois nessas rochas, pelo método analítico utilizado, só se sabe que as concentrações de W excedem 10000 ppm (ou seja, 1%)

No diagrama Y vs Nb, as duas amostras de skarn do tipo M e uma de carbonato (T06) projetam-se no campo dos skarns de W, e as restantes projetam-se no campo dos skarns de Sn e skarns de W-F (Figura 23).

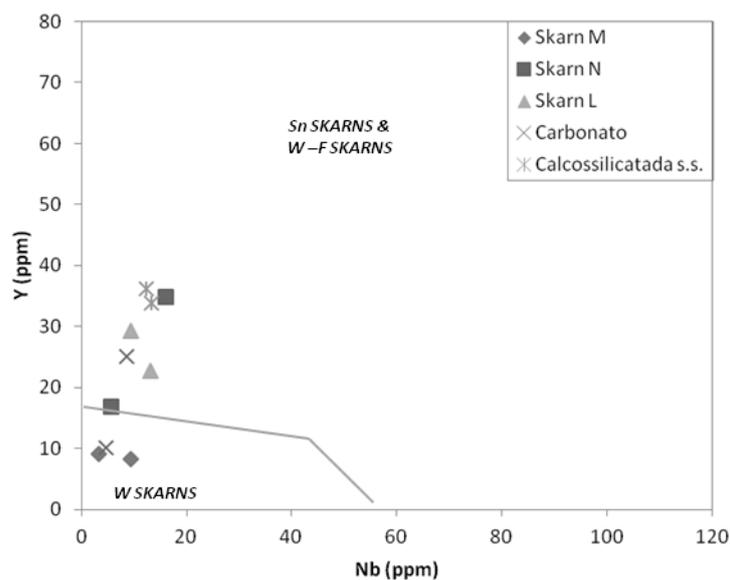


Figura 23 - Diagrama Y vs Nb, segundo Newberry (1998), com a projeção dos vários tipos de rochas calcossilicatadas s.l. da área estudada.

Com base nos critérios geoquímicos propostos por Newberry (1998), parece confirmar-se que todos os skarns da área estudada se terão formado durante metamorfismo em condições redutoras. Os skarns L revelam claramente características de skarns de W-F, enquanto os skarns M deverão ser skarns de W (embora os dados de W, por limitações da técnica analítica utilizada, não sejam totalmente esclarecedores na distinção entre os de W e os W-F).

Os skarns N têm um comportamento mais errático nos diagramas de Newberry (1998), mas mostrando, em dois deles, afinidade com skarns de Sn, o que é compatível com o facto de terem teores de Sn superiores aos de W. Contudo, apesar dessa afinidade, refira-se que estes skarns para além de muito pobres de W, são também relativamente pobres de Sn, quando comparados com os skarns de Sn considerados representativos, em que as concentrações desse elemento estão acima (ou, pelo menos, muito próximas) de 1000 ppm (Newberry, 1998).

As amostras de rochas calcossilicatadas s.s. e carbonatos, visto serem litologias sem mineralização e contendo teores reduzidos de W e de Sn, foram projetadas unicamente para efeitos de comparação com os skarns, parecendo ter, de modo geral, maior afinidade com os skarns de W-F.



## 6 Geologia Isotópica

O estudo de isótopos é transversal a várias ciências, entre elas a geologia. A geologia tem, ao longo do tempo, tirado partido da evolução das metodologias analíticas de isótopos, acompanhando-a com a evolução da interpretação desses dados. O estudo dos isótopos é uma importante ferramenta no estudo das rochas, quer para a sua datação, quer para a interpretação petrogenética, assunto onde se destacam a caracterização das fontes e o estudo de processos de reequilíbrio.

Uma das etapas deste trabalho consistiu no estudo dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd em todas as litologias da área estudada. Os dados respeitantes a esses sistemas isotópicos foram obtidos sob a forma de razões isotópicas medidas por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS), no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro.

Seguidamente, será feita uma apresentação sumária dos fundamentos da geologia de isótopos radiogénicos, bem como das metodologias analíticas utilizadas. As secções 6.1 a 6.3 foram redigidas recorrendo essencialmente à consulta de dois dos mais importantes livros de texto sobre geologia isotópica: “Isotopes – Principles and Applications” (Faure & Mensing, 2005) e “Radiogenic Isotope Geology” (Dickin, 2005).

### 6.1 Decaimento Radioativo

Em 1902, Rutherford e Soddy concluíram que a radioatividade envolve a decomposição espontânea de átomos de um dado elemento em átomos de um outro elemento e que a velocidade desse processo é proporcional ao número de átomos presentes que podem sofrer desintegração. A constante de proporcionalidade entre essas grandezas é designada como constante de decaimento ( $\lambda$ ), como é expresso pela *equação fundamental do decaimento radioativo* (equação 1):

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (1)$$

em que (N) é a quantidade do nuclídeo radioativo remanescente num sistema, no tempo (t).

A constante de decaimento radioativo ( $\lambda$ ) é característica de cada nuclídeo radioativo e a taxa de variação do número de nuclídeos radioativos ( $\frac{dN}{dt}$ ) é negativa, visto que ela diminui com o tempo. A partir da equação anterior, através das várias operações matemáticas e

considerações descritas por Faure (1986), Faure & Mensing (2005) e Dickin (2005), obtém-se a *equação fundamental da geocronologia* (equação 2):

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

Onde  $D$  é o número de núclídeos radiogénicos presentes num sistema, ao fim de um tempo determinado tempo  $t$ , e  $D_0$  é o número de núclídeos radiogénicos aquando da formação desse sistema. É suportando-se na equação (equação 2) anterior que a geocronologia determina a idade de um determinado sistema, rocha ou mineral, resolvendo-a em ordem ao tempo  $t$  (equação 3):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{D - D_0}{N} \quad (3)$$

Para que as idades obtidas em estudos de geologia isotópica sejam válidos, é preciso que obedecem às seguintes condições:

- Não terem existido perdas ou ganhos do isótopo radiogénico e do isótopo radioativo por outros processos que não sejam o decaimento do primeiro no segundo;
- Conhecer-se com exatidão a constante de decaimento do sistema isotópico em causa;
- Existirem condições para determinar a quantidade de átomos do isótopo radiogénico que foram incorporados no mineral ou na rocha no momento da sua cristalização;
- Verificar-se se a constante de decaimento do sistema isotópico que se utiliza está adequada à idade provável do material a datar;
- Existirem, nos minerais e/ou nas rochas, concentrações suficientes dos isótopos radioativo e radiogénico para permitirem a sua medição.

## 6.2 Sistema Rb-Sr

O sistema rubídio-estrôncio (Rb-Sr) baseia-se na desintegração do isótopo radioativo  $^{87}\text{Rb}$  para o isótopo radiogénico  $^{87}\text{Sr}$  ( $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) através da emissão de uma partícula  $\beta^-$ , um anti-neutrino ( $\bar{\nu}$ ) e energia. O rubídio (Rb) é um metal alcalino, com o número atómico 37, e apresenta dois isótopos naturais: o  $^{85}\text{Rb}$ , estável, com abundância relativa de 72,15 %; o  $^{87}\text{Rb}$ , radioativo e com abundancia relativa 27,85 %. O raio iónico do  $\text{Rb}^+$  (1,48 Å) é suficientemente semelhante ao do  $\text{K}^+$  (1,33 Å) para que seja comum encontrar Rb em minerais ricos em K (tais como micas e feldspato potássico). O estrôncio (Sr) é um metal alcalino-terroso, com o número atómico 38, possui um raio atómico de 1,18 Å e apresenta quatro isótopos naturais:

$^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$  e  $^{88}\text{Sr}$ , com as abundâncias relativas 0,56 %, 9,86 %, 7,02 % e 82,56% respetivamente. O Sr aparece normalmente a substituir o cálcio (Ca) em estruturas cristalinas como as da plagioclase, da apatite e da calcite, visto aqueles dois elementos terem a mesma valência (2+) e raios iónicos semelhantes (1,18 Å, para o estrôncio, e 1,00 Å, para o cálcio).

A medição direta das abundâncias de isótopos só é possível sob a forma de razões isotópicas, sendo comum apresentá-las utilizando como denominador um isótopo estável. No sistema Rb-Sr, é norma recorrer-se ao isótopo  $^{86}\text{Sr}$  para denominador. Devido à formação de  $^{87}\text{Sr}$  radiogénico por decaimento natural do  $^{87}\text{Rb}$ , a composição isotópica de Sr de cada rocha ou mineral vai obviamente depender da sua idade e da abundância de rubídio (e sua relação com a de Sr). Contudo, a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  aquando da formação da rocha ou mineral é um outro fator a considerar, visto que essa razão varia em função do material parental. Como, por um lado, a constante de decaimento deste sistema é conhecida e, por outro lado, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  são mensuráveis por TIMS, é possível, recorrendo à *equação fundamental da geocronologia* (modificada com a introdução de um denominador igual,  $^{86}\text{Sr}$ , em todos os seus membros), determinar a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial e a idade de cristalização de um conjunto de rochas cogenéticas.

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial, ou seja,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , é dada pela ordenada na origem da reta (equação 4) resultante das composições isotópicas atuais de rochas contemporâneas diferenciadas (com razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  distintas) a partir de um mesmo material original (com uma única razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial). Quanto à idade de cristalização dessas rochas cogenéticas (equação 5), ela é calculada a partir do declive ( $m$ ) da referida reta, denominada de isócrona de rocha total.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (m + 1) \quad (5)$$

Na prática, uma isócrona de rocha total é obtida através da projeção de vários pares de valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , obtidos por TIMS, para várias litologias de um mesmo corpo ou de corpos associados, para os quais haja dados estruturais, petrográficos e geoquímicos que indiquem não só contemporaneidade, como uma relação cogenética entre as rochas sujeitas a análise isotópica. Para que se consiga obter uma boa isócrona é fundamental que os processos de diferenciação, a partir do material parental comum, tenham originado uma grande

dispersão das razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Adicionalmente, devem ter-se ainda verificado as condições enunciadas na secção anterior.

O desvio dos dados em relação à isócrona é quantificado por um índice estatístico, definido por McIntyre *et al.* (1966), designado por *MSWD* (*mean square of weighted deviates*). Para se aceitar a idade fornecida por uma isócrona, este parâmetro deverá ser inferior a 2,5 (Brooks *et al.*, 1972; Rollinson, 1995).

O método Rb-Sr é largamente usado para datar a instalação de corpos ígneos mas permite também inferir a fonte do magma que lhes deu origem, pois a razão Rb/Sr varia com os sucessivos processos envolvidos na diferenciação crosta-manto, os quais favorecem o enriquecimento de Rb na crosta e o seu empobrecimento no manto. Comparando a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial das rochas estudadas com os valores da razão admitidos para o manto, é possível saber se o magma parental tinha uma origem predominantemente mantélica ou crustal.

O método Rb-Sr pode ainda ser usado para datar acontecimentos metamórficos. Quando ocorre o decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  em  $^{87}\text{Sr}$ , este último permanece em desequilíbrio na estrutura cristalina do mineral em que se formou até que ocorra uma perturbação térmica no sistema e permita a sua migração (difusão) para uma posição de equilíbrio. O Rb e o Sr são redistribuídos pela mineralogia da rocha e, se a temperatura for suficientemente elevada, essa redistribuição pode levar à re-homogeneização da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre todos os minerais da nova paragénese. Aplicando o método Rb-Sr à rocha e aos seus minerais, é possível traçar uma isócrona, a qual fornecerá a idade do acontecimento metamórfico mas não permite datar a formação do protólito.

### 6.3 Sistema Sm-Nd

O sistema samário-neodímio (Sm-Nd) baseia-se na desintegração do isótopo radioativo  $^{147}\text{Sm}$  para o isótopo radiogénico  $^{143}\text{Nd}$  através da emissão de uma partícula  $\alpha$ . O samário (Sm) pertence ao grupo dos elementos das terras raras ou lantanídeos, tem número atómico 62, possui um raio iónico de 0,98 Å (Krauskopf, 1995) e apresenta sete isótopos naturais, dos quais  $^{144}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  e  $^{154}\text{Sm}$  são estáveis, enquanto  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{148}\text{Sm}$  e  $^{149}\text{Sm}$  são radioativos. O neodímio (Nd) tem número atómico 60 e, da mesma forma que o Sm, pertence ao grupo dos lantanídeos. Além disso, possui sete isótopos naturais ( $^{142}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{148}\text{Nd}$  e  $^{150}\text{Nd}$ ) os quais podem ser todos considerados estáveis. Os isótopos  $^{148}\text{Sm}$  e  $^{149}\text{Sm}$  possuem tempos de meia vida muito elevados ( $7 \times 10^{15}$  e  $1 \times 10^{16}$  anos, respetivamente), não produzindo, por isso, variações mensuráveis nos respetivos isótopos radiogénicos,  $^{144}\text{Nd}$  e  $^{145}\text{Nd}$ . O isótopo  $^{147}\text{Sm}$  decai para  $^{143}\text{Nd}$  e apresenta  $1,06 \times 10^{11}$  anos como tempo de meia-vida, o que faz com

que o seu decaimento seja proveitoso em estudos de geologia isotópica. Na apresentação das razões isotópicas do sistema Sm-Nd, utiliza-se, por norma, o isótopo  $^{144}\text{Nd}$  como denominador. Aplicando a *equação fundamental da geocronologia* a este sistema, da mesma forma que no sistema Rb-Sr, é possível determinar a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inicial e a idade de fenómenos geológicos relevantes (equação 6):

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

Contudo, devido à grande semelhança dos comportamentos geoquímicos do Sm e do Nd, é relativamente pouco comum a ocorrência de grandes variações na razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (ao contrário do que sucede com a razão  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) em materiais cogenéticos, o que dificulta a obtenção de boas isócronas. Contudo, o sistema Sm-Nd é de grande importância nos estudos geoquímicos, tendo, entre outros aspetos, a vantagem de se basear em elementos muito resistentes a processos de remobilização superficial e metamórfica, pelo que as composições das rochas para este sistema vão conservar, em geral, as características dos seus protólitos.

## 6.4 Metodologia Analítica

A metodologia analítica usada para obtenção dos dados relativos aos sistemas isotópicos estudados obedece a um protocolo muito rigoroso, constituído por três etapas essenciais: digestão ácida das amostras por ataque químico; separação dos elementos Rb, Sr, Sm e Nd dos restantes componentes da matriz por cromatografia iónica; medição das razões isotópicas por espectrometria de massa de ionização térmica (*TIMS*). O processo analítico é bastante minucioso e sensível, sendo necessário ter grande cuidado na sua execução, devido à elevada suscetibilidade a contaminação. Esta contaminação pode ocorrer por vários motivos, em separado ou em conjunto, e pode provir de: meio envolvente; reagentes utilizados; e inadequada lavagem ou manipulação de material. Para minimizar tanto quanto possível a possibilidade de ocorrer contaminação, as etapas de preparação química são realizadas numa sala limpa existente no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGIUA), seguindo estritamente todas as normas de segurança e controlo de qualidade.

### Digestão ácida/ataque químico

Nesta primeira etapa do procedimento analítico, procede-se à destruição das estruturas cristalográficas dos minerais presentes nas amostras, disponibilizando os elementos que os constituem para análise. Esta disponibilização é obtida por dissolução das amostras

através da adição de vários ácidos em diferentes etapas. Para dissolver os minerais mais estáveis, os silicatos, recorreu-se à adição, a quente, de ácido fluorídrico concentrado (HF). Com esta adição, destrói-se a maioria da matriz silicatada e forma-se o ião hexafluorossilicato ( $\text{SiF}_6^{2-}$ ), que, pela sua elevada solubilidade em soluções ácidas, possibilita a remoção do silício, sob a forma de tetrafluoreto de silício ( $\text{SiF}_4$ ). Juntamente com o HF, adicionou-se também ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) para a dissolução de sais pouco solúveis em HF. O processo da simples adição de ácidos a quente às amostras não se mostrou eficaz em todas, tendo, por isso, sido necessário efetuar um ataque químico sob alta pressão, recorrendo a “bombas de digestão” (Taylor, 2002), o que levou a um aumento do tempo deste processo.

Pelo facto de algumas amostras serem muito carbonatadas (litologias classificadas s. l. como carbonatos e calcossilicatadas s.s.) optou-se também por aumentar a dosagem de ácido clorídrico (HCl 6N) em relação à normalmente utilizada, para assegurar a dissolução dos minerais da classe dos carbonatos e a conversão das amostras na forma de cloretos.

As soluções resultantes do ataque ácido foram sujeitas a evaporação e posteriormente dissolvidas em ácido eluente das colunas primárias (HCl 2,5N).

### **Cromatografia iónica**

Depois da digestão ácida das amostras, procedeu-se à separação dos elementos Rb, Sr, Sm e Nd dos restantes componentes da matriz por cromatografia iónica. A cromatografia iónica é um processo reversível de troca de iões entre duas fases, a fase sólida, neste caso o leito de resina, e a fase móvel, neste caso o ácido eluente. À medida que a amostra é eluída com um determinado solvente, os iões são separados uns dos outros de acordo com as suas afinidades para com a resina. Quanto maior for o coeficiente de partilha de um determinado ião numa dada resina, maior a quantidade de volume de eluente necessária para o libertar da coluna. A extração do Rb, do Sr e das terras raras (estas, conjuntamente), efetuou-se em colunas de cromatografia primárias, preenchidas com resina catiónica AG8 50 W Bio-Rad. O Sm e o Nd foram separados um do outro, e dos restantes lantanídeos, num processo semelhante, recorrendo a colunas de cromatografia secundárias, preenchidas com resina Ln Resin (ElChrom Technologies). Os produtos destas separações foram evaporados para posterior análise por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS). As etapas da cromatografia estão esquematizadas na Figura 24.

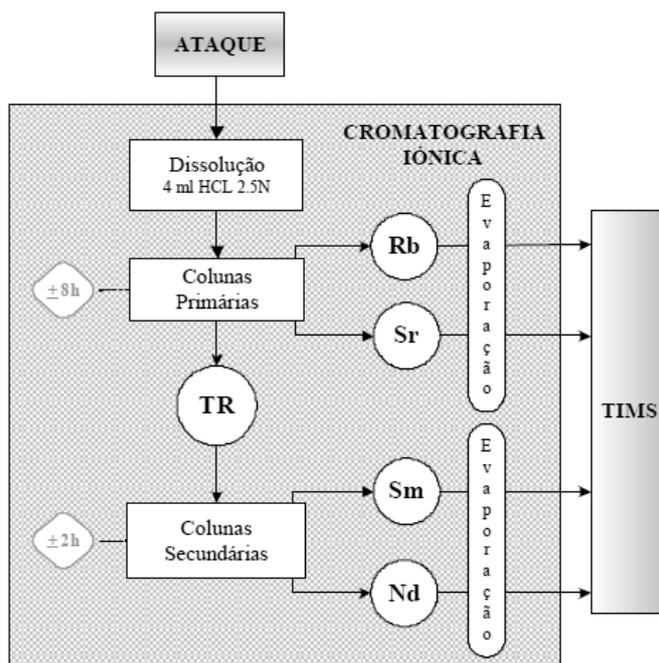


Figura 24 - Diagrama simplificado ilustrando a metodologia usada na cromatografia iônica. Extraído de Ribeiro (2004).

### Espetrometria de massa de ionização térmica (TIMS)

A determinação das várias razões isotópicas para os sistemas isotópicos estudados fez-se por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS) usando o aparelho *VG Sector 54*, equipado com um sistema de detetores Faraday (composto por seis coletores móveis e um central fixo) e um detetor Daly. Nas análises de Rb-Sr foi usado o padrão internacional SRM 987, tendo-se obtido  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 19$  para um grau de confiança de 95% em 12 medições. Nas análises de Sm-Nd foi usado o padrão JNdi-1, com o resultado de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5120989 \pm 70$  para um grau de confiança de 95% em 12 medições. Antes da espectrometria, foi necessário depositar as amostras provenientes da etapa da cromatografia, sob a forma de um sal, num filamento metálico que posteriormente foi introduzido no espectrómetro. Para os valores das concentrações de Rb e Sr dos granitoides, recorreu-se à técnica de diluição isotópica (Dickin, 2005), pois essas litologias apresentavam razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  bastante elevadas, sendo, por isso, necessária exatidão acrescida nos valores das suas concentrações.

## 6.5 Isótopos Radiogénicos

### 6.5.1 Resultados

Os resultados para os sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd foram obtidos sob a forma de razões isotópicas, usando-se como denominador no primeiro sistema o isótopo natural estável  $^{86}\text{Sr}$  e no segundo sistema isotópico o isótopo natural estável  $^{144}\text{Nd}$ . Foram analisadas, na totalidade, 16 amostras de rocha total, abrangendo todas as litologias presentes na área estudada. Para o sistema Rb-Sr só foi possível obter valores de razões isotópicas em 15 das 16 amostras (Tabela 7 e Figura 25), não se conseguindo obter dados fiáveis na amostra de granito T12. Para o sistema Sm-Nd, também só foi possível obter valores de razões isotópicas em 15 das 16 amostras (Tabela 8 e Figura 26), ficando por obter informação na amostra de pegmatito T13, devido aos pequeníssimos teores de lantanídeos desta litologia. As amostras de rochas ricas em cálcio apresentam, como era expectável, baixas razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Os muito grandes valores da razão de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  nos granitoides estão de acordo com o seu carácter extremamente diferenciado, já discutido anteriormente no capítulo de geoquímica elementar, bem como com as proporções elevadas de minerais potássicos (microclina e moscovite) e a escassez de minerais cálcicos.

Tabela 7 – Valores das razões isotópicas, e respetivos erros, obtidos para o sistema Rb-Sr para 15 amostras estudadas.

Ref. Amostra	Litologia	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm$ Erro ( $2\sigma$ )	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm$ Erro ( $2\sigma$ )
<b>T02</b>	Skarn M	924	28	0.087	0.0025	0.709958	0.000020
<b>T04</b>	Skarn M	979	57	0.169	0.0048	0.709962	0.000024
<b>T15</b>	Skarn N	2490	27	0.031	0.0009	0.710268	0.000024
<b>T22</b>	Skarn L	1085	93	0.247	0.0070	0.711288	0.000017
<b>T06</b>	Carbonato	2540	68	0.077	0.0022	0.709343	0.000021
<b>T16</b>	Calco-silicatada	1300	173	0.384	0.0109	0.711922	0.000021
<b>T17</b>	Xisto	319	246	2.235	0.0632	0.724712	0.000020
<b>T20</b>	Xisto negro	112	124	3.211	0.0908	0.733021	0.000022
<b>T10</b>	Granito	13	670	161.2	4.5592	1.431071	0.000054
<b>T14</b>	Granito	88	649	21.59	0.6107	0.808763	0.000031
<b>T26</b>	Granito	15	405	80.34	2.2723	1.071623	0.000041
<b>T05</b>	Aplito	36	542	43.87	1.2410	0.904675	0.000034
<b>T25</b>	Aplito	27	750	84.18	2.3810	1.085159	0.000035
<b>T08</b>	Aplito	115	1125	28.73	0.8126	0.841353	0.000027
<b>T13</b>	Pegmatito	142	1281	26.41	0.7470	0.835073	0.000023

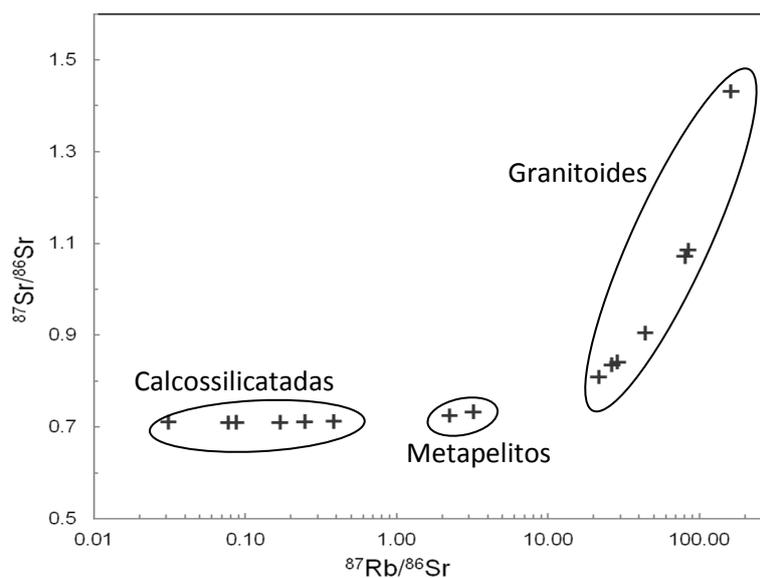


Figura 25 - Projeção das razões no diagrama  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das 15 amostras analisadas para este sistema. Note-se que a escala das abcissas é logarítmica.

Tabela 8 – Valores das razões isotópicas, e respetivos erros, obtidos para o sistema Sm-Nd para 15 amostras estudadas.

Ref. amostra	Litologia	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm$ Erro ( $2\sigma$ )	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm$ Erro ( $2\sigma$ )
T02	Skarn M	9.1	1.76	0.117	0.0063	0.512101	0.000012
T04	Skarn M	10.1	1.80	0.108	0.0058	0.512129	0.000020
T15	Skarn N	38.8	7.56	0.118	0.0063	0.512069	0.000016
T22	Skarn L	23.6	4.26	0.109	0.0059	0.512077	0.000017
T06	Carbonato	12.6	2.29	0.110	0.0059	0.512046	0.000012
T16	Calco-silicatada	37.6	7.07	0.114	0.0061	0.512064	0.000017
T17	Xisto	38.7	6.93	0.108	0.0058	0.512035	0.000014
T20	Xisto negro	36.1	6.45	0.108	0.0058	0.511956	0.000017
T10	Granito	2.3	0.83	0.218	0.0244	0.512239	0.000017
T12	Granito	2.2	0.80	0.220	0.0246	0.512233	0.000014
T14	Granito	3.5	1.18	0.204	0.0144	0.512252	0.000016
T26	Granito	2.5	0.92	0.223	0.0249	0.512250	0.000014
T05	Aplito	0.6	0.29	0.292	0.0413	0.512379	0.000020
T08	Aplito	0.3	0.17	0.343	0.0485	0.512497	0.000035
T25	Aplito	1.7	0.70	0.249	0.0278	0.512340	0.000012

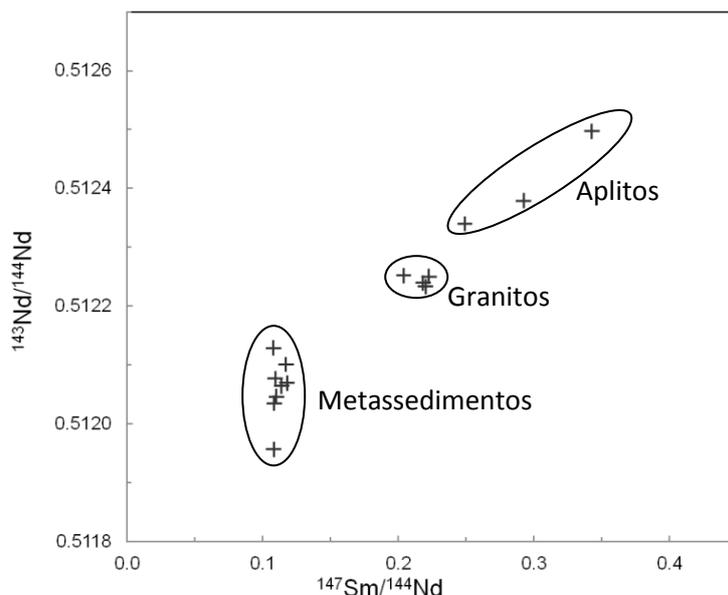


Figura 26 - Projeção das razões no diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  das 15 amostras analisadas para este sistema. Note-se que a escala das abcissas é aritmética.

### 6.5.2 Datação pelo método Rb-Sr

Usando os dados obtidos para o sistema Rb-Sr nas amostras dos granitoides foi possível definir uma isócrona de rocha total, utilizando o programa para geocronologia *Isoplot IV* de Ludwig (2008). A isócrona foi obtida com sete pontos (Figura 27), provenientes de três amostras de granito, três de aplitos e uma de pegmatito (Tabela 9), registando-se um valor de idade de  $310.9 \pm 6.5$  Ma, com uma razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0.7146 \pm 0.0033$  e com um valor de MSWD de 1.7, correspondendo a uma solução de modelo 1 de Ludwig (2008). Com estes resultados, estão preenchidos os critérios estatísticos para se poder afirmar que se trata de uma verdadeira isócrona. Conjugando estes resultados com todos os dados geológicos já descritos, a idade de  $311 \pm 7$  Ma marca a instalação dos corpos granitoides numa etapa relativamente tardia da D3 varisca. O facto de as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  das amostras de granitos, aplitos e pegmatito definirem uma correlação tão perfeita como a registada (valor baixo de MSWD) confirma a consanguinidade entre estas litologias, já sugerida pelos dados de geoquímica elementar. O valor de razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.7146 corresponde a  $\epsilon\text{Sr}_{311} = +149$ , indicando uma proveniência claramente crustal do magma que lhes deu origem, o que, mais uma vez, está de acordo com os dados previamente apresentados.

Tabela 9 – Valores usados no cálculo da isócrona de rocha total pelo sistema Rb-Sr.

Ref. Amostra	Litologia	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm$ Erro ( $2\sigma$ )	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm$ Erro ( $2\sigma$ )
T10	Granito	13	670	161.2	4.5592	1.431071	0.000054
T14	Granito	88	649	21.59	0.6107	0.808763	0.000031
T26	Granito	15	405	80.34	2.2723	1.071623	0.000041
T05	Aplito	36	542	43.87	1.2410	0.904675	0.000034
T25	Aplito	27	750	84.18	2.3810	1.085159	0.000035
T08	Aplito	115	1125	28.73	0.8126	0.841353	0.000027
T13	Pegmatito	142	1281	26.41	0.7470	0.835073	0.000023

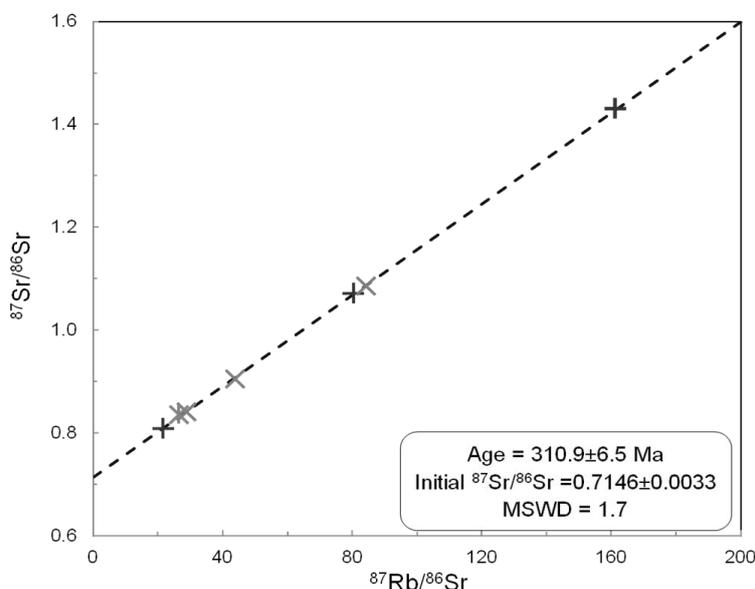


Figura 27 – Isócrona de rocha total dos granitoides estudados, usando o sistema Rb-Sr, para seis pontos, com um valor de  $310.9\pm 6.5$  Ma, com uma razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0.7146\pm 0.0033$  e com um valor de MSWD de 1.7. Com os símbolos: + – granito; x - aplito; \* - pegmatito.

### 6.5.3 Geoquímica Isotópica

Com base na idade de cristalização dos granitoides (aproximadamente 311 Ma), calcularam-se as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  iniciais para todas as amostras, bem como, adotando a notação introduzida por DePaolo & Wasserburg (1976), os valores de  $\epsilon\text{Sr}_{311}$  e  $\epsilon\text{Nd}_{311}$  (Tabela 10). Os valores das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  do CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) utilizados no cálculo dos parâmetros  $\epsilon$  foram extraídos de Faure & Mensing (2005).

Todos os valores de  $\epsilon\text{Nd}_{311}$  são negativos, variando entre -6.4 e -9.8. No caso dos metapelitos, os valores obtidos são de -8.3 e -9.8, enquanto as rochas calcossilicatadas s.l. apresentam valores ligeiramente maiores (entre -8.1 e -6.4). Os granitoides, por seu turno, têm  $\epsilon\text{Nd}_{311}$  que variam numa gama muito limitada, entre -8.9 e -7.8. Esta quase coincidência

dos valores iniciais de  $\epsilon Nd$  nos granitoides é mais um testemunho da sua consanguinidade. Para além disso, o facto de esses valores se situarem dentro do leque dos obtidos nos metassedimentos está de acordo com a peraluminosidade e as características de tipo S sublinhadas no capítulo da geoquímica.

Quanto aos valores de  $\epsilon Sr_{311}$ , é de notar uma clara separação entre os metapelitos (com valores de +208 e +152) e as calcossilicatadas s.l. (entre +86 e +69, correspondendo a valores de  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , para 311 Ma, entre 0.7102 e 0.7090). Os valores mais baixos nestas últimas estão de acordo com um protólito em que o Sr estivesse presente predominantemente numa componente carbonatada de precipitação química, provavelmente a partir de água do mar. Esta ideia recebe ainda um reforço adicional se se tiver em conta que, para 509 Ma (no Câmbrico, período plausível para a deposição do Grupo do Douro), as razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  calculadas para as amostras de rochas calcossilicatadas s.l. variam entre 0.7100 e 0.7087, ou seja, em torno da composição estimada para a água do mar naquela idade (cerca de 0.709, McArthur *et al.*, 2001). A escolha de 509 Ma para o cálculo de razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  próximas da idade de deposição deveu-se a que a curva daquela razão na água do mar está bem constrangida entre o presente e 509 Ma (McArthur *et al.*, 2001), mas não para idades mais antigas.

O desfasamento entre os valores de  $\epsilon Sr_{311}$  e  $\epsilon Nd_{311}$  das amostras de metassedimentos estudadas relativamente ao campo que, no diagrama da Figura 28, está designado como sendo dos “metapelitos e metagrauvaques do CXG” parece evidenciar uma separação entre as assinaturas isotópicas dos metassedimentos do Grupo do Douro e do Grupo das Beiras. Com efeito, os dados de Beetsma (1995) e Tassinari *et al.* (1995), a partir dos quais foi estabelecido esse campo, referem-se unicamente a litologias do Grupo das Beiras. Além disso, é comum unidades metassedimentares do Maciço Ibérico, mesmo de fácies de temperaturas inferiores às da granulítica, apresentarem valores de  $\epsilon Nd_i$ , para idades variscas, menores do que os do Grupo das Beiras, bem como um leque de valores de  $\epsilon Sr_i$  que pode também chegar a valores mais baixos do que os encontrados no Grupo das Beiras, como sucede com os metassedimentos proterozóicos e câmbricos da ZOM (Beetsma, 1995; Casquet & Galindo, 2004) e os metassedimentos ordovícicos e silúricos da ZCI (Beetsma, 1995). Ou seja, não é surpreendente encontrar metassedimentos da crosta média e superior com valores de  $\epsilon Nd_i$  como os registados neste trabalho. Parece é poder concluir-se que, no contexto dos metassedimentos da ZCI e da ZOM, o Grupo das Beiras se caracteriza por ser relativamente rico de Nd radiogénico.

A projecção das composições isotópicas dos granitoides mostra que os líquidos que os originaram tiveram origem, provavelmente, numa fonte metapelítica de composição

semelhante aos xistos encaixantes. Com efeito, é de realçar que, apesar de terem sido analisadas só duas amostras de metapelitos, uma delas se projeta no interior da área definida pelas composições dos granitoides e a outra tem uma localização próxima. Assim, conjugando esta forte afinidade isotópica com a peraluminosidade patenteada pelas rochas intrusivas, os metapelitos do Grupo do Douro parecem ter sido a fonte de líquidos anatéticos cuja diferenciação originou os granitoides estudados.

Em aparente contradição com a consanguinidade dos granitoides, nota-se uma dispersão acentuada dos seus valores de  $\epsilon_{\text{Sr}_{311}}$ . Contudo, essa dispersão é explicável pelos elevados valores de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (entre 22 e 161) conjugados com a idade destas rochas, o que causa um amplo leque de erro no cálculo de  $\epsilon_{\text{Sr}_i}$ . Contudo, a muito boa correlação (MSWD = 1.7) entre os dados de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  é indicador da sua origem a partir de um material com uma razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  homogénea, o que terá ocorrido há 311 Ma, como revelado pela geocronologia (ver secção anterior). Usando o valor da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial obtido no cálculo da isócrona (0.7146) como o que representa a composição do magma primitivo, o valor de  $\epsilon_{\text{Sr}_{311}}$  correspondente será de +149, muito próximo do valor de +152 obtido para o metapelito T17, reforçando-se, assim, as conclusões acerca do papel dos metapelitos do Grupo do Douro na génese do magma parental.

Tabela 10 - Razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  calculadas para 311 Ma e respetivos  $\epsilon_{\text{Sr}_{311}}$  e  $\epsilon_{\text{Nd}_{311}}$ .

Ref. amostra	Litologia	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$\epsilon_{\text{Sr}_i}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\epsilon_{\text{Nd}_i}$
<b>T02</b>	Skarn M	0.709573	77	0.511863	-7.32
<b>T04</b>	Skarn M	0.709213	72	0.511909	-6.41
<b>T15</b>	Skarn N	0.710131	85	0.511829	-7.97
<b>T22</b>	Skarn L	0.710193	86	0.511854	-7.48
<b>T06</b>	Carbonato	0.709000	69	0.511822	-8.10
<b>T16</b>	Calco-silicatada	0.710222	86	0.511833	-7.90
<b>T17</b>	Xisto	0.714821	152	0.511815	-8.26
<b>T20</b>	Xisto negro	0.718808	208	0.511736	-9.78
<b>T10</b>	Granito	0.717642	192	0.511795	-8.64
<b>T12</b>	Granito	-	-	0.511785	-8.84
<b>T14</b>	Granito	0.713194	129	0.511837	-7.82
<b>T26</b>	Granito	0.716052	169	0.511797	-8.61
<b>T05</b>	Aplito	0.710489	90	0.511784	-8.86
<b>T25</b>	Aplito	0.712570	120	0.511833	-7.90
<b>T08</b>	Aplito	0.714202	143	0.511799	-8.56
<b>T13</b>	Pegmatito	0.718180	199	-	-

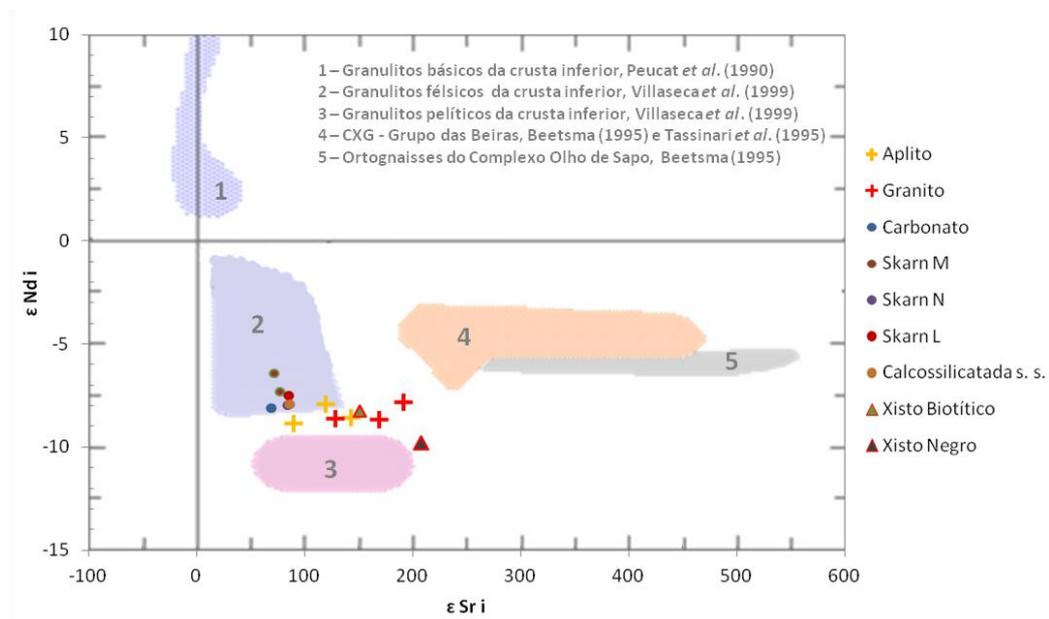


Figura 28 – Diagrama de correlação isotópica  $\epsilon Nd_i$  vs  $\epsilon Sr_i$  calculados para 311 Ma. Os campos projetados, referentes a algumas litologias relevantes da ZCI e da ZGT, foram extraídos da síntese de Azevedo & Valle-Aguado (2013), baseada nos trabalhos de: Beetsma (1995) e Tassinari *et al.* (1995), para o CXG - Grupo das Beiras; Beetsma (1995), para os ortognaisses do Complexo Olho de Sapo; Villaseca *et al.* (1999), para os granulitos félsicos e pelíticos da crosta inferior; Peucat *et al.* (1990), para os granulitos básicos da crosta inferior. Note-se que o campo designado como do CXG foi, na verdade, obtido unicamente com análises de amostras do Grupo das Beiras.

## 7 Trabalhos Desenvolvidos na Empresa

Durante o estágio na empresa Cotl Resources foram desenvolvidos vários trabalhos integrados no funcionamento da empresa, acompanhados e supervisionados pelos engenheiros geólogos Nuno Castanho e Gabriel Sérgio. Entre os vários trabalhos é de salientar a visita e acompanhamento diário de sondagens, o *log* de sondagens e um estudo da fraturação da área, todos eles descritos em pormenor neste capítulo.

A Colt Resources é uma das principais empresas de prospeção e desenvolvimento mineiro de ouro e tungsténio a atuar no mercado dos recursos minerais em Portugal. A empresa detém 100% dos projetos de prospeção, em estado avançado, de ouro e tungsténio existentes em Portugal e ainda outras conceções (Figura 29). A empresa Colt Resources é composta por uma equipe de gestão sénior estrategicamente dividida entre o escritório administrativo na Beloura, Sintra, os escritórios nos locais de prospeção, Tabuaço e Escoural, e o escritório corporativo em Montreal, Canadá. Com várias iniciativas a nível ambiental e nas comunidades locais e conjuntamente com as estreitas relações com o Governo Português, a empresa Colt Resources está a desenvolver atualmente o projeto de ouro de Boa Fé e o projeto de tungsténio de Tabuaço, no qual se insere este trabalho.

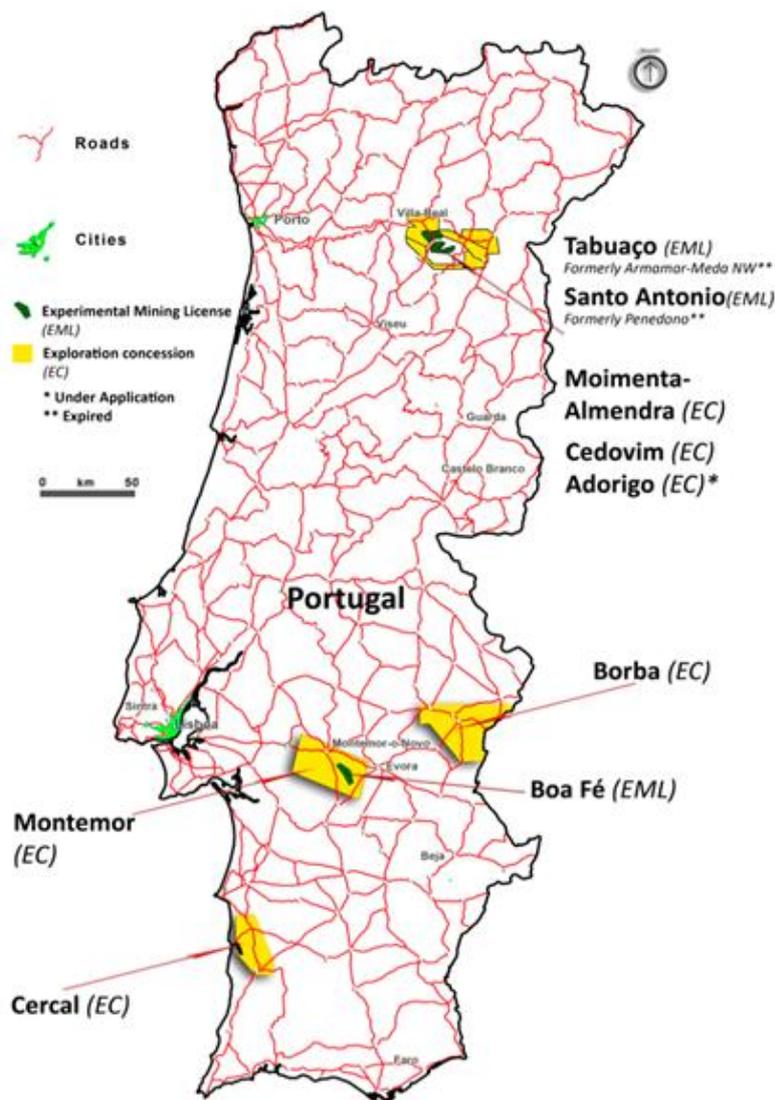


Figura 29 – Distribuição das áreas concessionadas à Colt Resources. Extraído de <http://www.coltresources.com>.

## 7.1 Visita e acompanhamento diários das sondagens

Durante o estágio na empresa a principal atividade desenvolvida era a prospeção de tungsténio através método direto das sondagens diamantadas com recuperação de testemunho. Chegando a estar cinco sondas a operar em conjunto, o acompanhamento da sua atividade era uma ação prioritária, sendo visitadas mais que uma vez por dia, onde vários parâmetros eram verificados. À priori, antes de uma sonda começar a operar, é necessário marcar o local da sondagem com uma estaca e verificar a verticalidade da sonda no caso de uma sondagem vertical ou verificar o alinhamento, no caso de uma sondagem não vertical. Nestas verificações é utilizado um clinómetro ou uma bússola. Depois de uma sonda iniciar a sua operação (Foto 3), verifica-se e regista-se diariamente o avanço em profundidade da sonda e procede-se a uma análise preliminar das litologias recuperadas nos testemunhos de

sondagem, verificando ao mesmo tempo se há algum problema com eles fruto da má operação da sonda. O avanço e a análise litológica preliminar são de extrema importância na gestão diária das sondas pois permitem verificar se o modelo teórico adotado para zona sondada é compatível com as litologias dos testemunhos de sondagem. A partir destes dois parâmetros planeia-se a operação da sonda, se esta deve continuar ou parar no avanço em profundidade, bem como a operação de outras sondas já a operar ou em vias de operar, através da correlação com dados já adquiridos. Durante este acompanhamento recolhe-se também as caixas com testemunhos de sondagens, devidamente identificadas, e verifica-se se as operações feitas em torno da sonda são realizadas em segurança, se é utilizado equipamento de proteção individual e se há alguma anomalia na área envolvente, como por exemplo, problemas de subsidência dos terrenos, visto muitas das sondagem serem realizadas em áreas muito inclinadas e por vezes pouco consolidadas.



Foto 3 – Sonda em operação.

## 7.2 Log de Sondagens

O “log” é um estrangeirismo e refere-se a um processo de descrição e registo de dados e é usado recorrentemente em geologia no processo de descrição de sondagens. É imperativo retirar o máximo de informação possível de uma sondagem, ou seja, efetuar um *log* minucioso, pois trata-se do método de prospeção mais dispendioso. Os *log* são efetuados sobre testemunhos de sondagem resultantes de dois métodos de sondagem diamantadas, o método convencional e o método *Wire-Line*.

Sondagens diamantadas é o termo usado para descrever sondagens unicamente rotativas onde há recuperação de testemunhos. Neste tipo de sondagens não são utilizadas unicamente coroas diamantadas, pelo que pode induzir em erro e levar-se a pensar que as coroas são só de componentes diamantados. Geralmente são utilizadas três tipos de coroas, coroas impregnadas com diamantes, coroas com diamantes incrustados e coroas de carboneto de tungsténio. Cada coroa é apropriada a um tipo de situação, competindo ao sondador escolher a coroa que mais se adequa ao material a sondar. As sondagens diamantadas podem ser efetuadas por dois métodos, o método convencional e o *Wire-Line*, distinguindo-se estes dois métodos por terem métodos de recuperação dos testemunhos distintos. No método convencional, mais antigo, é usada uma coroa com uma mola de retenção dos testemunhos acoplada à primeira vara. A recuperação é feita retirando todas as varas introduzidas no subsolo até chegar à primeira vara, onde se encontra o testemunho. Este método é preferível para pequenas profundidades, pois torna-se muito moroso em para grandes profundidades. No método *Wire-Line* é utilizada um barrilete no interior das varas, estando a coroa acoplada à primeira vara. O barrilete é uma espécie de vara de diâmetro inferior com um mecanismo de engate no topo que gira no interior e solidária com as varas. Quando se finaliza uma manobra e se pretende recuperar o testemunho, o barrilete é içado por meio de um cabo de aço com um mecanismo de engate que engata no mecanismo de engate no topo do barrilete, sendo o mesmo cabo usado para descer o barrilete para recomençar uma nova manobra. Neste método não é necessário retirar todas as varas no fim de cada manobra, tornando-se muito mais rápido que o método convencional para grandes profundidades. O método *Wire-Line* tem ainda a grande vantagem de se ter o furo encamisado durante todo o processo de sondagem, não havendo risco de colapso das paredes do furo, problema recorrente quando se atinge o nível freático e zonas muito fraturadas.

Depois de efetuada uma sondagem, esta deve ser descrita o mais rigorosamente possível, obedecendo a protocolos previamente efetuados para o tipo de sondagem e fim a que ela se destina. O *log* efetuado pela empresa Colt Resources segue o modelo de uma consultora internacional independente, *SRK Exploration*, e é efetuado unicamente por pessoal com formação em geociências, geólogos ou engenheiros geólogos. O *log* das sondagens efetuado no edifício anexo aos escritórios do projeto de tungsténio Tabuaço, onde as caixas com os testemunhos de sondagens são ordenadamente colocadas sobre bancadas corridas (Foto 4).



Foto 4 – Local de onde é efetuado o *log* das sondagens.

O registro dos dados observados durante o processo de *log* das sondagens é efetuado em computadores portáteis, numa folha de cálculo em inglês, formatada especialmente para o efeito (Foto 5). O *log* de uma sondagem compreende várias etapas, cada uma delas individualizada na folha cálculo, sendo elas: Collar; Survey; Geology; Geotechnical; Specific Gravity; Sampling. O anexo I é excerto de um *log* real de uma sondagem.



Foto 5 – *Log* de uma sondagem.

### **Collar**

Nesta folha encontra-se toda a informação relativa à identificação do furo: nome do projeto; designação do furo; tipo de perfuração (diamantada, etc.); data de início e data de finalização do furo, e a empresa que o realizou. Encontra-se também nesta folha os parâmetros do furo: coordenadas; sistema cartográfico; Datum; orientação (azimute e inclinação); profundidade planeada; profundidade final atingida pelo furo e diâmetros utilizados na furação.

## Survey

O survey corresponde ao levantamento da trajetória da sondagem. Finalizada sondagem é necessário mapear a sua trajetória, averiguando deste modo se existiram desvios significativos em relação à orientação planeada para o furo. Este campo é realizado pela empresa de sondagem e fornecido à empresa contratante do serviço.

## Geology

É na folha Geology que se introduz toda a informação geológica, sob a forma de números e códigos. Dependendo do campo a preencher, relativa ao furo. Esta folha é composta por cinco campos principais, cada um deles subdividido em vários outros campos secundários: Limites da litologia; Descrição da litologia; Estruturas; Mineralização; Alteração. Todos estes campos e subcampos são preenchidos independentemente para cada intervalo com diferente litologia identificado na sondagem. Os intervalos da litologia são preenchidos no primeiro campo “Limites da Litologia”. No segundo campo, “Descrição da Litologia”, identifica-se e descreve-se a litologia relativamente à unidade a que pertence, à cor, tamanho do grão, textura e meteorização (Tabela 11). No terceiro campo “Estruturas” registam-se e medem-se estruturas presentes nas diferentes litologias, como por exemplo xistosidades, foliações, estratificação, lineações, etc. (Tabela 12). As estruturas encontradas são medidas de maneira diferente dependendo se o testemunho é ou não é orientado. Quando o testemunho não é orientado, mede-se unicamente a inclinação da estrutura relativamente ao eixo do testemunho, quando o testemunho é orientado, são medidos os ângulos *Alpha* e *Beta* da estrutura. No quarto campo “Mineralização” registam-se as zonas da sondagem mineralizadas, a mineralização, o tipo de mineralização e a sua percentagem no troço de sondagem mineralizado (Tabela 13). No quinto e último campo, o campo “Alteração”, regista-se a alteração encontrada na sondagem, o seu tipo, intensidade e estilo (Tabela 14).

Tabela 11 – Códigos utilizados no *log* geológico, no campo “Litologia”.

Lithology Codes			
Lithology		Colour	
Overburden	OVB	grey	<b>gry</b>
Solution cavity	CAV	brown	<b>bm</b>
Fault, obvious	FLT	green	<b>gm</b>
Fault, probable	FLP	pink	<b>pin</b>
Fault, Filled with gauge	FLG	black	<b>blk</b>
Fault Breccia	FBX	orange	<b>org</b>
Quartz vein	QZV	purple	<b>pur</b>
Quartz-chlorite vein	QCV	red	<b>red</b>
Calcite vein	CRV	blue	<b>blu</b>
Feldspar-chlorite vein	FCV	white	<b>wht</b>
Aplite	APL	yellow	<b>yel</b>
Pegmatite	PEG	light	<b>lit</b>
Granite	GNT	dark	<b>drk</b>
Carbonates, calcschists	CRB	Grain size	
Skam, L-type (layered, with light greenish & pinkish zones, fine to medium grained)	SKL	bouldery (>256mm)	<b>bld</b>
Skam, M-type (layered to massive, whitish to light greyish, medium to coarse grained)	SKM	cobbly (16-256mm)	<b>cbl</b>
Skam, indifferntiated	SKN	pebbly (2-16mm)	<b>pbl</b>
Calcsilicate lithology, poorly developed skam	CSR	very coarse grained (1-2mm)	<b>vcg</b>
Biotite schists	BIX	coarse grained (0.5-1.0mm)	<b>cgr</b>
Biotite schists with psamitic laminations	BLX	medium grained (0.25-0.5mm)	<b>m gr</b>
Sericitic schists	SRX	fine grained (0.06-0.25mm)	<b>fgr</b>
Black/dark-grey schists, fine grained	BLS	very fine grained (0.03 - 0.06mm)	<b>vfg</b>
Migmatites	MGM	0.004-0.03mm (fine - med Ssl)	<b>slt</b>
Core Loss	CLS	<0.004mm (mudstone)	<b>mud</b>
Precollar	PRC	Texture	
<b>Main unit</b>		Migmatitic	<b>mig</b>
"F" Fault	FLF	Aphanitic	<b>aph</b>
"K" Fault	FLK	Porphyritic	<b>por</b>
Upper Carbonate Horizon	UCH	Porphyroid	<b>pfd</b>
Upper Skarn Horizon	USH	Granular	<b>gra</b>
Main Skarn Horizon	MSH	Gneissic	<b>gns</b>
Lower Skarn Horizon	LSH	Granitic	<b>gm</b>
Pelitic Calcsilicate-Laminated unit	PCL	Aplitic	<b>apl</b>
Lower Black Schists unit	LBS	Pegmatitic	<b>peg</b>
<b>Weathering</b>		Spotted	<b>spt</b>
Fresh	frs	Vuggy	<b>vug</b>
Fracture Oxidation	fox	Layered	<b>lrd</b>
Weakly weathered	ww e	Folded	<b>fld</b>
Moderately weathered	mwe	Schistose	<b>sxt</b>
Highly weathered	hwe	Cataclastic	<b>cat</b>
Extremely weathered	ewe		

Tabela 12 – Códigos utilizados no *log* geológico, no campo “Estruturas”.

Structure Codes			
Structure type		Structure description	
Bedding (S0)	<b>bed</b>	with clay fill	<b>cla</b>
Schistosity (S1)	<b>sxi</b>	with calcite fill	<b>clc</b>
Cleavage (Sc)	<b>cle</b>	with Fe oxides fill	<b>feo</b>
Fracture	<b>fra</b>	Slickensides	<b>slk</b>
Fault	<b>flt</b>	filled with soil	<b>soi</b>
Shearing	<b>she</b>		
Joints	<b>jnt</b>		
Fold axis	<b>fax</b>		
Veins	<b>vns</b>		
Lineation Unspecified	<b>lin</b>		
Vein/Dyke contact	<b>vdc</b>		

Tabela 13 – Códigos utilizados no *log* geológico, no campo “Mineralização”.

Mineralization Codes			
Minerals		Mineralization percentage	
Tungstos & Molybdenates	<b>sch</b>	0-100	
	<b>wlf</b>	<b>Mineralization type</b>	
	<b>pow</b>	Layered	<b>lrd</b>
Sulphides	<b>pyr</b>	Veins	<b>vns</b>
	<b>apy</b>	Veinlet	<b>vnl</b>
	<b>prr</b>	Skam	<b>skn</b>
Oxides	<b>cas</b>	Disseminated	<b>dss</b>
	<b>feo</b>	Massive	<b>mas</b>
Phosphates	<b>aut</b>	Veinlets	<b>vnl</b>
	<b>trb</b>		
Silicates	<b>tml</b>		

Tabela 14 – Códigos utilizados no *log* geológico, no campo “Alteração”.

Alteration Codes					
Alteration type		Alteration style		Alteration intensity	
Argillitic	<b>arg</b>	Disseminated	<b>dss</b>	intense (>50%)	<b>int</b>
Carbonaceous	<b>crb</b>	Pervasive	<b>per</b>	strong (30-50%)	<b>str</b>
Silicious	<b>sil</b>	Veins	<b>vns</b>	moderate (5-30%)	<b>mdr</b>
Sericitic	<b>ser</b>	Stockworks	<b>stk</b>	weak (1-5%)	<b>wea</b>
Chloritic	<b>chl</b>	Pegmatitic	<b>peg</b>	trace	<b>tra</b>
Epidote	<b>epi</b>	bands, bedding controlled	<b>bnd</b>	variable	<b>var</b>
Muscovite	<b>mus</b>	Foliation controlled	<b>fol</b>		
		Fracture controlled	<b>fra</b>		
		Patches, pods	<b>ptc</b>		
		Veinlets	<b>vnl</b>		

## Geotechnical

Nesta parte do *log* quantifica-se parâmetros da sondagem de manobra a manobra, sendo esta a parte do *log* a mais morosa. É aqui que se mede a recuperação da amostra, a recuperação sólida, o RQD, “Strength” (Tabela 15) número e tipo de fraturas.

Tabela 15 – Códigos utilizados no *log* geotécnico, no campo “Strength”.

<b>Basic Geotechnical core log - Core strength logging codes</b>			
Rock Strength	Description	Field Estimate	UCS (Mpa)
<b>SCvs</b>	Very soft clay	Easily penetrated several centimeters by fist	<0.025
<b>SCs</b>	Soft Clay	Easily penetrated several centimeters by thumb	0.025-0.05
<b>SCf</b>	Firm Clay	Penetrated several centimeters by thumb with moderate effort	0.05-0.1
<b>SCst</b>	Stiff clay	Readily indented by thumb but penetrated with great effort	0.1-0.25
<b>SCvst</b>	Very stiff clay	Readily indented by thumbnail	0.25-0.5
<b>SCh</b>	Hard clay	Indented with difficulty by thumbnail	>0.5
<b>R0</b>	Soil like	Indented by thumbnail	0.25-1
<b>R1</b>	Very weak	Material crumbles under firm blows of geological pick, can be shaped by knife	1-5
<b>R2</b>	Weak	Knife cuts material, but too hard to shape into triaxial (cylindrical) specimens	5-25
<b>R3</b>	Medium strong	Firm blow with geological pick indents to 5mm, knife just scrapes surface (Concrete ca. 35 Mpa)	25-50
<b>R4</b>	Strong	Hand-held specimen broken by a single blow of geological hammer	50-100
<b>R5</b>	Very strong	Requires many blows of geological hammer to break intact rock specimens	100-250
<b>R6</b>	extremely strong	Material only chipped under repeated hammer blows, rings when struck	>250

## Specific Gravity

A gravidade específica ou densidade relativa são uma razão entre a densidade de uma substância e a densidade de um dado material de referência, usando-se o termo gravidade específica quando o material de referência é à água. A gravidade específica é medida em troços de testemunho de sondagem intactos, frescos sem fraturas, determinando a sua massa seca (Foto 6 a), a sua massa submersa em água (Foto 6 b), utilizando uma balança digital, e aplicando a equação seguinte:

$$\text{Gravidade Específica} = \frac{\text{Massa seca}}{(\text{Massa seca} - \text{Massa submersa})}$$

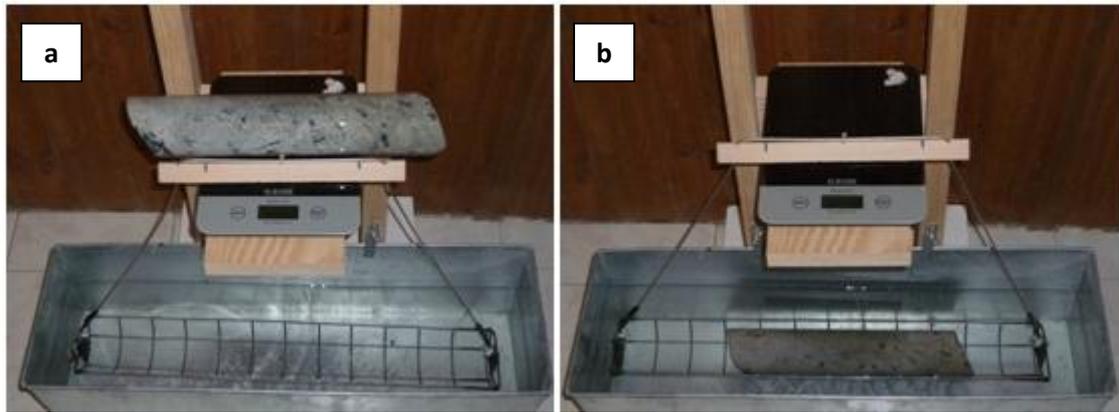


Foto 6 – Determinação das massas de testemunhos: a) seca; b) submersa.

### Amostragem

Finalizado o *log* da sondagem e caso ela tenha litologias passíveis de serem mineralizadas em scheelite, procede-se à sua amostragem. A amostragem compreende várias etapas: marcação nas caixas e testemunhos das zonas da sondagem a amostrar, corte e embalagem. A amostragem começa dois metros antes da primeira zona possivelmente mineralizada e termina dois metros depois da última zona possivelmente mineralizada, continuamente, não havendo interrupções, mesmo que haja zonas não mineralizadas, como por exemplo xistos. Os intervalos de amostragem são de um metro no máximo em litologias possivelmente mineralizadas e mineralizadas, e de dois metros no máximo em litologias não mineralizadas, sendo atribuído a cada intervalo uma referência com letras e números. A cada quinze amostras de testemunho são enviadas amostras padrão e brancas intercalas entre elas. Os intervalos definidos para amostrar e a sua referência são registados nas caixas de sondagem a marcador permanente e com etiquetas, e numa folha de cálculo anexa às folhas do *log* da sondagem (Foto 7). Depois dos intervalos a amostrar estarem definidos, os testemunhos de sondagem são cortados a meio longitudinalmente, ficando uma metade na caixa (Foto 8) e a outra metade é embalada para seguir para a análise química. Todas as caixas de sondagem são ainda fotografadas antes e depois de amostradas.



Foto 7 – Caixas de sondagem com xisto, skarn e veio pegmatítico depois do efetuado o log e a marcação da amostragem.



Foto 8 – Caixas de sondagem com testemunhos já amostrados.

## 7.3 Estudo da Fraturação

A caracterização completa das condições geotécnicas de um maciço rochoso torna-se imperativa quando nele se vai implementar uma obra de engenharia de grande dimensão, como o caso de uma exploração mineira de lavra subterrânea. Um dos parâmetros que é imprescindível avaliar neste tipo de caracterização é a definição da geometria das principais famílias de descontinuidades que afetam o maciço, pois estas influenciam significativamente as suas propriedades mecânicas, condicionando a sua resistência, a sua deformabilidade e o seu comportamento hidráulico. Uma boa caracterização deste parâmetro a montante do início da lavra subterrânea é essencial na previsão da existência de problemas de estabilidade inerentes à abertura de galerias em níveis mais superficiais onde o maciço rochoso é menos competente. Em Geologia de Engenharia, o termo “descontinuidade” é usado de forma muito genérica, referindo-se a qualquer estrutura planar de origem mecânico ou sedimentar com resistência nula ou muito baixa (Vallejo et al. 2002). No caso das rochas aqui estudadas, as descontinuidades mais comuns são as diaclases e, por isso, neste tipo de materiais costuma-se falar em “estudo do diaclasamento” ou “estudo da fraturação”, em lugar de “estudo das descontinuidades”, neste estudo optou-se denominar “estudo da fraturação”. Neste capítulo apresenta-se um estudo das direções das descontinuidades (“fraturas”), feito a partir de afloramentos na zona do projeto de prospeção mineira, definindo as principais famílias de descontinuidades bem como as suas orientações.

### 7.3.1 Tipos de descontinuidades

Os maciços rochosos podem ser afetados por vários tipos de descontinuidades planares ou lineares, sendo as diaclases, as mais comuns. As diaclases são planos de fratura ou rotura em regime frágil, que dividem a rocha em blocos sem que para tal exista deslocamento entre eles ou quando o deslocamento existe é pouco significativo. Normalmente as diaclases surgem associadas segundo várias direções, formando famílias (conjunto de diaclases com orientação semelhante), que quando se intersectam, fraturam os maciços em blocos levando à desagregação da rocha, diminuindo a sua competência. Dependendo da origem, as diaclases podem ser agrupadas em vários tipos:

-**Diaclases de origem tectónica**, associadas a dobras e a falhas, que se dispõem paralelamente à superfície de falha, diminuindo a frequência com o afastar ao acidente;

-**Diaclases em rochas ígneas**, formadas por contração durante e depois da instalação do corpo ígneo e que apresentam uma disposição característica, com orientações aproximadamente ortogonais entre si.

-**Diaclases de relaxamento**, que ocorrem por alívio da carga litostática, dispendo-se subparalelamente à superfície topográfica, diminuindo a frequência com o aumento da profundidade.

Os outros tipos de descontinuidades que existem são:

-**Planos de estratificação**, superfícies que limitam os estratos em rochas sedimentares e, menos frequentemente em rochas metamórficas. São descontinuidades sistemáticas com continuidade lateral elevada, em que o espaçamento pode variar de milímetros a metros.

-**Planos de xistosidade**, superfícies de origem tectónica que surgem em rochas que tenham sofrido deformação intensa, dispendo-se perpendicularmente à direção de compressão sendo tanto mais evidente em rochas com grão tanto mais fino.

-**Foliação**, descontinuidade determinada pela orientação paralela dos minerais lamelares ou bandas minerais em rochas metamórficas

-**Superfícies de contacto litológico** que diferenciam diferentes litologias num mesmo maciço.

-**Falhas**, fraturas em que houve um deslocamento significativa ao longo das superfícies de separação dos blocos, normalmente designada por planos de falhas. As superfícies dos blocos que delimitam a falha designam-se por paredes de falha e o espaço compreendido entre estas designa-se por caixa de falha. As falhas raramente ocorrem no singular, ocorrendo normalmente como conjuntos paralelos ou sub-paralelos, constituindo famílias, ao longo das quais se registou movimento numa maior ou menor extensão.

### 7.3.2 Atitude das descontinuidades

Um dos parâmetros determinante no estudo de estabilidade de um maciço rochoso é a atitude das descontinuidades. Para melhor definir geometricamente no espaço uma descontinuidade, equipara-se esta a um plano, no caso de uma descontinuidade planar, ou a uma linha, no caso dessa descontinuidade for linear, normalmente caracterizados do por uma atitude. A atitude de um plano é definida por um par de valores angulares, inclinação, *dip*, e azimute da inclinação desse plano, *dip direction*, ou direção desse plano, *strike*. A inclinação, pendor ou mergulho, *dip*, é o valor máximo de inclinação do plano com a horizontal e o azimute da inclinação, *dip direction*, é o ângulo que a projeção horizontal da linha de inclinação faz com o Norte, medindo no sentido dos ponteiros do relógio (Figura 30 a). A direção do plano, *strike*, (Figura 30 b) é o ângulo perpendicular à projeção horizontal da linha de inclinação. A atitude de uma linha é definida também por um par de valores angulares, o mergulho, *plunge*, ângulo que a linha mergulhante faz com o plano horizontal, e a direção do mergulho, *trend*, é

o ângulo que a projeção horizontal da linha de inclinação faz com o Norte (Figura 30 c), medindo no sentido dos ponteiros do relógio, corresponde ao *dip direction* do plano. As relações entre *dip*, *dip direction* e *strike* bem como a relação entre *plunge* e *trend* podem ser observadas na Figura 30.

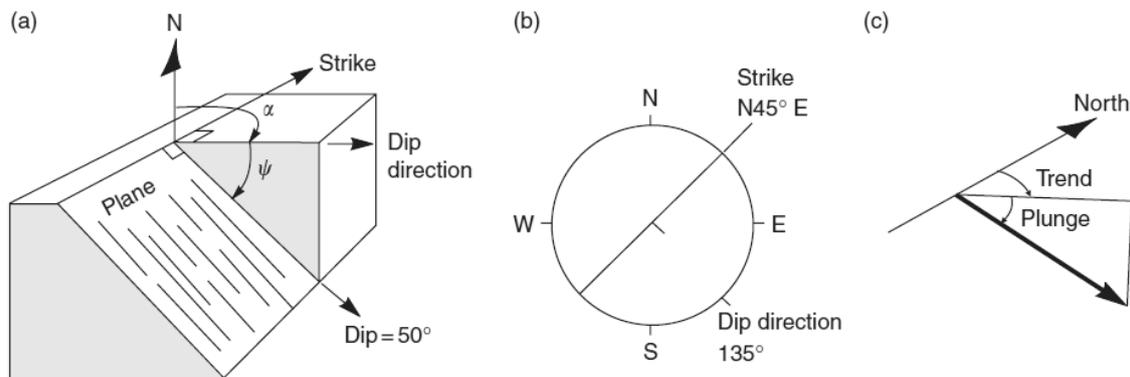


Figura 30 – Terminologia inglesa usada na definição de descontinuidades: (a) vista isométrica de um plano (dip e dip direction); (b) Vista plana de um plano; (c) vista isométrica de uma linha (plunge e trend). Extraído de E. Hoek & J. W. Bray, (2004).

Dependendo do fim a que os dados de atitude/orientação se destinam, deve-se adotar a notação mais apropriada. Usualmente utiliza-se a notação *dip* e *dip direction*, pois é uma notação vetorial, o que possibilita a sua utilização em *softwares* de projeção e modelação de dados deste género.

### 7.3.3 Projeção das Descontinuidades

Para melhor compreender e interpretar as relações existentes entre as várias descontinuidades, normalmente recorre-se à projeção estereográfica. A projeção estereográfica é uma projeção hemisférica que permite representar e analisar de uma maneira simplificada dados tridimensionais de orientações de planos e retas num diagrama bidimensional. Imagine-se uma esfera livre de se mover no espaço e que por tal a podemos colocar de tal forma a que um dado plano passe pelo seu centro. Da intersecção do plano com a superfície dessa esfera resulta um *círculo maior* (Figura 31 a e c) e da intersecção da reta perpendicular ao plano que passa pelo centro da esfera com a superfície desta, resultam dois pontos diametralmente opostos designados por *polos* do plano. Posteriormente representa-se projeção dos *círculos maiores* e *polos* a partir do hemisfério superior ou inferior num plano horizontal que contém o equador da esfera, o plano equatorial (Figura 31 c). Existem dois tipos de projeção estereográfica, as de *igual ângulo* ou *Wulff* e as de *igual área* ou *Schmidt*. Nas aplicações práticas de engenharia a utilização da projeção igual área e é preferível para o

tratamento de dados das orientações das discontinuidades, já que permite uma representação gráfica com menores distorções, utiliza-se também tradicionalmente o hemisfério inferior em estudos estruturais. Apesar de facilitar a análise e compreensão das relações angulares entre linhas e planos, as projeções estereográficas não têm em conta a posição ou o tamanho dos elementos em estudo, sendo uma limitação deste método.

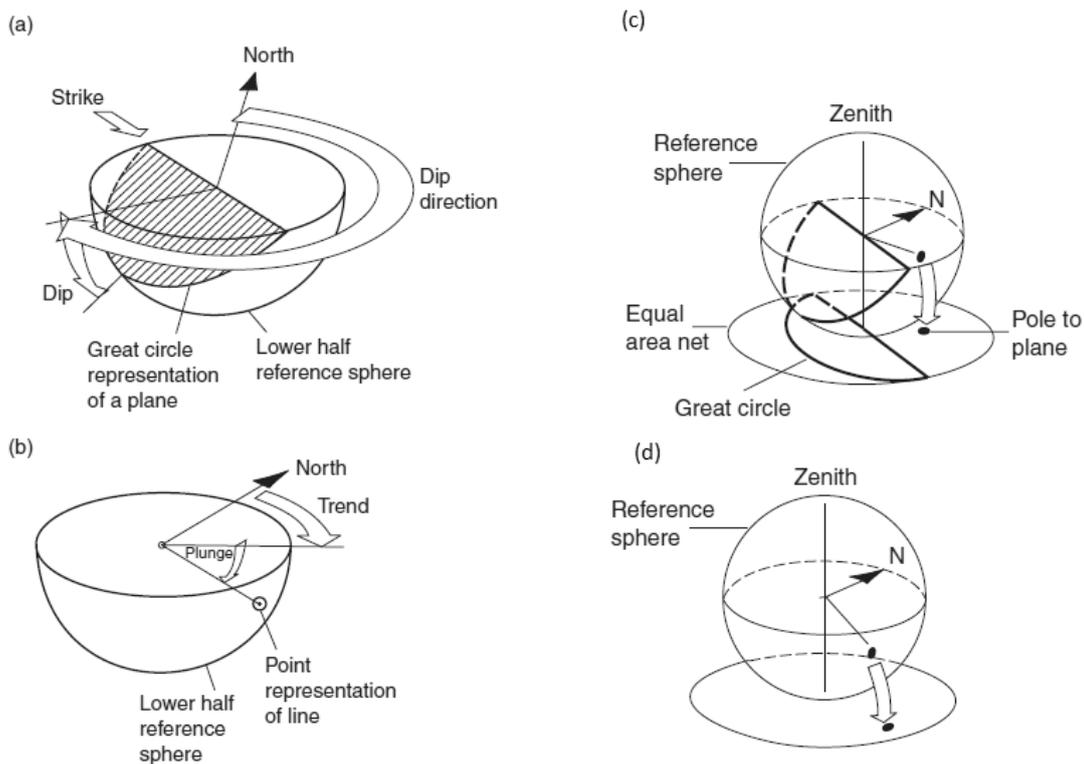


Figura 31 – Várias representações da projeção estereográfica: (a) plano projetado no hemisfério inferior da esfera de referência; (b) vista isométrica de uma linha; (c) projeção de plano e respetivo polo no plano equatorial; (d) projeção de uma linha como polo no plano equatorial. Extraído de E. Hoek & J. W. Bray, (2004).

### 7.3.4 Diagramas de círculos máximos, de polos e de densidade de polos

O princípio teórico da projeção estereográfica é aplicado na prática em diagramas bidimensionais graduados, as redes de projeção equatorial de Wulff ou Schmidt, onde são projetados os valores de orientações quer manualmente quer recorrendo a softwares específicos para esse fim (Figura 32). As orientações dos planos podem ser representadas de duas maneiras, quer por diagramas de círculos máximos quer por diagramas de polos. Os diagramas de círculos máximos (Figura 32 a) representam os planos, sedo por isso ideias para representar as discontinuidades planares (por exemplo diáclases), mas normalmente usam-se os diagramas de polos (Figura 32 b) desses planos para representar discontinuidades, pois sobrecarrega graficamente menos a projeção estereográfica. Os diagramas de polos obtêm-se traçando linhas perpendiculares aos planos, as quais aparecem na projeção estereográfica

como pontos localizados no quadrante diametralmente oposto ao pendor dos planos. A partir dos diagramas de polos é possível obter os diagramas de densidades de polos (Figura 32 c), diagramas esses, que auxiliam na definição das famílias de descontinuidades bem como a na sua importância relativa. Os diagramas de densidades de polos são feitos a partir de uma análise estatística do número de polos na rede de Schmidt, definindo escalas de cores consoante a densidade de polos por unidade de área.

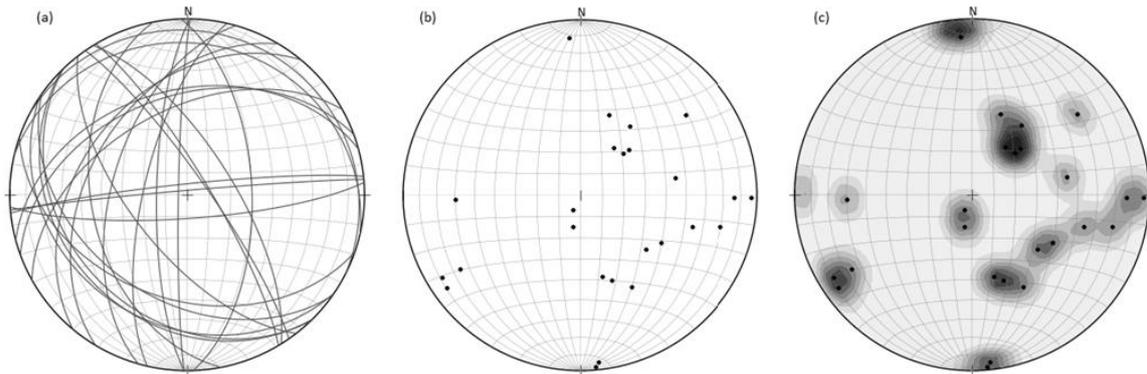


Figura 32 – Exemplo de projeções estereográficas para 25 planos de descontinuidade: (a) diagrama de círculos máximos; (b) diagrama de polos; (c) diagrama de densidades de polos.

### 7.3.5 Diagrama de Roseta

O diagrama de roseta (Figura 33) é outro tipo de representação gráfica das orientações das descontinuidades. Trata-se de um método gráfico com uma base circular dividida de 0° a 360°, frequentemente em sectores de 10°, correspondentes às direções das descontinuidades e em que o número relativo de medições para cada família é dado pelo comprimento do respetivo sector, medido a partir do centro do círculo. Pode-se considerar que este tipo de representação é um histograma circular de direções, mas como não dá indicação das inclinações individuais das descontinuidades, considera-se uma representação relativamente pobre na informação que contém quando se pretende proceder a análises mais detalhadas.

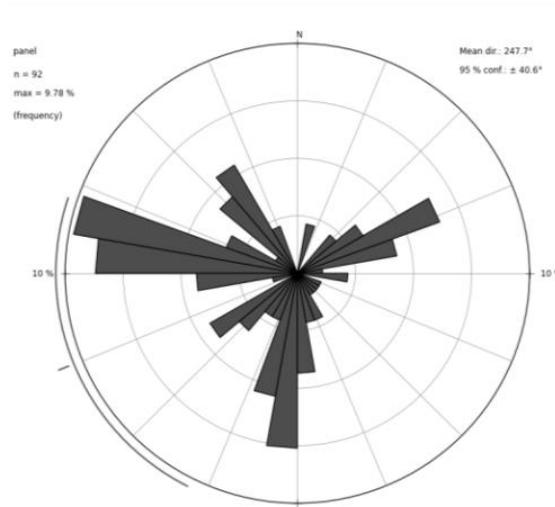


Figura 33 – Exemplo de diagrama de roseta para 92 direções.

### 7.3.6 Aquisição de Dados

A aquisição dos dados da orientação das fraturas decorreu ao longo de todo o estágio na empresa e efetuou-se *in situ*, em afloramentos (Foto 9), não se recorrendo a dados de testemunhos de sondagens. Para medir os ângulos de *dip* e *dip direction* utilizou-se uma bússola preparada para adquirir este tipo de dados bem como um GPS para georreferenciação dos afloramentos. Obtiveram-se assim 501 pares de dados de inclinação e azimute de inclinação de fraturas, distribuídos por 69 estações (Figura 34) abrangendo todas as litologias existentes na área do projeto, 234 em metapelitos, 175 em granitoides e 92 em calcossilicatas s.l..



Foto 9 – Aquisição de orientações de fraturas em afloramento de xisto negro.

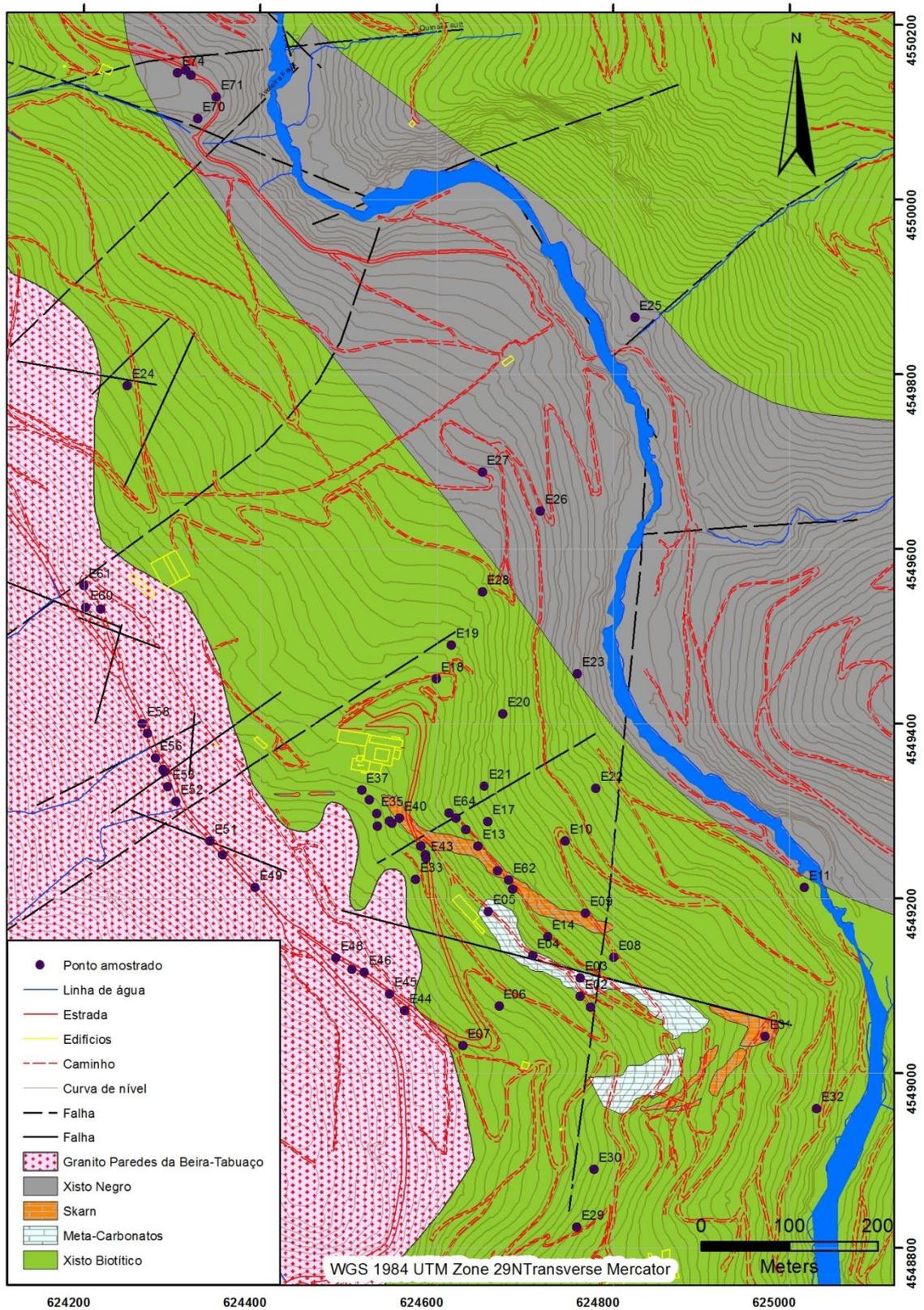


Figura 34 – Mapa geológico da área estudada com os pontos onde foram efetuadas medições de orientações de fraturas.

### 7.3.7 Resultados

As orientações das diáclases medidas no campo foram organizadas numa base de dados e posteriormente projetadas em diagramas de rosetas e redes estereográficas de igual área e hemisfério inferior, recorrendo a um *software* especializado para este tipo de dados. Fizeram-se diagramas de rosetas e estereogramas para todas as orientações em conjunto bem como para as orientações separadas por litologias, metapelitos, granitóides e calcosilicatas sl..

#### Totalidade dos dados

Efetuuou-se um diagrama de roseta para todas as direções das discontinuidades medidas, 509, na área em estudo (Figura 35) a fim de perceber as direções principais de fraturação da área estudada e projetaram-se numa rede estereográfica (Figura 36) para se individualizar as famílias de fraturas e determinar as suas respetivas orientações. De acordo com o diagrama de roseta, a direção principal do sistema de fraturação é NNE-SSW, existindo também uma direção menos pronunciada, NW-SE. A partir da projeção dos polos de todas as orientações no estereograma (Figura 36), pode-se observar alguma dispersão dos dados, não se conseguindo individualizar facilmente as várias famílias de fraturas existentes. Efetuando o diagrama de densidade de polos, observa-se a existência de três famílias de fraturas com orientações muito semelhantes, NNE-SSW, e duas famílias, com menos expressividade, com orientação E-W e a NW-SE, respetivamente (Figura 37). Ambas a famílias se apresentam sub-verticalizadas, com pendores de 64° a 87°. As orientações das famílias apresentam-se na Tabela 16.

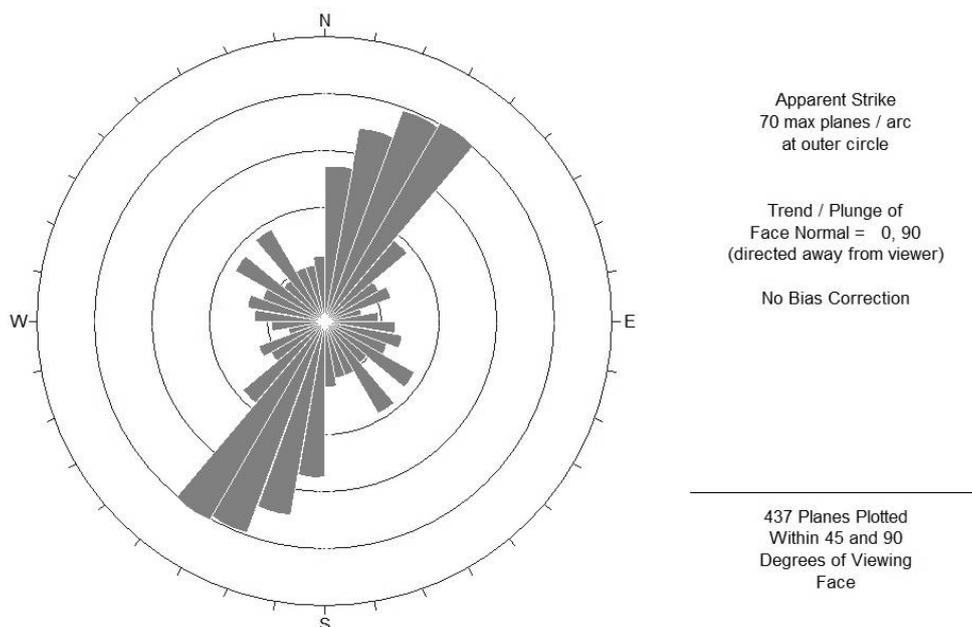


Figura 35 – Diagrama de roseta da totalidade das orientações das fraturas.

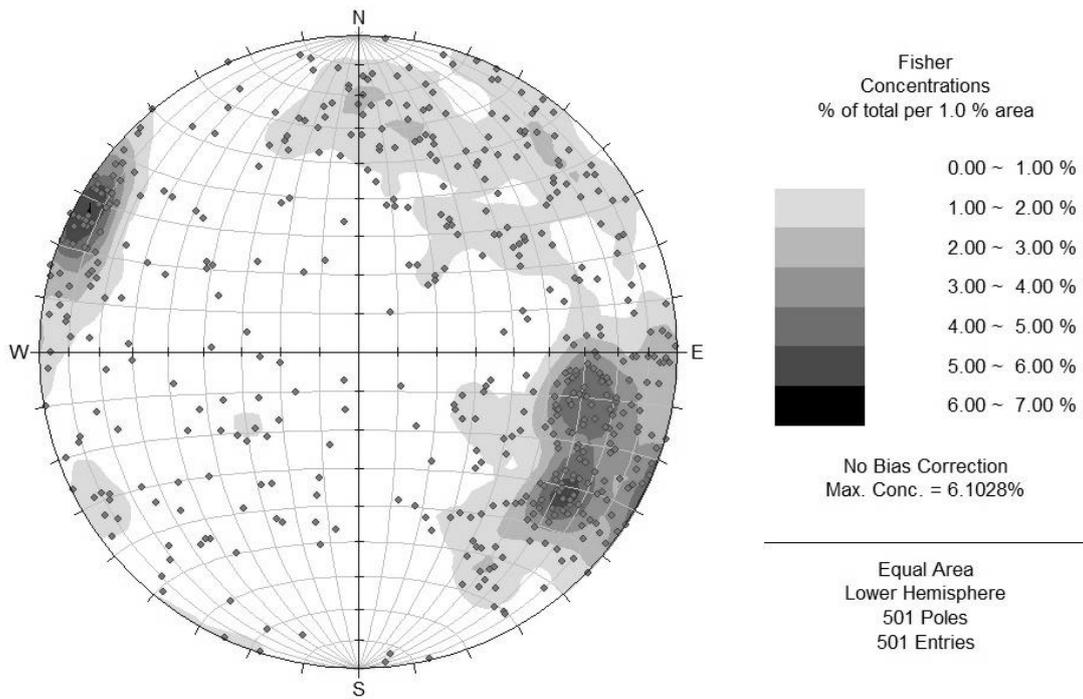


Figura 36 – Estereograma com os polos da totalidade das orientações das fraturas.

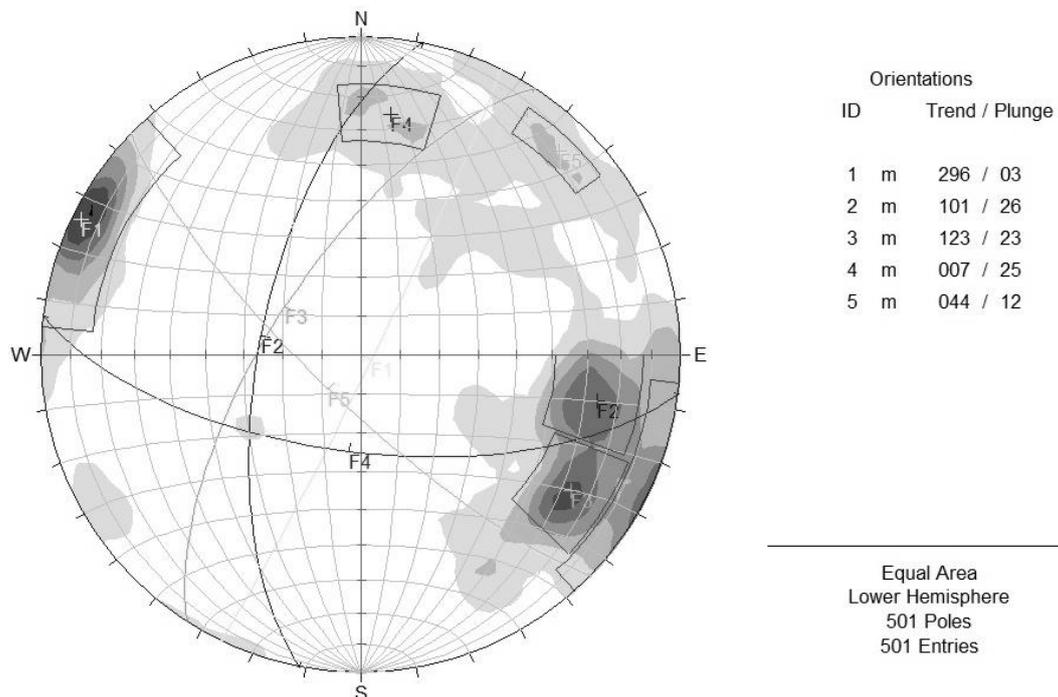


Figura 37 – Estereograma da totalidade das orientações com densidade de polos e com os planos das 5 famílias de fraturas.

Tabela 16 – Orientações médias das famílias de fraturas definidas para a totalidade dos dados.

<i>Total dos Dados</i>	<i>Planos</i>		<i>Polos</i>	
<i>Família</i>	<i>Dip</i>	<i>Dip Direction</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>
F1	<b>87</b>	<b>116</b>	<b>296</b>	<b>03</b>
F2	<b>64</b>	<b>281</b>	<b>101</b>	<b>26</b>
F3	<b>67</b>	<b>303</b>	<b>123</b>	<b>23</b>
F4	<b>65</b>	<b>187</b>	<b>007</b>	<b>12</b>
F5	<b>78</b>	<b>224</b>	<b>044</b>	<b>12</b>

### Metapelitos

O diagrama de roseta das 234 direções de fraturas dos metapelitos (Figura 38) mostra que a sua direção principal é NNE-SSW, aproximadamente N30°E. Pela projeção estereográfica dos polos das fraturas dos metapelitos (Figura 39), verifica-se que existe dispersão nas suas orientações, mas apesar desta dispersão pode-se definir três famílias de fraturas com orientação aproximada NNE-SSW e com pendores entre os 60° e 85° (Figura 40). As orientações das famílias apresentam-se na Tabela 17.

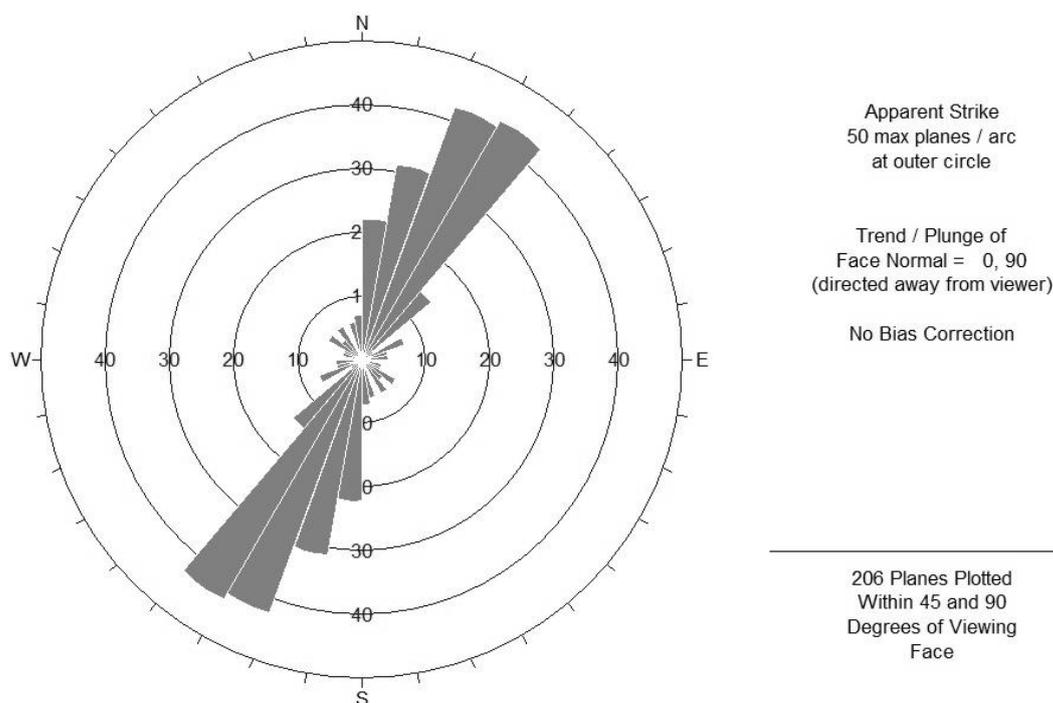


Figura 38 – Diagrama de roseta para as fraturas nos metapelitos.

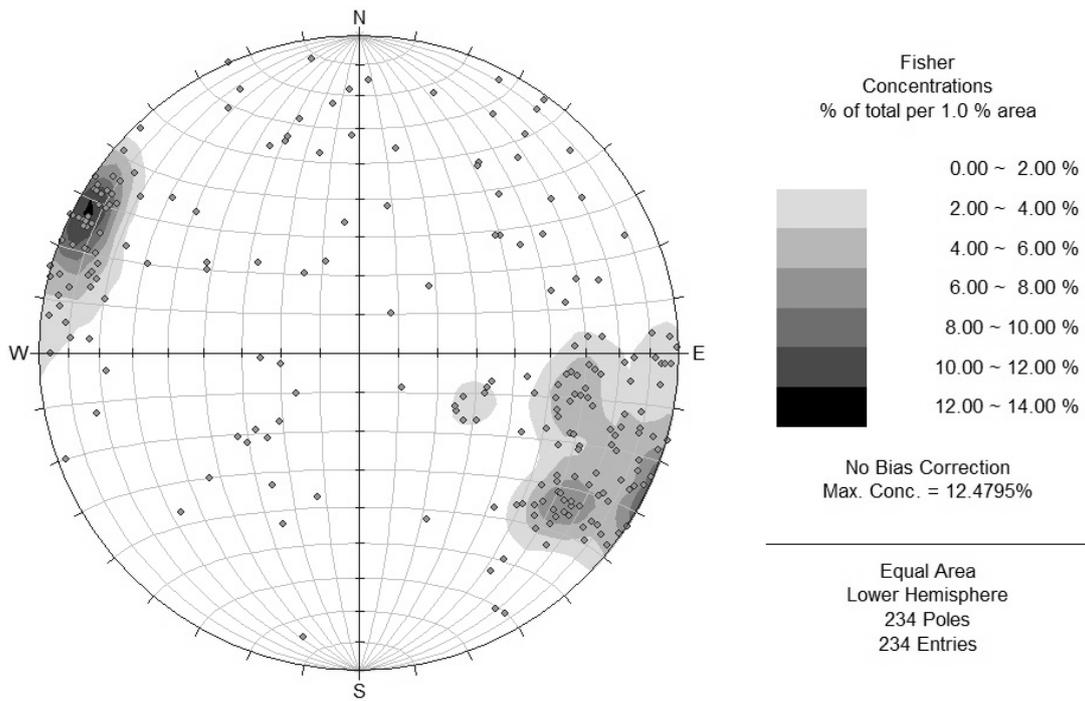


Figura 39 – Estereograma com os polos das fraturas nos metapelitos.

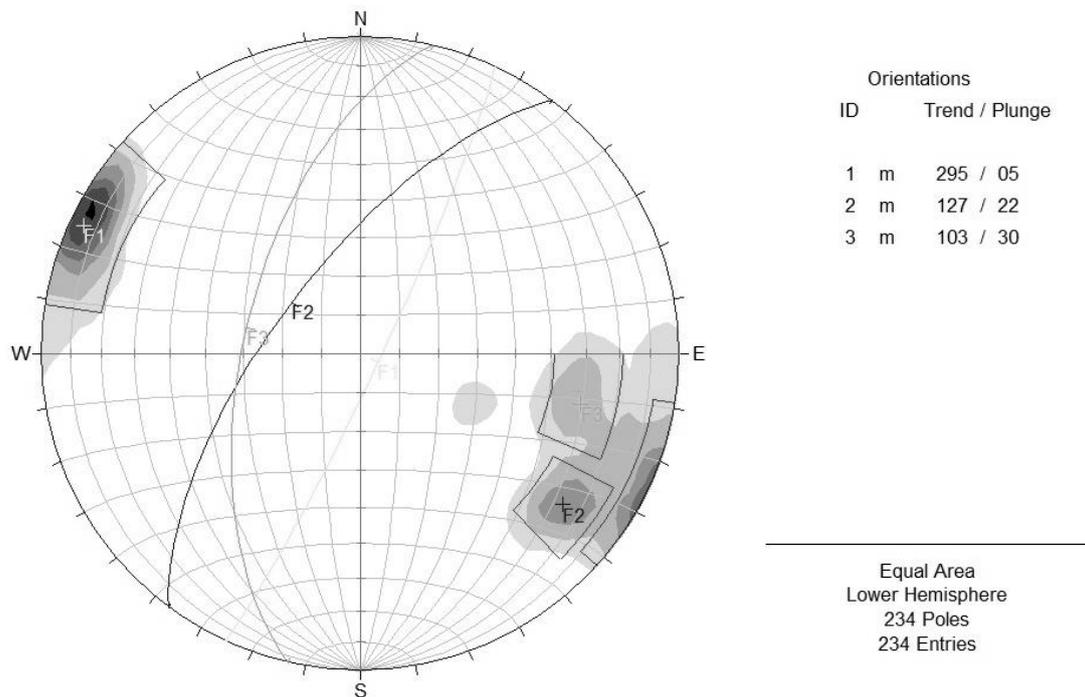


Figura 40 – Estereograma com densidade de polos e com os planos das 3 famílias de fraturas nos metapelitos.

Tabela 17 – Orientações médias das famílias de fraturas definidas para os metapelitos.

<i>Metassedimentos</i>	<i>Planos</i>		<i>Polos</i>	
<i>Família</i>	<i>Dip</i>	<i>Dip Direction</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>
F1	<b>85</b>	<b>115</b>	<b>295</b>	<b>05</b>
F2	<b>68</b>	<b>307</b>	<b>127</b>	<b>22</b>
F3	<b>60</b>	<b>283</b>	<b>103</b>	<b>30</b>

### Granitoides

O diagrama de roseta das 175 direções de fraturas dos granitoides (Figura 41) mostra que apresentam duas direções, direção principal NW-SE e uma direção secundária NE-SW. Pela projeção estereográfica dos polos das fraturas dos granitoides (Figura 42), verifica-se que existe dispersão nas suas orientações, mas apesar desta dispersão pode-se definir quatro famílias de fraturas, a mais bem pronunciada com direção NE-SE e as restantes com direção NW-SE. Os pendores destas fraturas variam entre os 43° e 79° (Figura 43). As orientações das famílias apresentam-se na Tabela 18.

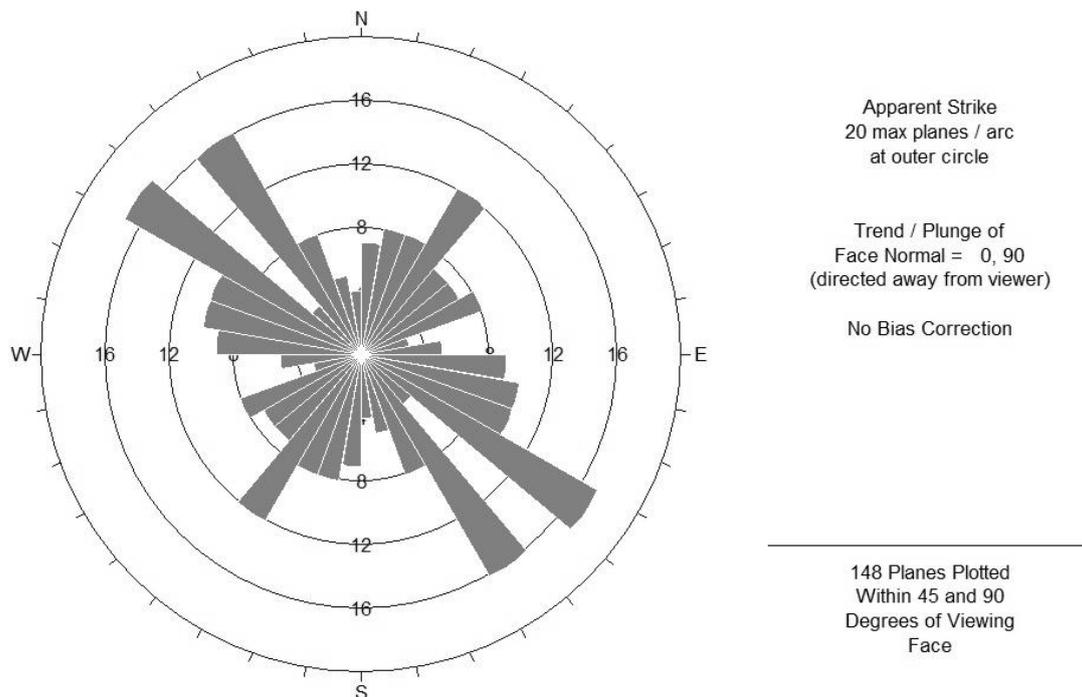


Figura 41 – Diagrama de roseta para as fraturas nos granitoides.

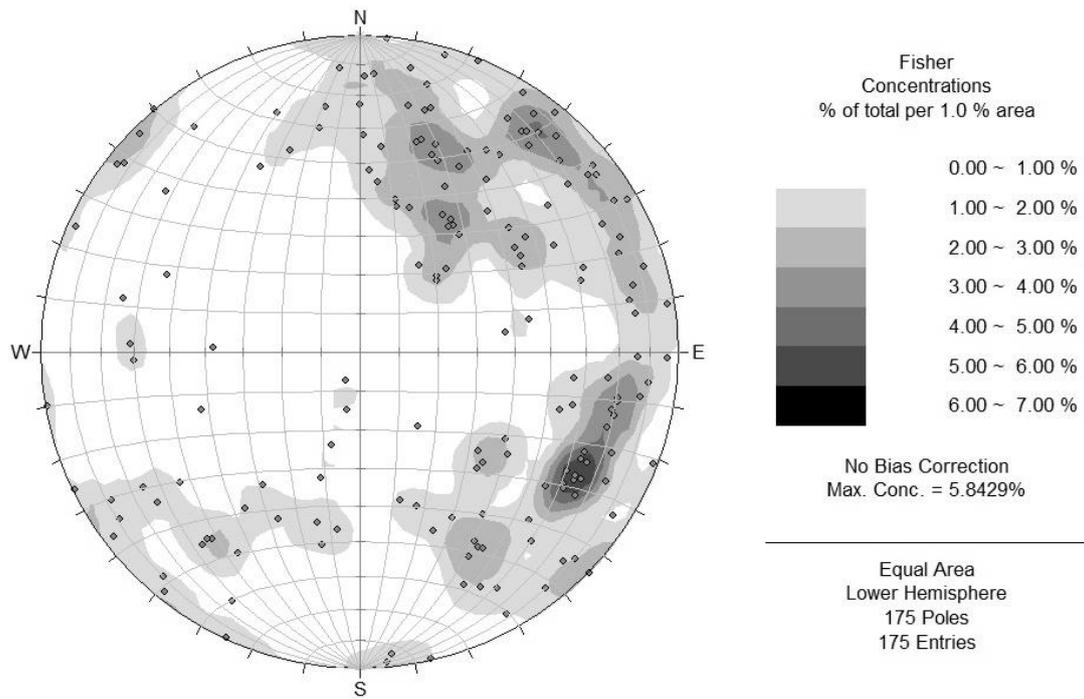


Figura 42 – Estereograma com os polos das fraturas nos granitoides.

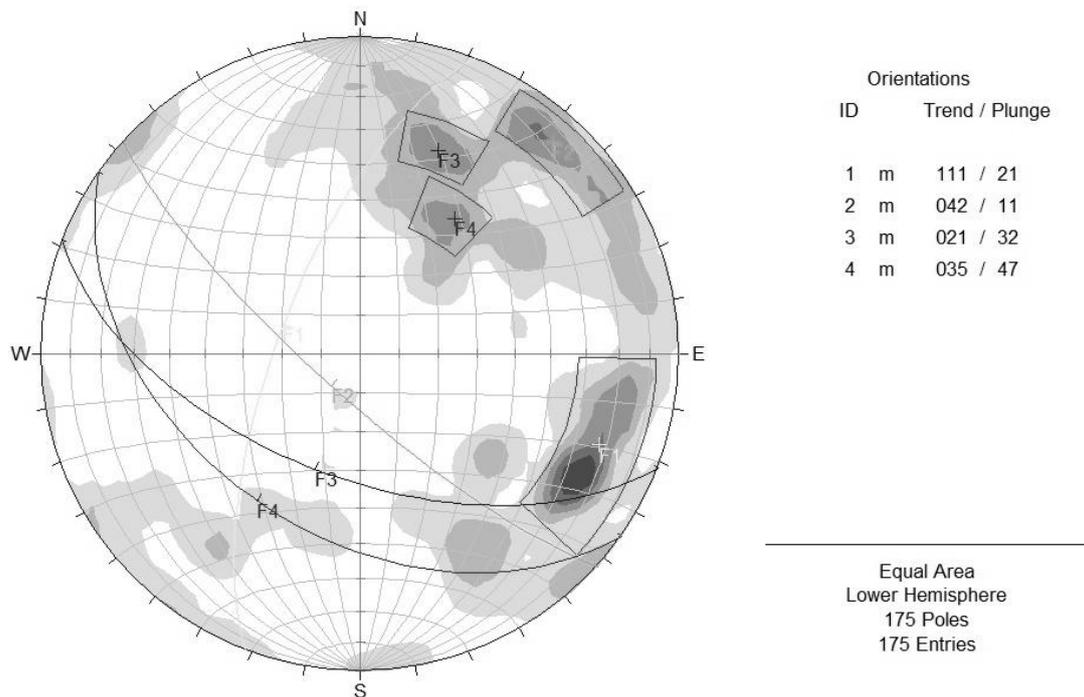


Figura 43 – Estereograma com densidade de polos e com os planos das 4 famílias de fraturas nos granitoides.

Tabela 18 – Orientações médias das famílias de fraturas nos granitóides.

<i>Granitóides</i>	<i>Planos</i>		<i>Polos</i>	
<i>Família</i>	<i>Dip</i>	<i>Dip Direction</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>
F1	<b>69</b>	<b>291</b>	<b>111</b>	<b>21</b>
F2	<b>79</b>	<b>222</b>	<b>042</b>	<b>11</b>
F3	<b>58</b>	<b>201</b>	<b>021</b>	<b>32</b>
F4	<b>43</b>	<b>215</b>	<b>035</b>	<b>47</b>

### Calcosilicatadas s.l.

O diagrama de roseta das 92 direções de fraturas das calcosilicatadas s.l. (Figura 44) mostra que apresentam duas direções principais, aproximadamente N-S e E-W, e duas secundárias, NE-SW e NW-SE. Pela projeção estereográfica dos polos das fraturas das calcosilicatadas s.l. (Figura 45), verifica-se que existe dispersão nas suas orientações, mas apesar desta dispersão pode-se definir seis famílias de fraturas, as mais bem pronunciadas com direções aproximadamente N-S e E-W as restantes com direções NE-SW e NW-SE. Os pendores destas fraturas variam entre os 60° e 87° (Figura 46). As orientações das famílias apresentam-se na Tabela 19.

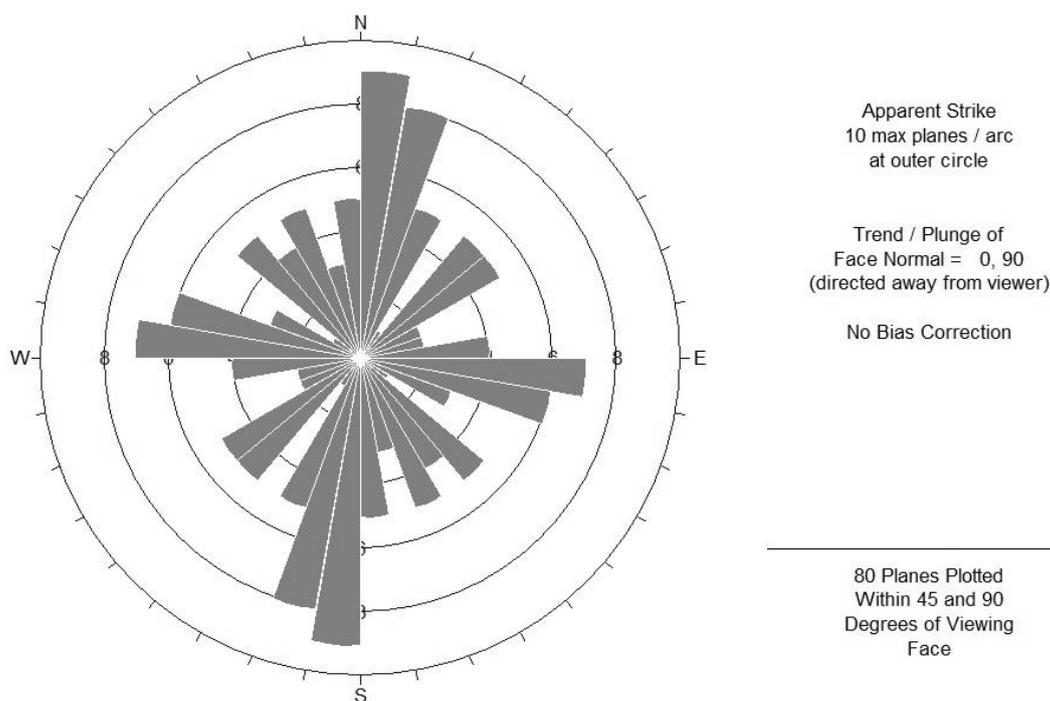


Figura 44 – Diagrama de roseta para as fraturas nas calcosilicatadas s.l..

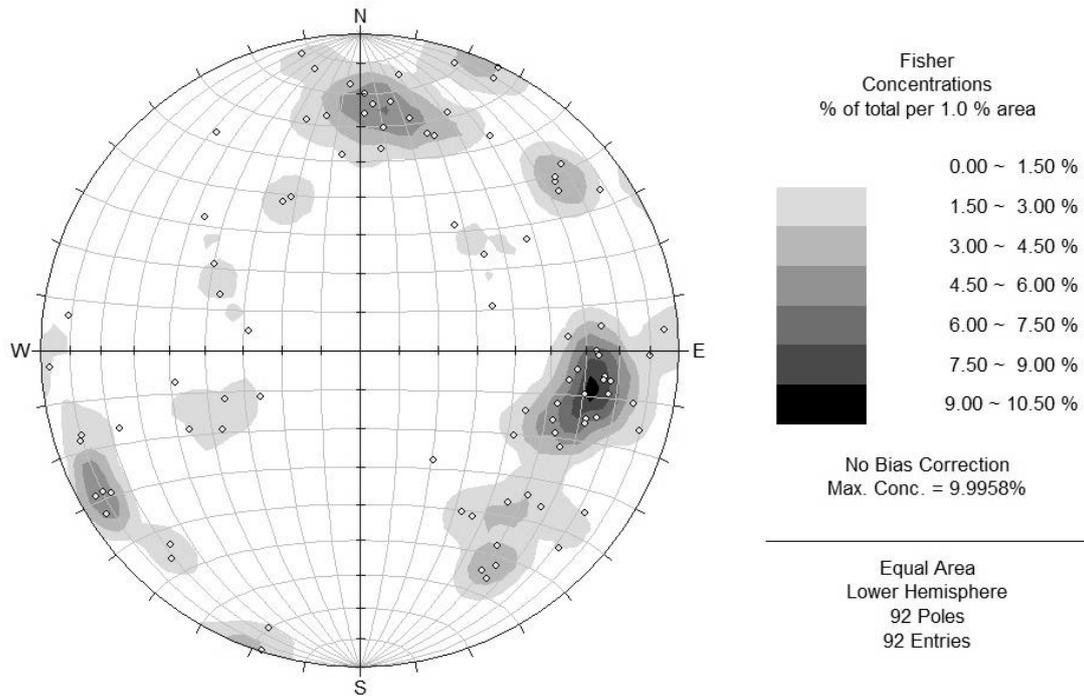


Figura 45 – Estereograma com os polos das fraturas nas calcossilicatadas s.l..

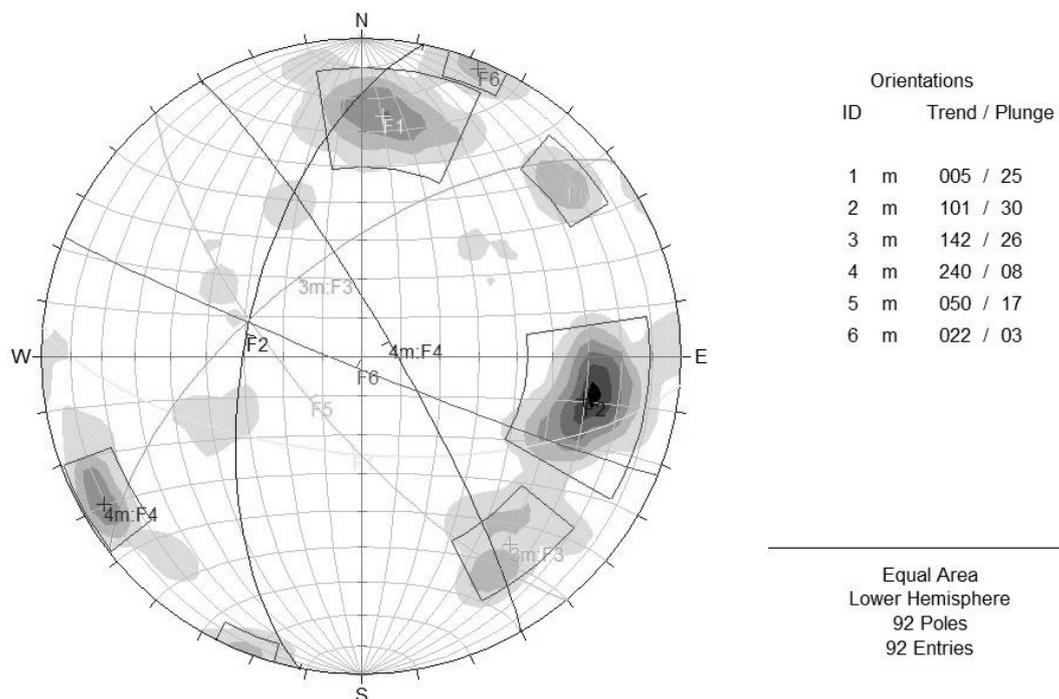


Figura 46 – Estereograma com densidade de polos e com os planos das 6 famílias de fraturas nas calcossilicatadas s.l..

Tabela 19 – Orientações médias das famílias de fraturas nas calcossilicatadas s.l..

<i>Total dos Dados</i>	<i>Planos</i>		<i>Polos</i>	
<i>Família</i>	<i>Dip</i>	<i>Dip Direction</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>
F1	<b>65</b>	<b>185</b>	<b>005</b>	<b>25</b>
F2	<b>60</b>	<b>281</b>	<b>101</b>	<b>30</b>
F3	<b>64</b>	<b>322</b>	<b>142</b>	<b>26</b>
F4	<b>82</b>	<b>060</b>	<b>240</b>	<b>08</b>
F5	<b>73</b>	<b>230</b>	<b>050</b>	<b>17</b>
F6	<b>87</b>	<b>202</b>	<b>022</b>	<b>03</b>

### Comparação dos resultados

Como se pode constatar pelos diagramas de roseta, existe variação nas direções principais de fraturação com a variação da litologia (Figura 47). Os metapelitos apresentam uma única direção principal de fraturação NNE-SSW, correspondente à direção do sistema de fraturas NE-SW (N20°-30°E) e suas conjugadas, descrita por Sousa (1994) e que formam normalmente grandes estruturas de falha associados a acidentes tardi-veriscos. Os granitoides têm como direção principal de fraturação NW-SE, paralela à direção de instalação do maciço granítico de Tabuaço, bem como um subsistema conjugado de fraturas NE-SW. As rochas calcossilicatadas s.l., apesar de fazerem parte da mesma formação dos metapelitos, apresentam um sistema de fraturação distinto deles, mais complexo, com direções principais de fraturação aproximadas N-S e E-W. Isto pode dever-se às propriedades mecânicas das rochas calcossilicatadas s.l. serem diferentes dos metapelitos.

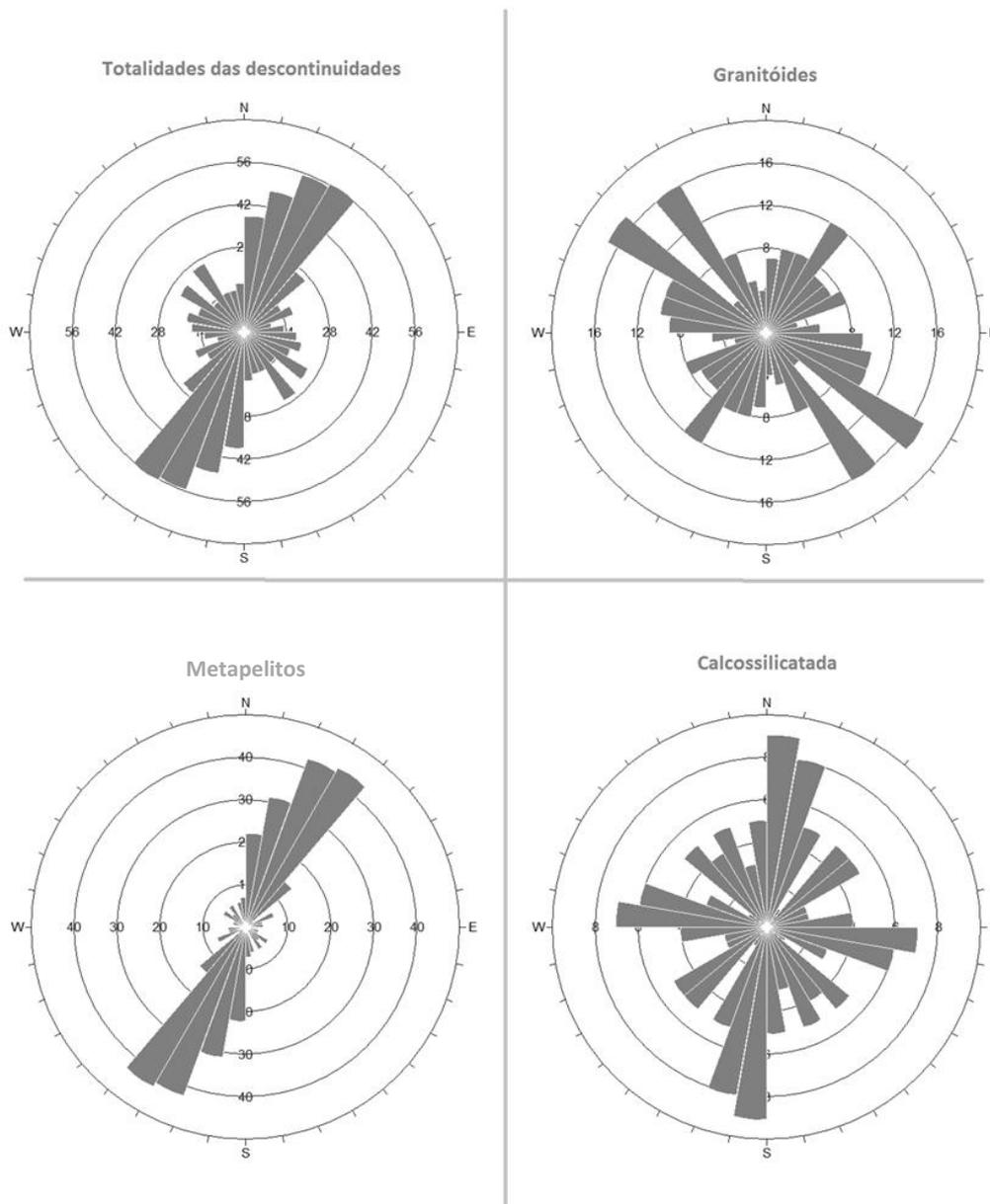


Figura 47 – Diagramas de Roseta para a totalidade dos dados de fraturação e para as diferentes litologias em separado.

Através da análise dos vários estereogramas, verifica-se que em todas as litologias as fraturas apresentam pendores médios superiores a  $43^\circ$ , com os polos dos planos das fraturas distribuídos essencialmente pela periferia da rede estereográfica (Figura 48). Os metapelitos apresentam pendores médios entre os  $60^\circ$ -  $85^\circ$  para NW, os granitóides entre  $43^\circ$ - $79^\circ$  para SW, e as calcossilicatadas s.l. entre  $60^\circ$ - $87^\circ$  para W, S, NW.

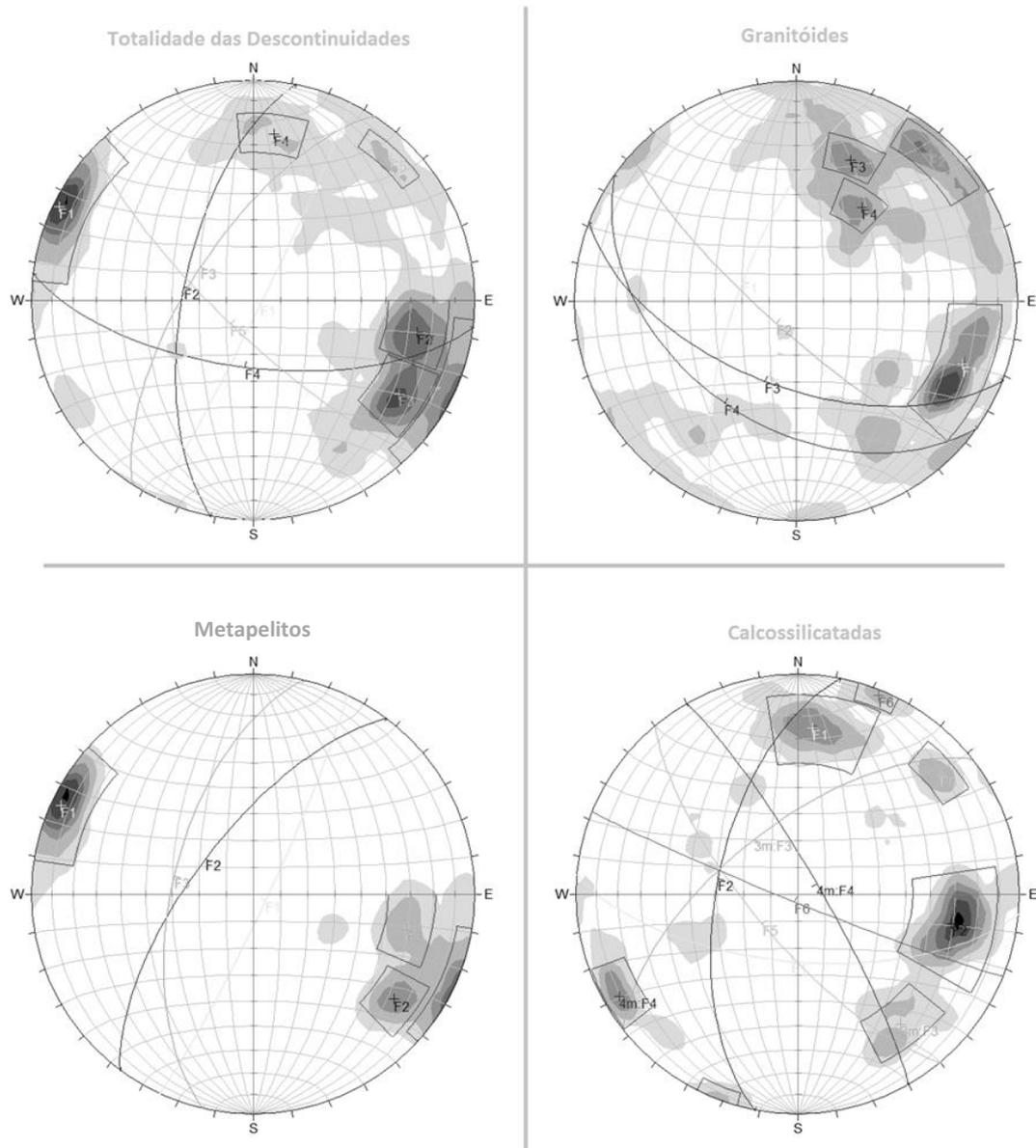


Figura 48 – Estereogramas com densidades de polos e famílias de fraturas de todos os dados e de todas as litologias em separado.

Em suma, neste estudo conclui-se que as direções das discontinuidades variam com as litologias, mas o pendor mantem-se aproximadamente comum a todas, apresentando valores bastante elevados e a mergulharem maioritariamente para os quadrantes ocidentais.



## 8 Conclusões

Este trabalho incidiu sobre litologias presentes na área de São Pedro das Águias, na Concessão de Tabuaço, atribuída à empresa Eurocolt Resources. Essas litologias correspondem a metassedimentos, de provável idade câmbrica, pertencentes à Formação de Bateiras (Sousa, 1982; Ferreira & Sousa, 1994), do Grupo do Douro do Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico, intruídos pelo granito de Paredes da Beira-Tabuaço e por vários corpos de aplitos e pegmatitos. A partir da informação obtida no campo, bem como do estudo petrográfico, geoquímico e isotópico efetuado sobre as várias litologias presentes na zona de São Pedro das Águias, foi possível retirar as conclusões seguintes:

1. Os metassedimentos aqui abordados têm afinidades com as rochas que Sousa (1982) considerou, na sua descrição da Formação de Bateiras, nas categorias de filitos negros grafitosos, filitos cinzentos e calcários (na realidade, mármore);
2. Os metapelitos estudados (xistos negros e xistos biotíticos), apesar da proximidade ao granito, revelam paragénese típicas da zona da biotite;
3. As rochas calcossilicatadas s.l. devem este tipo de composição não só a efeitos metassomáticos, mas também, logo desde a formação do protólito, a um processo de deposição mista com componente químico carbonatado e componente detrítico silicatado;
4. Com base nos perfis de TR, os metapelitos estudados indicam que os seus protólitos se formaram numa bacia que recebia sedimentos representativos da crosta superior (não sendo, portanto, condicionada por um tipo muito particular de área fonte) e, adicionalmente, revelam que os lantanídeos terão permanecido nos metapelitos praticamente imóveis, apesar dos fenómenos hidrotermais metassomáticos que afetaram a área onde foram colhidos;
5. Os dados isotópicos dos metassedimentos agora estudados, caracterizam-se por valores de  $\epsilon\text{Nd}_{311}$  entre -6.4 e -9.8 (sendo para os metapelitos de -8.3 e -9.8), portanto significativamente menores do que o campo habitualmente apresentado como o do CXG, o que aponta para que o Grupo do Douro tenha uma assinatura isotópica distinta da do Grupo das Beiras (em que se baseia o campo geralmente referido como do CXG) e, em contrapartida, mais semelhante à de outras unidades metassedimentares do Maciço Ibérico;

6. A partir dos diagramas R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) e A-B de Debon & Le Fort (1983), o granito aflorante na área de São Pedro das Águias é classificado como leucosienogranito, projetando-se os corpos filonianos aplíticos e pegmatíticos também nos campos dessa composição;
7. Com um índice de saturação em alumina (A/CNK) médio igual a 1.28, o granito aflorante na área de São Pedro das Águias é classificado como peraluminoso;
8. No seu conjunto, as características petrográficas, geoquímicas e isotópicas do granito permitem atribuir-lhe uma filiação do tipo S;
9. As composições isotópicas de Sr e Nd dos granitoides, para além de confirmarem essa filiação, revelam que os metassedimentos do Grupo do Douro poderão ter sido a fonte do respetivo magma parental, visto haver sobreposição entre as assinaturas isotópicas, quando calculadas para 311 Ma, dos granitoides e dos metapelitos.
10. Com base na petrografia, na geoquímica de elementos maiores e nos diagramas de terras raras, os granitoides estudados representam composições magmáticas muito diferenciadas, o que é confirmado pela sua projeção no diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975);
11. Os granitoides de São Pedro das Águias revelam características geoquímicas de rochas de ambiente sin-colisional, o que é concordante com o tipo de situação geotectónica expectável, visto que, os dados de cartografia geológica, petrografia e geocronologia relacionam o maciço granítico de Tabuaço com etapas tardias da terceira fase regional de deformação varisca (Ferreira & Sousa, 1994);
12. No âmbito deste trabalho, as amostras de granitoides colhidas em de São Pedro das Águias, permitiram obter uma isócrona Rb-Sr, com amostras de rocha total, de  $311 \pm 7$  Ma (MSWD = 1.7;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial = 0.7146), a qual estará a datar a instalação desses corpos;
13. A direção predominante do sistema de fraturas da área é NNE-SSW, com valores de pendores bastante elevados e com mergulhos maioritariamente para os quadrantes ocidentais.

É importante ainda referir que este trabalho foi essencial, graças aos muitos meses em que o autor desta dissertação estagiou na Eurocolt Resources, para a aprendizagem de

metodologias de trabalho em ambiente empresarial e para o desenvolvimento de competências variadas na área da geologia de engenharia aplicada à prospeção mineira.



## Referências Bibliográficas

- Azevedo, M., Valle Aguado, B., (2013) – Origem e instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terina, P., Carlos Kullberg, J. (2013) - Geologia de Portugal, volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa, 377-397 pp.
- Beetsma, J. J. (1995) – The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal. Ph.D. Thesis, Vrije University, Netherlands, 223 pp.
- Borrego, J. (2011) - São Pedro das Águias Tungsten Deposit – *Structural Mapping Results*. In: Geolog Internal Report prepared for Colt Resources, 2-3 pp.
- Brooks, C., Hart, S. R., Wendt, I. (1972) – Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data: Rev. Geophys. Space Phys. 10, 551-577 pp.
- 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 pp.
- Capdevila, R., Corretgé, G., Floor, P. (1973) – Les granitoïdes varisque de la Meseta ibérique. B.S.G.F., 7 XV, 3-3, 209-228 pp.
- Capdevila, R., Floor, P. (1970) – Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. Boletín Geológico y Minero, 81, 215-225 pp.
- Carrington da Costa, J. (1950) – Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Public. Espec. Comum. Serv. Geol. Portugal, 27 p.
- Casquet, C., Galindo, C., (2004) – Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa – Morena. In: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 194–198 pp.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1974) – Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173-174 pp.
- Coelho, J. (1990) – Os “skarns” calcicos, pos-magmaticos, mineralizados em scheelite do Distrito Mineiro de Covas, V. N. Cerveira (N de Portugal). Tese de Doutoramento, Univ. Porto. 1-570 pp.
- Condie, K. C. (1991) – Another look at rare earth elements in shales. Geochim. Cosmochim. Acta, 55: 2527-2531pp.
- Debon, F., Le Fort, P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. In: *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 135-149 pp.
- DePaolo, D., Wasserburg, G. J. (1976) – Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252 pp.

- Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Ads), (2006) – Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, 418 pp.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J. (2013) – Evolução estrutural dos setores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terina, P., Carlos Kullberg, J. (2013) - Geologia de Portugal, volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa, 95-97pp.
- Dickin, A. P., (2005) – Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, Cambridge, 492 pp.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F. (1990) – Central Iberian Zone: Structure. In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 172-188 pp.
- Drake, M.J., Weill, D. F., (1975) – Partition of Sr, Ba, Ca, Y,  $\text{Eu}^{2+}$ ,  $\text{Eu}^{3+}$  and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 689-712 pp.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J. (1981) – Skarn deposits: ECONOMIC GEOLOGY 75TH ANNIVERSARY VOLUME, 317-391 pp.
- El Bouseilly, A. M., El Sokkary, A. A. (1975) – The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16, 207-219 pp.
- Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F., Marquinez, J., Parra, L., Martínez Catalán, J., Maciá, J., Fernandez, L. (1987) – Aportaciones al conocimiento de la estratigrafia y estrutura de la Galicia Central. Na. Fac. Cien. Univ. do Porto, Mem. 1, 411-431 pp.
- Faure, G. (1986) – Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, U.S.A., 589 pp.
- Faure, G., Mensing, T. M. (2005) – Isotopes: Principles and Applications. John Wiley & Sons. 897 pp.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. (1987a) – Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carniceiro, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M. e Rodrigues Alonso, M. D. (Eds) *Geologia de los Granitoides e Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51 pp.
- Ferreira, N., Regêncio Macedo, C., Bernardo de Sousa, M. (1987b) – Cronostratigrafia dos granitos da região de Moimenta da Beira-Tabuaço-Penedono. In: *Memórias da Universidade do Porto, Faculdade de Ciências nº1*, 287-301 pp.
- Ferreira, N., Sousa M. B. (1994) – Carta Geológica Folha 14-B Moimenta da Beira – Notícia Explicativa. Departamento de Geologia, Instituto Geológico e Mineiro.
- Gill, R. (2010) – *Igneous Rocks and Processes*. Wiley-Blackwell, Chichester. 428 pp.
- Goínhas, J. (1987) – Cadre géologique et métallogénique des ressources minières du Portugal. *Chron. Rech. Min.*, 489, 25-42 pp.

- Gutiérrez Marco, J. C., San José, M. A., Pieren, A. P. (1990) – Post-Cambrian palaeozoic stratigraphy in: Dalimeyer, R. D., Martinez Garcia, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer, Berlin Heidelberg, 160-171 pp.
- Hoek, E., Bray, J. (1981) – Rock Slope Engineering, 3rd edn, Inst. Mining and Metallurgy, London, UK.
- Julivert, M., Fontboté, M., Ribeiro, A., Conde, L. (1972-1974) – Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Madrid. IGME. Escala 1:1.000.000.
- Kerr, P.F. (1977) – Optical Mineralogy. McGraw-Hill, New York. 492 pp.
- Krauskopf K. B., Bird D. K., (1995) – *Introduction to geochemistry*, McGraw-Hill International Editions, 3th edition, 647 pp.
- Kwak, T.A.P. (1986) – Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits): *Journal of Metamorphic Geology*, v. 4, p. 363–384.
- La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P.; Marchal, M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210 pp.
- Lotz, F., (1945) – “Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta”. *Geotekt, Forsch.*, 6.p.78-92. Traduzida para o castelhano por J.M. Rios (1950) – “Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica”, *Publ. Extr. Geol. Espanha*, 5, Madrid, 149-166 pp.
- Ludwig, K.R. (2008) - Users manual for Isoplot 3.70 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 21 pp.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Bea, F. (2004) - Zona Centroibérica: Introducción. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 68-69 pp.
- Mason, B. & Moore, C.B. (1984) – Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons, New York, 344 pp.
- Mateus, A., Noronha, F. (2010) – Sistemas mineralizantes epigenéticos na zona centro-ibérica; expressão da estruturação orogénica meso- a tardi-varisca. In: *Geologia Aplicada, Volume II*, 47-57 pp.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J., Bailey, T. R. (2001) – Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology*, 109(2): 155-170 pp.
- McIntyre, G. A., Brooks, C., Compston, W., Turek, A. (1966) – The statistical assessment of Rb-Sr isochrones. *J.Geophys. Res.*, 71(22), 5459-5468 pp.
- Meinert, L., Dipple, G., Nicolescu, S., (2005) – World skarn deposits. In: Society of Economic Geologists, Inc. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299-336 pp.
- Meinert, L. D. (1992) - Skarns and skarn deposits. In: *Geoscience Canada*, v. 19, 145-162 pp.

- Moita, P., Santos, J. F., Pereira, M. F. (2009) – Layered granitoids: interaction between continental crust recycling processes and mantle-derived magmatism. Examples from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *Lithos*, v.111, 125-141 pp.
- Moreira, N., Búrcio, M., Dias, R., Coke, C. (2010) – Partição de deformação Varisca nos sectores de Peso da Régua e Vila Nova de Foz Côa (Autóctone da Zona Centro Ibérica). *Comunicações Geológicas*, 97, 17-162 pp.
- Neiva, J. M. C. (1944) – Jazigos portugueses de cassiterite e volframite. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*. vol. XXV, 1-251 pp.
- Nery Delgado, J. F. (1905) – Contribuições para o estudo dos termos paleozoicos I – Precâmbrico e Archaico. II – Câmbrico. *Communic. Serv. Geol. Portugal*, t. VI, 56-122 pp.
- Nesse, W. D. (1991) – Introduction to optical mineralogy. Oxford Univ. Press, New York, USA, 2nd Edition, 335 pp.
- Newberry, R. J. (1998) – W and Sn-Skarn deposits: A 1998 status report. In: *Mineralised Intrusion-Related Skarn Systems*, short course series 26 (ed: D R Lentz), (Mineralogical Association of Canada), 289-335 pp.
- Oen, I. S. (1958) – The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, Northern Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 41, 5-199 pp.
- Oen, I. S. (1970) – Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, 81 (2/3), 271-298 pp.
- Oliveira, J. T., Pereira, E., Piçarra, J. Young, T., Romano, M. (1992) – O Paleozóico inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, J. (Eds). *Paleozóico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura, 359-375 pp.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. In: *J. Petrol.*, 25, 956-983 pp.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Meireles, C. (1993) – Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W e U na Zona Centro-Ibérica em Portugal. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, Coruña 18, 89-119 pp.
- Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J. I., Dallmeyer, R. D., Menot, R. P., Cornichet, J., Iglesias Ponce de León, M., (1990) – Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain): *Tectonophysics*, 177, 263-292 pp.
- Pirajno, F. (2009) – Hydrothermal processes and mineral systems, 535-545 pp.
- Pohl, W. L. (2011) – Economic Geology: Principles and Practice. Blackwell, Chichester, 663 pp.
- 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 pp.

- Ribeiro, A. (2013b) – Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos Meso-Cenozóicos. In: Dias, R., Araújo, A., Terina, P., Carlos Kullberg, J. (2013) - Geologia de Portugal, volume II, Geologia Meso-Cenozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa 9-23 pp.
- Ribeiro, A. (2013a) – Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In: Dias, R., Araújo, A., Terina, P., Carlos Kullberg, J. (2013) – Geologia de Portugal, volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa, 11-14 pp.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F.M., Carvalho, D., Monteiro, J. H., (1979) – Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal da Direcção-Geral de Geologia e Minas, Lisboa;
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, M. L., Fonseca, P., Araújo A., Oliveira, J. T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J. C. (2007) – Geodynamic Evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26, Art. Nº TC6009, doi: 10.1029/2006TC002058, 24 pp.
- Ribeiro, A., Sanderson, D. (1996) – SW-Ibéria – Transpressional Orogeny in the Variscides. In: D. G. Gee and H. J. Zeyen (Eds). *EUROPROBE-Lithosphere dynamics. Origin and evolution of continents*. Published by Europrobe secretariat, Uppsala University, 138 pp.
- Ribeiro, S. M. (2004) – Estudo Geoquímico do Maciço do Carrascal Portalegre) e Desenvolvimento de Metodologias Dnalíticas no LGI-UA – Tese de mestrado, 17 pp.
- Robardet, C., Gutierrez Marco, J. C. (1990) – Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula During Lower Paleozoic times. In: Dalimeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds). *Pre-Masozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg Heidelberg, 383-395 pp.
- Rollinson, H. R. (1995) – *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: Longman (Longman geochemistry series), 352 pp.
- Romão, J. Coke, C. Dias, R. Ribeiro, R. (2005) – Transient inversion during the opening stage of the Wilson cycle «sardic phase» in the iberian variscides – stratigraphic and tectonic record. *Geodinamica Acta* 18/2.
- Rutherford, E., Soddy, F. (1902) – The Cause and Nature of Radioactivity I, II. *Philosophical Magazine* IV, 370.96, 569-85 pp.
- Schermerhorn, L. M. G. (1955) – The age of Beira Schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12, 77-100 pp.
- Schermerhorn, L. M. G. (1956) – Igneous metamorphic and ore geology of Castro-Daire-S.Pedro do Sul-Satão region (northern Portugal) *Com. Ser. Geol. Portugal*, 37, 617 pp.
- Shand, S. J. (1947) – *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits*. (3ª ed.). New York: John Wiley & Sons, 488 pp.
- Silva, A. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, M. L. (1987-89) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 11-C (Torre de Moncorvo), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 65.

- Silva, A. F., Romão, J. M. C., Sequeira, A. J. D., Ribeiro, M. L. (1988) – Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínórios de Mação e Penha Garcia (Centro Leste de Portugal). Resumo de comunicação apresentado na X Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Bragança, Set/1988.
- Silva, A., Ribeiro, A. (1985) –Thrust tectonics of Sardinian Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal) *Comun. Serv. Geol. Portugal* 71, 151-157 pp.
- Sousa, M. B., Sequeira, A. J. (1989) - Carta Geológica Folha 10-D Alijó – Notícia explicativa. Serviços Geológicos de Portugal
- Sousa, M. Bernardo de (1979) – Complexo Xisto-Grauváquico do Douro: II- Os Conglomerados de Trevões (S. João da Pesqueira, NF Portugal) e seu significado estratigráfico. *Mem. Not. Mus. Lab., Mim. Geol. Univ. Coimbra*, 88, 39-44 pp.
- Sousa, M. Bernardo de, (1982) – Litostratigrafia e estrutura do "Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico"- grupo do Douro (Nordeste de Portugal): estudo no sector geográfico de Pinhão - S. João da Pesqueira-Tabuaço-Paredes da Beira. Coimbra, ed. aut., 222 p.
- Sousa, M. Bernardo de, (1984) – Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e a sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 9, 9-36 pp.
- Sousa, M. J. L., Wagner, R. H. (1983) – General description of the terrestrial Carboniferous Basins in Portugal and history of investigations. In: Sousa, M. J. L. & Oliveira, J. D. (Eds). *The Carboniferous of Portugal*. Memórias dos Serv. Geol. Portugal, 29, 117-121.
- Stille. H. , (1924) – Grundfragen der Vergleichenden Tektonik. Borntraeger, Berlin, 443 pp.
- Sun, S. -s., McDonough, W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.) - *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, nº 42, London, 313-345 pp.
- Tassinari, C. C. G., Medina, J., Pinto, M. S. (1995) – Rb-Sr and Sm-Nd geochronology and isotope geochemistry of Central Iberian metasedimentary rocks (Portugal). *Geologie en Mijnbouw*, 75, 69-79 pp.
- Taylor F., Toms A., Longrich, (2002) – “Acid digestion of geological environmental samples using open-vessel focused microwave digestion”, *Anal. Bioanal Chem.*, 372: 360-365 pp.
- Taylor, S. R, McLennan, S. M. (1985) – The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in the sedimentary rocks, 312 pp. Blackwell Scientific Publ., London.
- Ugidos, J. M., Sánchez-Santos, J. M., Barba, P., Valladares, M. I. (2010) – Upper Neoproterozoic series in the Central Iberian, Cantabrian and West Asturian Leonese Zones (Spain): Geochemical data and statistical results as evidence for a shared homogenised source area. *Precambrian Research*, 148 (1-4), 51-58 pp.

Valle Aguado, B. (1992) – Geología Estructural de la Zona de Cizalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra de Arada (Norte de Portugal). Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, Espanha, 254 pp.

Vallejo, L. I. G., Ferrer M., Ortuño L., Oteo C., (2002) – Ingeniería Geológica. Pearson Educación, Madrid; ISBN: 84-205-3104-9, 744 pp.

Vera, J. A. (Eds), (2004) – Geologia de España. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., Barbero, L. (1999) – Nature and Composition of the Lower Continental Crust in Central Spain and the Granulite-Granite Linkage: Inferences from Granulitic Xenoliths. *Journal of Petrology*, 40, 1463-1496 pp.



# Anexo I

Excerto de um *Log*

		<h2 style="margin: 0;">Borehole Identification</h2>	
Project:	<input type="text" value="Tabuaço"/>	Borehole ID:	<input type="text"/>
		Drill Type:	<input type="text" value="Diamond Drill"/>
Date Started:	<input type="text"/>	Date Finished:	<input type="text"/>
		Company/Rig:	<input type="text"/>

<h2 style="margin: 0;">Borehole Parameters</h2>			
UTM:	<input type="text"/>	Datum:	<input type="text"/>
		Survey Method:	<input type="text"/>
Easting:	<input type="text"/>	Northing:	<input type="text"/>
		RL:	<input type="text"/>
Azimuth (cartographic):	<input type="text" value="-"/>	Dip:	<input type="text" value="-90"/>
Planned Depth:	<input type="text"/>	Final Drilled Depth:	<input type="text"/>

Core Diameter 1:	<input type="text" value="86mm"/>	From:	<input type="text" value="0,00"/>	Drill Type	<input type="text" value="Diamond Drill"/>
		To:	<input type="text" value="26,95"/>		
Core Diameter 2:	<input type="text" value="76mm"/>	From:	<input type="text" value="26,95"/>	Drill Type	<input type="text" value="Diamond Drill"/>
		To:	<input type="text" value="56,90"/>		
Core Diameter 3:	<input type="text"/>	From:	<input type="text"/>	Drill Type	<input type="text"/>
		To:	<input type="text"/>		
Core Diameter 4:	<input type="text"/>	From:	<input type="text"/>	Drill Type	<input type="text"/>
		To:	<input type="text"/>		

<h2 style="margin: 0;">Additional Information</h2>	
<div style="border: 1px solid black; width: 100%; height: 100%;"></div>	

		Logged by: <input type="text" value="Tiago Cerejo"/>		Date: <input type="text"/>														
Bore hole ID	Continuation	Lithology Limits			Lithology Description							Structure						
		Depth From	Depth to	Logged Interval	Main Unit	Lithology 1	Lithology 2	Lithology 2 (%)	Colour	Grain Size	Texture	Weathering	Structure type	Dip angle (not oriented core)	Alpha angle (oriented core)	Beta angle (oriented core)	Description	Measured Depth
0		0,00	2,40	2,40		OVB			brn			ewe						
0		2,40	4,50	2,10		BIX			bem	fgr	sxt	hwe	sxi	65				2,40
0	C												sxi	60				4,00
0	C												fax	60				4,25
0		4,50	7,50	3,00		BIX			brn			ewe						
0		7,50	10,50	3,00		APL			grywht	mgr	apl	fox						
0		10,50	13,00	2,50		BIX	CSR	1	grybrn	fgr	sxt	hwe						
0		13,00	15,80	2,80		BIX	SKM	5	grybrn	fgr	sxt	hwe						
0		15,80	16,50	0,70	MSH	SKM			gry	cgr	lrd	wwe	bed	75				16,00
0		16,50	18,50	2,00	MSH	FLT	SKM	50	grybrn			ewe						
0		18,50	19,85	1,35		APL			wht	mgr	apl	hwe						
0		19,85	21,00	1,15	MSH	SKM	APL	10	gry	cgr	lrd	mwe						
0		21,00	26,95	5,95	MSH	SKM			gry	cgr	lrd	mwe	bed	70				23,70
0		26,95	31,30	4,35	MSH	SKL			grnpin	fgr	lrd	wwe	bed	60				30,00
0		31,30	36,95	5,65		BIX			gry	fgr	sxt	wwe	fax	60				32,00
0	C												sxi	45				33,60
0	C												sxi	35				36,40
0		36,95	38,80	1,85	LSH	SKL			pingrn	mgr	lrd	fox	bed	45				37,50
0	C												bed	65				38,50
0		38,80	39,37	0,57		BIX	PEG	10	gry	fgr	sxt	fox						
0		39,37	40,30	0,93		BIX	CSR	5	gry	fgr	sxt	fox	bed	60				39,70
0		40,30	50,30	10,00		BIX			gry	fgr	sxt	mwe	sxi	65				41,10
0	C												sxi	50				46,40
0	C												fax	55				48,20
0	C												fax	55				49,75
0		50,30	53,80	3,50		SKN			pin	fgr		wwe						
0		53,80	55,60	1,80		FLG			brn									
0		55,60	56,90	1,30		FLT	CSR	50	brn			mwe						

Mineralization					Alteration					Comments
Mineralization	Type	Percentage	Depth from	Depth to	Alteration type	Intensity	Style	Depth from	Depth to	
aut	dss	0,1	7,50	10,50						
sch	dss	0,1	11,70	12,00	sil	mdr	per	10,50	13,00	
sch	skn	0,3	13,00	15,80	sil	mdr	per	13,00	15,80	
sch	skn	5,0	15,80	16,50						
sch	skn	1,0	16,50	18,50						
pyr	dss	0,2	18,50	19,85						
sch	skn	3,0	19,85	21,00						
sch	skn	3,0	21,00	26,95						
sch	skn	0,2								
sch	skn	0,5	0,00	38,80						
					sil	int	vnl	39,26	39,37	
sch	skn	0,1	39,70	39,90	sil	mdr	per	39,37	40,30	
sch	skn	0,3	50,30	53,70						
										E.O.H.

Interval Data				Recovery Data			STRENGTH	Date:			Broken Zone Count	COMMENTS
Borehole ID	FROM (m)	TO (m)	LENGTH (m)	Total Core Recovery (m)	Solid Core Recovery (m)	RQD (m)		Group 1:	Group 2:	Group 3:		
								0°- 30°	30°- 60°	60°- 90°		
							JOINT COUNT	JOINT COUNT	JOINT COUNT			
0	0,00	0,75	0,75	0,30	0,00	0,00	R0	0	0	0	50	start in 86mm
0	0,75	1,50	0,75	0,15	0,00	0,00	R1	0	0	0	10	
0	1,50	1,75	0,25	0,20	0,00	0,00	R1	0	0	0	20	
0	1,75	3,00	1,25	0,67	0,58	0,58	R2	0	2	0	5	
0	3,00	4,00	1,00	0,80	0,37	0,37	R2	2	2	0	4	
0	4,00	4,50	0,50	0,46	0,31	0,31	R2	0	2	1	0	
0	4,50	5,65	1,15	0,60	0,05	0,00	R1	0	0	0	50	
0	5,65	6,50	0,85	0,50	0,00	0,00	R1	0	0	0	30	
0	6,50	7,50	1,00	0,55	0,00	0,00	R1	0	0	0	20	
0	7,50	8,15	0,65	0,49	0,28	0,20	R5	1	1	2	0	
0	8,15	9,00	0,85	0,77	0,65	0,60	R5	1	1	0	4	
0	9,00	9,40	0,40	0,38	0,15	0,15	R5	1	3	0	0	
0	9,40	10,20	0,80	0,83	0,00	0,00	R5	1	3	0	8	
0	10,20	10,50	0,30	0,27	0,07	0,00	R5	1	2	0	0	
0	10,50	11,00	0,50	0,24	0,00	0,00	R3	0	0	0	30	
0	11,00	11,20	0,20	0,20	0,00	0,00	R3	0	0	0	30	
0	11,20	12,00	0,80	0,35	0,00	0,00	R3	0	0	0	40	
0	12,00	12,60	0,60	0,40	0,00	0,00	R4	0	0	0	40	
0	12,60	13,20	0,60	0,60	0,00	0,00	R3	0	3	0	30	
0	13,20	13,90	0,70	0,30	0,00	0,00	R3	0	0	0	30	
0	13,90	14,30	0,40	0,35	0,00	0,00	R3	0	0	0	30	
0	14,30	14,80	0,50	0,45	0,05	0,00	R3	0	0	3	10	
0	14,80	15,20	0,40	0,35	0,00	0,00	R3	0	0	0	20	
0	15,20	15,80	0,60	0,20	0,00	0,00	R4	0	0	0	10	
0	15,80	16,50	0,70	0,53	0,30	0,25	R4	1	2	0	0	
0	16,50	17,15	0,65	0,30	0,08	0,00	R0	0	0	2	15	
0	17,15	17,65	0,50	0,35	0,00	0,00	R0	0	0	0	20	
0	17,65	18,20	0,55	0,50	0,00	0,00	SCS	0	0	0	0	
0	18,20	18,75	0,55	0,30	0,00	0,00	R0	0	0	0	25	
0	18,75	19,05	0,30	0,30	0,00	0,00	R3	1	0	3	8	
0	19,05	19,50	0,45	0,30	0,00	0,00	R3	0	0	0	8	
0	19,50	19,85	0,35	0,15	0,00	0,00	+3	0	0	0	5	
0	19,85	20,40	0,55	0,30	0,08	0,00	+4	2	1	0	4	
0	20,40	20,80	0,40	0,20	0,00	0,00	+4	0	0	0	10	
0	20,80	21,00	0,20	0,22	0,10	0,10	+4	0	1	0	8	
0	21,00	21,50	0,50	0,28	0,00	0,00	+4	1	0	0	5	
0	21,50	21,70	0,20	0,15	0,00	0,00	+4	0	0	0	4	
0	21,70	22,00	0,30	0,30	0,00	0,00	+4	1	0	0	8	
0	22,00	22,40	0,40	0,40	0,08	0,00	+4	1	3	0	0	
0	22,40	23,00	0,60	0,38	0,08	0,00	+5	2	2	0	10	
0	23,00	23,40	0,40	0,40	0,05	0,00	R5	2	3	0	3	
0	23,40	23,70	0,30	0,37	0,30	0,30	R5	0	1	0	0	
0	23,70	24,35	0,65	0,64	0,60	0,60	R5	0	0	0	0	
0	24,35	25,10	0,75	0,74	0,37	0,37	R5	2	4	0	0	
0	25,10	25,70	0,60	0,54	0,25	0,00	R5	0	4	0	10	
0	25,70	26,25	0,55	0,50	0,10	0,10	R4	0	5	0	0	
0	26,25	26,95	0,70	0,30	0,00	0,00	R3	1	0	0	8	
0	26,95	27,25	0,30	0,10	0,00	0,00	R4	0	0	0	5	Reduction to 76mm
0	27,25	28,00	0,75	0,63	0,21	0,21	+3	1	5	0	0	
0	28,00	28,50	0,50	0,30	0,00	0,00	+3	0	0	0	10	
0	28,50	29,00	0,50	0,20	0,00	0,00	+3	0	0	0	20	
0	29,00	29,50	0,50	0,30	0,00	0,00	+3	0	0	0	10	
0	29,50	29,80	0,30	0,15	0,04	0,00	+4	0	1	0	3	
0	29,80	30,30	0,50	0,47	0,16	0,16	+4	1	4	0	4	
0	30,30	31,00	0,70	0,70	0,40	0,30	+4	1	3	0	0	
0	31,00	31,25	0,25	0,23	0,06	0,00	+3	0	1	0	5	
0	31,25	31,70	0,45	0,30	0,00	0,00	+2	1	5	0	0	
0	31,70	32,50	0,80	0,74	0,40	0,40	+2	1	3	0	0	
0	32,50	33,60	1,10	0,97	0,60	0,60	+2	1	3	0	0	
0	33,60	34,50	0,90	0,87	0,75	0,75	+3	0	2	0	0	
0	34,50	34,90	0,40	0,21	0,00	0,00	+2	1	3	0	0	
0	34,90	35,80	0,90	0,85	0,49	0,49	+2	1	2	0	0	
0	35,80	36,10	0,30	0,25	0,00	0,00	+1	0	0	0	15	
0	36,10	36,40	0,30	0,24	0,04	0,00	+2	0	5	0	0	
0	36,40	37,50	1,10	1,14	1,02	1,02	+4	1	2	0	0	
0	37,50	39,00	1,50	1,35	1,25	1,25	+5	0	1	1	1	
0	39,00	39,70	0,70	0,66	0,59	0,59	+3	1	3	0	0	
0	39,70	40,50	0,80	0,80	0,32	0,26	+3	2	0	0	0	

0	40,50	41,05	0,55	0,54	0,36	0,36	r3	0	0	2	5	
0	41,05	42,35	1,30	1,15	0,59	0,42	r3	0	5	0	10	
0	42,35	43,25	0,90	0,65	0,18	0,10	r3	0	3	0	15	
0	43,25	43,90	0,65	0,56	0,00	0,00	r2	2	4	0	10	
0	43,90	44,70	0,80	0,64	0,46	0,46	r3	0	5	0	0	
0	44,70	45,65	0,95	0,73	0,32	0,00	r2	0	3	2	5	
0	45,65	46,40	0,75	0,58	0,41	0,41	r3	0	3	0	4	
0	46,40	47,25	0,85	0,80	0,43	0,43	r3	0	4	0	8	
0	47,25	48,00	0,75	0,63	0,32	0,24	r2	0	5	0	8	
0	48,00	49,35	1,35	1,26	0,87	0,81	r3	0	6	0	8	
0	49,35	50,20	0,85	0,73	0,48	0,40	r3	0	4	0	4	
0	50,20	50,40	0,20	0,14	0,00	0,00	r3	0	3	1	0	
0	50,40	50,85	0,45	0,15	0,00	0,00	r2	0	0	1	8	
0	50,85	51,30	0,45	0,35	0,00	0,00	r2	0	2	0	15	
0	51,30	51,55	0,25	0,15	0,00	0,00	r2	0	0	0	8	
0	51,55	51,90	0,35	0,30	0,05	0,00	R2	0	2	0	15	
0	51,90	52,10	0,20	0,17	0,00	0,00	R3	1	2	0	4	
0	52,10	52,60	0,50	0,37	0,06	0,00	R3	0	6	1	0	
0	52,60	53,00	0,40	0,06	0,00	0,00	R2	0	0	0	8	
0	53,00	53,50	0,50	0,12	0,00	0,00	R3	0	2	0	5	
0	53,50	53,70	0,20	0,10	0,00	0,00	R3	0	0	0	8	
0	53,70	54,00	0,30	0,25	0,00	0,00	SCS	0	0	0	0	
0	54,00	55,50	1,50	0,43	0,00	0,00	SCS	0	0	0	0	
0	55,50	56,50	1,00	0,10	0,00	0,00	R3	0	0	0	8	
0	56,50	56,90	0,40	0,12	0,00	0,00	R3	0	0	0	5	E.O.H
0	56,90		-56,90									

Sampled by:					Tiago Cerejo			Date:		
Bore hole ID	No.	Sample_Id	Depth From	Depth To	Width	Recovery	Weight	Sample type	Sample condition	Comments
0	1	CR-104849	8,50	10,50	2,00	2,00	9,900	HC	SB	
0	2	CR-104850	10,50	12,00	1,50	0,90	3,120	HC	G	
0	3	CR-104901	12,00	13,00	1,00	0,87	3,330	HC	G	
0	4	CR-104902	13,00	14,30	1,30	0,80	2,215	HC	G	
0	5	CR-104903	14,30	15,80	1,50	0,97	3,780	HC	B	
0	6	CR-104904	15,80	17,15	1,35	0,90	4,315	HC	SB	
0	7	CR-104905	17,15	18,50	1,35	1,20	4,030	HC	G	
0	8	CR-104906	18,50	19,85	1,35	1,00	4,020	HC	B	
0	9	CR-104907	19,85	21,00	1,15	0,88	4,130	HC	BS	
0	10	CR-104908	21,00	22,00	1,00	0,75	3,200	HC	B	
0	11	CR-104909	22,00	23,00	1,00	0,90	4,615	HC	B	
0	12	CR-104910	23,00	24,00	1,00	1,00	5,800	HC	BS	
0	13	CR-104911	24,00	25,10	1,10	1,09	6,100	HC	SB	
0	14	CR-104912	25,10	26,25	1,15	1,05	6,070	HC	SB	
0	15	CR-104913	26,25	27,25	1,00	0,50	2,055	HC	B	
0	16	CR-104914					2,110	Blank		
0	17	CR-104915	27,25	28,50	1,25	0,98	3,865	HC	SB	
0	18	CR-104916	28,50	29,50	1,00	0,54	1,915	HC	G	
0	19	CR-104917	29,50	30,50	1,00	0,85	3,725	HC	B	
0	20	CR-104918	30,50	31,70	1,20	1,07	4,975	HC	SB	
0	21	CR-104919	31,70	33,70	2,00	1,78	7,490	HC	SB	
0	22	CR-104920	33,70	35,80	2,10	1,92	7,835	HC	SB	
0	23	CR-104921	35,80	36,95	1,15	1,02	4,795	HC	SB	
0	24	CR-104922	36,95	37,95	1,00	0,95	4,485	HC	S	
0	25	CR-104923	37,95	39,00	1,05	1,00	4,240	HC	S	
0	26	CR-104924	39,00	40,30	1,30	1,28	5,830	HC	SB	
0	27	CR-104925	40,30	42,35	2,05	1,88	8,225	HC	SB	
0	28	CR-104926	42,35	44,35	2,00	1,70	6,775	HC	B	
0	29	CR-104927	44,35	46,40	2,05	1,74	8,020	HC	SB	
0	30	CR-104928	46,40	48,40	2,00	1,87	7,475	HC	SB	
0	31	CR-104929	48,40	50,30	1,90	1,74	7,845	HC	S	
0	32	CR-104930					0,080	Standard		W105
0	33	CR-104931	50,30	51,30	1,00	0,65	2,225	HC	B	
0	34	CR-104932	51,30	52,30	1,00	0,91	3,885	HC	B	
0	35	CR-104933	52,30	53,80	1,50	0,65	1,890	HC	B	Low Recovery
0	36	CR-104934	53,80	55,60	1,80	0,64	1,545	HC	Sand	Low Recovery
0	37	CR-104935	55,60	56,90	1,30	0,35	1,025	HC	B	Low Recovery