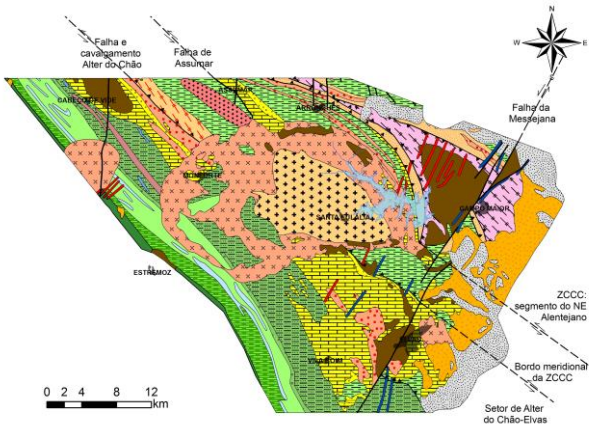


Efeitos metamórficos e fluidos do Complexo Plutónico de Santa Eulália

Cláudia da Conceição Ferreira da Cruz
Mestrado em Geologia
Departamento de Geociências Ambiente e Ordenamento do Território
2013

Orientadora
Maria dos Anjos Marques Ribeiro, Professora Associada, FCUP

Coorientadora
Helena Maria Sant'Ovaia Mendes da Silva, Professora Associada, FCUP



Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, _____/_____/_____

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado nas instalações do Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento de Território (DGAOT) da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP), pelo que sem o apoio de alguns professores e funcionários deste departamento, aos quais agradeço desde já, não seria possível concretiza-lo. Gostaria ainda de expressar os meus sinceros agradecimentos à minha família e a todos os meus amigos, não podendo contudo deixar de referir algumas pessoas em particular.

À Professora Maria dos Anjos, orientadora deste trabalho, por toda a ajuda prestada desde o início, particularmente a nível petrográfico e geoquímico, assim como pelo apoio fundamental para melhor compreender as relações petrogenéticas existentes entre as diferentes litologias do encaixante do maciço de Santa Eulália.

À Professora Helena Sant'Ovaia, coorientadora, que sempre se mostrou prestável e disponível para me ensinar ou relembrar assuntos importantes para a elaboração deste trabalho e melhor compreender a complexidade e a beleza da geologia estrutural, assim como das propriedades magnéticas das rochas.

À Professora Armanda Dória, pela sua disponibilidade e por todos os conceitos e competências que me ajudou a desenvolver sobre assuntos de "pequena escala" mas de grande importância para o conhecimento geológico.

À professora Helena Cristina Brites, pelas "conversas ao microscópio" que contribuíram para um melhor aprofundamento do conhecimento petrográfico.

Ao Professor Pedro Nogueira, da Universidade de Évora, que mesmo com pouco tempo livre e por vezes à distância, se mostrou disponível para esclarecer qualquer dúvida que surgisse.

À Professora Celeste Romualdo, da Universidade de Coimbra, e seu marido, Professor Armando Rocha pela maneira calorosa que me acolheram nas instalações do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

Ao Professor Alexandre Lima pela disponibilidade mostrada, quer para me apoiar a nível informático, nomeadamente em *ArcGIS*, assim como em fornecer material crucial, como mapas geológicos da área, para o enriquecimento do trabalho.

E por último, mas não menos importantes, gostaria de agradecer à minha família, em particular aos meus pais e a todos os meus amigos que, de forma mais, ou menos presente, me ajudaram a concretizar, sempre com boa disposição, este trabalho.

RESUMO

O Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE) é um corpo granítico calco-alcalino situado próximo do limite entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena, mais concretamente na parte norte da Zona Ossa Morena do maciço Ibérico Varisco. Este plutão tem cerca de 400 km^2 de área e é considerado tardi-Varisco uma vez que corta estruturas variscas de orientação predominante NW-SE com idades compreendidas entre o Proterozoico Superior e o Paleozoico.

Os parâmetros magnéticos, nomeadamente os estudos da Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM) e Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) indicam, desde logo, uma grande heterogeneidade de litologias a envolver o CPSE. Com a análise dos dados ASM foi possível verificar que a foliação magnética apresenta uma tendência regional NW-SE, concordante com a direção das estruturas envolventes. Com o estudo da MRI e da suscetibilidade magnética observou-se que tanto para as amostras dos *roof pendants* como para as litologias envolventes há uma grande amplitude de valores destes parâmetros magnéticos, independentemente da distância ao CPSE ou do tipo de metamorfismo a que foi sujeita.

Petrograficamente as rochas encaixantes do CPSE são bastante diversificadas e compreendem litologias de baixo e alto grau metamórfico. A NE da zona de cisalhamento de Alter do Chão encontram-se unidades litostratigráficas de baixo grau metamórfico (Série Negra), compostas por rochas siliciclásticas, e adjacente a estas unidades verifica-se a existência de rochas de metamorfismo térmico, tais como litologias da Série Negra (rochas pelíticas tectonizadas e anfibolitos) e rochas peralcalinas. No setor SW da zona de cisalhamento, verifica-se uma sequência metassedimentar do Câmbrico e rochas meta-vulcânicas de baixo e alto grau, incluindo rochas quartzo-pelíticas, carbonatadas e rochas vulcânicas.

Tendo em conta à proximidade das litologias com o CPSE pode dizer-se que a SW do acidente de Alter do Chão, as rochas do encaixante não apresentam efeitos térmicos, mesmo a curta distância da intrusão granítica, excetuando-se contudo as amostras dos *roof pendants* metassedimentares, onde o efeito térmico é marcado por paragénese metamórfica e metassomatismo em rochas pelíticas e carbonatadas. No setor a NE da zona de cisalhamento foi possível encontrar-se litologias com alguns efeitos térmicos, não se podendo contudo afirmar que estes estejam relacionados com a intrusão do plutão de Santa Eulália. Assim, o estudo de litologias com idênticos protólitos no encaixante próximo do contacto e nos *roof pendants* pôs em evidência que os efeitos térmicos da intrusão do CPSE apenas foram significativos nos *roof pendants*.

No que diz respeito ao estudo geoquímico das litologias do encaixante do CPSE, os dados evidenciam o carácter heterogéneo e a grande diversidade de litologias metassedimentares e meta-ígneas aqui presentes, pelo que as litologias metassedimentares derivam de uma fonte da crusta continental superior e as rochas meta-ígneas apresentam uma assinatura intermédia entre a crusta inferior e o manto, embora com estádios de fracionamento distintos.

Por fim, relativamente ao estudo dos fluidos do maciço granítico de Santa Eulália, pode dizer-se que as duas direções de Planos de Inclusões Fluidas (PIF) encontradas nas duas fácies (fácies G0 e G1) do CPSE evidenciam a existência de campos de tensões distintos durante os episódios de tectónica tardia, frágil. No que diz respeito aos fluidos, as inclusões fluidas mais frequentes são as do tipo aquoso, embora também se conseguiram observar algumas inclusões fluidas aquocarbónicas nas amostras da fácies G0.

Palavras-chave: Zona Ossa Morena, Complexo Plutónico de Santa Eulália, rochas metamórficas, petrografia, geoquímica.

ABSTRACT

The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a late-variscan granitic body located near the contact between Central Iberian Zone and Ossa Morena Zone specifically in the northern part of the Ossa Morena Zone of the Iberian Orogen. This pluton has about 400 km^2 and is considered as late-variscan because it cuts variscan structures with predominant orientation of NW-SE and Upper Proterozoic to Paleozoic age.

The magnetic parameters comprising AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) and IRM (Isothermal Remanent Magnetization) determinations. These data indicate heterogeneous lithologies involving the SPEC. The AMS data shows that the foliation has a NW-SE trend direction concordant with the regional structures. The IRM and magnetic susceptibility studies disclosed that the roof pendant and host rocks have a wide range of magnetic parameter values related with the high heterogeneity of lithologies, regardless of the distance to the SEPC or the type of metamorphism.

The host rocks of the SPEC present diverse lithologies and comprise low- to high-grade metamorphic rocks. At the NE of the Alter do Chão shear zone, low-grade metamorphic lithostratigraphic units (Black Series) can be found composed by siliciclastic rocks and close to them, thermal metamorphic rocks, such as Black Series lithologies (pelitic rocks and amphibolites) and peralkaline rocks. In the SW sector of the shear zone, there is a Cambrian metasedimentary sequence with low to high-grade meta-volcanic rocks including quartz-pelitic, carbonate and volcanic rocks.

Regarding the proximity of lithologies with SPEC, in the SW sector of Alter do Chão shear zone, the host rocks do not present thermal effects even in a short distance from the granitic intrusion. However in the samples of metasedimentary roof pendants, the thermal effect is marked by metamorphic and metasomatic paragenesis in pelitic and carbonated rocks. In the NE sector of the shear zone was possible to find lithologies with some thermal effects. Even so, these effects may be or may be not related to the intrusion of the SEPC. Thus, this study made in host rocks and roof pendants lithologies having similar protoliths, enhanced that thermal effects were only important in the roof pendants.

The geochemical study, of the SPEC host rocks, shows the heterogeneous and diversity of metasedimentary and meta-igneous lithologies. The metasedimentary lithologies resulted from a upper continental crust source of and the meta-igneous rocks have an intermediate signature between the lower crust and the mantle, although with different stages of fractionation.

Finally, the study of Fluid Inclusions Planes (FIP) in the granites of SPEC, show the existence of two different directions in the two facies (G0 and G1) which can be related to different stress fields during late brittle tectonic stages. The fluid inclusion study showed dominantly aqueous fluid inclusions however aquo-carbonic inclusions were also observed in G0 facies.

Keywords: Ossa Morena Zone, Santa Eulália Plutonic Complex, metamorphic rocks, petrography, geochemistry.

Esta dissertação foi realizada no âmbito do projeto: "Caracterização petrofísica e gravimétrica do Complexo Plutónico tardi-varisco de Santa Eulália (Zona Ossa Morena) – Implicações para a sua génese, instalação e mineralizações", o qual teve a participação de vários colaboradores, sendo eles:

António Correia[5]; Armanda Dória[1]; Celeste Gomes[4]; Cláudia Cruz[1]; Fernando Noronha[1]; Helena Cristina Brites[1]; Helena Sant'Ovaia[1]; José Carrilho Lopes[3]; Luís Lopes[5]; Maria dos Anjos Ribeiro[1]; Orlando Silva[5]; Pedro Nogueira[2]; Rui Moura[1].

[1]CGUP, DGAOT, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Portugal
[2]CGUP, DG-Universidade de Évora, Portugal
[3]CeGUL, DG-Universidade de Évora; Portugal
[4]CGUC, DCT, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Portugal
[5]CGE, DG-Universidade de Évora; Portugal

Este trabalho é financiado pelo projeto PTDC/CTE-GIX/099447/2008 (FCT-Portugal, COMPETE/FEDER).

ÍNDICE

I. Introdução 1

II. Enquadramento Geográfico e Geológico 3

i) Localização Geográfica 3

ii) Enquadramento Geológico Regional 4

III. Metodologias e Amostragem 7

i) Recolha de amostras 7

ii) Preparação de amostras 8

iii) Mapas de amostragem 10

IV. Unidades Litológicas 11

i) Complexo Plutónico de Santa Eulália 12

ii) Unidades Metassedimentares e Meta-ígneas 13

iii) Parâmetros Magnéticos do Encaixante 21

V. Estudo Petrográfico 30

i) Amostragem na Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova 32

- Rochas Peralcalinas 32
- Formação de Mosteiros – Série Negra 34
- Formação Carbonatada 37

ii) Amostragem no Setor Alter do Chão-Elvas 41

- Formação de Mosteiros – Série Negra 41
- Formação Carbonatada 43
- Formação de Vila Boim 48
- Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem 54
- Formação de Fatuquedo 56

iii) Amostragem no Setor Estremoz-Barrancos 57

- Formação de Barrancos 57

VI. Estudo Geoquímico 59
i) Diagramas de *Harker* 59
ii) Espectros Terras Raras (TR) 62
VII. Estudo dos Fluidos 66
i) Planos de Inclusões Fluidas 66
ii) Caracterização dos Fluidos 72
VIII. Discussão dos Resultados e Conclusões 86
Referências Bibliográficas 90
Anexos 95

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Enquadramento geográfico de Santa Eulália (Fonte: *Google Earth*). 3
Figura 2 - Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Ibérico (A - adaptado da Carta Tectónica da Península Ibérica, segundo Ribeiro *et al*., 1979; B – Adaptado de Pereira, 2010). 4
Figura 3 - Diagrama simplificado com modelo geodinâmico para o NE Alentejano (adaptado de Pereira *et al*., 2013)..... 5
Figura 4 - Imagens de campo e amostra de mão. 7
Figura 5 - 1) Material utilizado para a recolha de amostras: (a) Bomba de água pressurizada; (b) Serra portátil; (c) Caixa de ferramentas (vários utensílios); (d) Depósito de gasolina de mistura; (e) Depósito de água; 2 e 3) Fotografias de campo. 7
Figura 6 - Marcação dos cilindros obtidos com a sonda portátil. 8
Figura 7- a) Máquina de corte (DGAOT); b) Amostras ~ 25x22 mm. 8
Figura 8 - Elaboração de lâminas espessas: a) corte do cilindro, b) colagem da lâmina e marcação da direção do campo, c) lâmina orientada. 9
Figura 9 - Equipamentos de moagem do DGAOT/FCUP: a) Moinho de maxilas, b) Moinho de martelos, c) Moinho de ágata. 9
Figura 10 - Mapa de amostragem. 10
Figura 11 - Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (à esquerda) e pormenor da área de estudo representada nas folhas 32B, 32D, 33A, 33C, 36B e 37A da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (à direita). 11
Figura 12 - Complexo plutónico tardi-varisco de Santa Eulália. 12
Figura 13 - a) Pedreira de Monforte - Fácies G0; b) Pedreira de Pragosa - Fácies G1. 12
Figura 14 - Principais setores da Zona de Ossa Morena (adaptado de Oliveira *et al*., 1991 *in* Araújo *et a*l., 2013). 13
Figura 15 - Mapa geológico do Nordeste Alentejano (Adaptado de Gonçalves, 1971; Pereira, 1999; Pereira e Silva, 2002, 2004; *in* Pereira *et al*., 2013). 14
Figura 16 - Blocos diagramas interpretativos da estrutura do Nordeste Alentejano (Adaptado de Pereira e Silva, 2002 *in* Pereira *et al.,* 2013). 15
Figura 17 - Esquema interpretativo da estrutura geral transcorrente sinistrógira do Nordeste Alentejano, para o segmento da ZCCC e seus bordos (Modificado de Pereira e Silva, 2004; *in* Pereira *et al*., 2013). 16
Figura 18 - Geologia do setor de Alter do Chão-Elvas (adaptado de SGP, 1992 *in* Araújo *et al*., 2013). 18

Figura 19 - Mapa geológico do CPSE e encaixante. 20
Figura 20 - Balança de suscetibilidade magnética - DGAOT-FCUP. 21
Figura 21 - Histograma de frequência dos valores de suscetibilidade magnética para granitos (Fácies G0 e G1), Grupo-M, *Roof pendants*/encaixante. 22
Figura 22 - Parâmetro de forma [T] e Anisotropia magnética [P=(Kmax/Kmin-1)x100] dos granitos (fácies G0 e G1), Grupo-M e Encaixante/*roof pendants*. 23
Figura 23 - Estereogramas das litologias do encaixante, relativos aos três eixos do elipsoide de ASM (projeção de *Schmidt* no hemisfério inferior): K1 - quadrados, K2 - círculos e K3 - triângulos. 24
Figura 24 - Estereogramas das litologias dos *roof pendants*, relativos aos três eixos do elipsoide de ASM (projeção de Schmidt no hemisfério inferior): K1 - quadrados, K2 - círculos e K3 - triângulos. 25
Figura 25 – (A) Aparelho *Molspin magnetometer*; (B) Equipamento de aplicação dos campos magnéticos, *Molspin*. 26
Figura 26 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM 026. 28
Figura 27 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM 027. 28
Figura 28 - Curvas de aquisição da MRI da amostra Af 3.0Maf. 28
Figura 29 - Curvas de aquisição da MRI da amostra Af 6.0. 28
Figura 30 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM JD1. 29
Figura 31 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM J58. 29
Figura 32 - Equipamentos utilizados para o estudo petrográfico: (A) Microscópio, (B) Lupa binocular. 30
Figura 33 - Mapa de amostragem relativo ao estudo petrográfico. 31
Figura 34 - Estrutura homogénea não orientada. 33
Figura 35 - Filonete de anfíbola, marcado com a linha a tracejado. 33
Figura 36 - Franjas simpletíticas entre a clinopiroxena e a escapolite. 33
Figura 37 - Clinopiroxena a substituir a riebequite. 33
Figura 38 - Estrutura dobrada com bandas de diferente composição mineralógica. 34
Figura 39 - Textura granoblástica heterogranular da zona envolvente ao nódulo. 34
Figura 40 - Feldspato pertítico. 34
Figura 41 - Riebequite. 34
Figura 42 - Foliação subparalela ao bandado composicional 35
Figura 43 - Blastese incipiente de biotite 35
Figura 44 - Cristal de turmalina disperso numa matriz quartzo-moscovítica. 35
Figura 45 - Estrutura orientada e bandado composicional. 36
Figura 46 - Textura granoblástica heterogranular e poligonal. 36

Figura 47 - Quartzo com lamelas de deformação e quartzo poligonal à volta; no canto inferior direito vê-se feldspato associado a quartzo..... 36
Figura 48 - Porfiroblasto poicilítico de cordierite com inclusões de quartzo..... 36
Figura 49- Feldspato com inclusões de quartzo..... 36
Figura 50 - Pormenor dos *ribbon* de quartzo..... 36
Figura 51 - Rocha bandada com fratura não preenchida. 37
Figura 52 - Textura nematoblástica..... 37
Figura 53 - Faixas com textura mais grosseira, à esquerda da linha, e faixa com grãos de menores dimensões..... 37
Figura 54 - Clinozoizite secundária a definir veios. 37
Figura 55 - Bandado composicional com oxidação associada à fratura. 38
Figura 56 - Filonete preenchido essencialmente por epídoto e alguma calcite..... 38
Figura 57 - Moscovite secundária associada à clorite. 38
Figura 58 - Nalguns locais da amostra é possível observar alinhamentos dos grãos de quartzo..... 38
Figura 59 - Textura granoblástica marcada por grãos heterogranulares de calcite. 39
Figura 60 - Tremolite com textura fibro-radiada e grãos de quartzo e calcite. 39
Figura 61 - Biotite a clorizitar. 39
Figura 62 - Alguns dos minerais presentes nesta amostra: quartzo, calcite e tremolite. 39
Figura 63 - Estrutura homogénea e textura heterogranular, não poligonal. 40
Figura 64 - Mármore sem efeitos metassomáticos; presença de calcite e moscovite.. 40
Figura 65 - Pormenor de uma lamela de moscovite. 40
Figura 66 - Textura granoblástica heterogranular. 42
Figura 67 - Cristal de esfena, à esquerda, e anfíbola. 42
Figura 68 - Anfíbola em processo de cloritização. 42
Figura 69 - Quartzo com textura metamórfica. 42
Figura 70 - Plagioclase com textura metamórfica. 42
Figura 71 - Estrutura homogénea, não orientada e filonete..... 44
Figura 72 - Textura em geral não orientada e vesículas com preenchimento de quartzo e calcite. 44
Figura 73 - Plagioclases com tendência fibro-radiada. 44
Figura 74 - Pormenor das plagioclases com textura fibro-radiada..... 44
Figura 75 - Estrutura não orientada e não homogénea. 45
Figura 76 - Bandas de granularidade mais fina, ao centro, e de granularidade mais grosseira. 45
Figura 77 - Cristais esporádicos de tremolite. 45

Figura 78 - Cristal euédrico de calcite no bordo do poro; Rocha muito porosa..... 45
Figura 79 - Textura porfirítica da matriz fina com fenocristais euédricos e/ou arredondados..... 45
Figura 80 - Fenocristal de plagioclase moscovitizado. 45
Figura 81 - Substituição quase total da plagioclase por calcite. 46
Figura 82 - Agregados fibro-radiados de quartzo e feldspato. 46
Figura 83 - Textura granoblástica heterogranular. 47
Figura 84 - Ponto triplo entre grãos de calcite. 47
Figura 85 - Cristal de vesuvianite. 47
Figura 86 - Cristais de epídoto subédricos associados a cristais de tremolite dispersos sobre a calcite..... 47
Figura 87 - Textura granoblástica heterogranular de tendência poligonal. 47
Figura 88 - Cristal de clinopiroxena com maclas características. 47
Figura 89 - Texturas simpletíticas entre clinopiroxena e quartzo e/ou plagioclase. 48
Figura 90 - Alguma da mineralogia presente na amostra. 48
Figura 91 - Estrutura homogénea com veios de composição anfibolítica e zona mais anfibólica na margem superior. 49
Figura 92 - Pormenor de um dos aglomerados granoblásticos de anfíbola. 49
Figura 93 - Gerações distintas de plagioclase (Pl1 e Pl2). 49
Figura 94 - Plagioclase intercrescida com quartzo subédrico. 49
Figura 95 - Zona de granularidade mais fina e zonas de granularidade mais grosseira. 50
Figura 96 - Plagioclase com inclusões de anfíbola. 50
Figura 97 - Quartzo poligonal e anfíbola. 50
Figura 98 - Mesma foto que a anterior mas em luz natural. 50
Figura 99 - Porfiroblasto de biotite sobre microzona de cisalhamento. 51
Figura 100 - Pormenor do porfiroblasto com blastese de biotite. 51
Figura 101 - Cristais de fibrolite associada à biotite. 51
Figura 102 - Andaluzite anédrica e poicilítica. 51
Figura 103 - *Pool* de quartzo a envolver a plagioclase de textura metamórfica indiciando fusão parcial. 51
Figura 104 - Silimanite-fibrolítica não orientada ou transversa aos alinhamentos. 51
Figura 105 - Textura granoblástica heterogranular com zonas de granularidade mais fina e zonas mais grosseiras. 52
Figura 106 - Textura granoblástica com cristais de biotite e cordierite. 52
Figura 107 - Cristal de cordierite com inclusões de biotite e com alteração visível nos bordos. 52

Figura 108 - Pormenor do cristal de cordierite. 52
Figura 109 - Textura clástica com mau rolamento dos grãos; Filonete calcítico. 53
Figura 110 - Pormenor do filonete calcítico. 53
Figura 111 - Alinhamento preferencial dos clastos paralelo à superfície de estratificação; Zona com mais matriz à direita. 53
Figura 112 - Plagioclase e moscovite detrítica. 53
Figura 113 - Clorite metamórfica com agulhas de rútilo associadas a opacos. 53
Figura 114 - Zircão detrítico. 53
Figura 115 - Limite entre as zonas de textura ígnea e textura granoblástica. 54
Figura 116 - Alinhamento das zonas de textura granoblástica paralela ao alinhamento preferencial dos grandes cristais de plagioclase. 54
Figura 117 - Epídoto no bordo dos opacos. 55
Figura 118 - Recristalização da plagioclase. 55
Figura 119 - Estrutura orientada com foliação metamórfica definida pelo alinhamento das palhetas de moscovite; matriz micácea. 55
Figura 120 - Filonete de afinidade granítica paralelo à foliação de origem sedimentar; estratificação dobrada. 55
Figura 121 - Pormenor do filonete de composição: quartzo, clorite e biotite. 55
Figura 122 - Cristais de turmalina em zonas mais quartzosas. 56
Figura 123 - Agulhas de rútilo. 56
Figura 124 - Textura heterogranular marcada pelo epídoto e clorite. 56
Figura 125 - Textura ígnea preservada nos cristais de plagioclase. 57
Figura 126 - Cristais de esfena. 57
Figura 127 - Estrutura definida por lâminas milimétricas mais ou menos siliciosas que correspondem à estratificação (S0). 58
Figura 128 - Textura lepidoblástica. 58
Figura 129 - Textura com menor orientação, em cima, e zona com orientação preferencial da biotite. 58
Figura 130 - Biotite a cloritizar. 58
Figura 131 - Diagramas de *Harker* relativos aos elementos maiores. 61
Figura 132 - Espectros TR normalizados ao condrito segundo valores de Evensen *et al.,* (1978): a) Rochas metassedimentares, b) Rochas meta-ígneas. 63
Figura 133 - Valores Eu/Eu* vs Somatório TR. 64
Figura 134 - Valores de Zr vs Somatório TR. 64
Figura 135 - Valores de Zr vs Gd/Yb. 64
Figura 136 - Valores de Zr vs La/Sm. 64
Figura 137 - Valores de P2O5 vs Somatório TR. 64

Figura 138 - Valores La/Sm vs Gd/Yb. 64
Figura 139 - Esquema representativo do modo de abertura de fraturas (*in* Nogueira, 1997). 67
Figura 140 - Classificação dos PIFs segundo Simmons & Richer, 1976 e Kranz, 1983 *in* Kerkhof & Hein, 2001. 68
Figura 141 - Equipamento utilizado para o estudo dos PIF: (A) Microscópio petrográfico de transmissão; (B) Computador de mesa com o *software* PLANIF instalado. 69
Figura 142 - Aspeto macroscópico de duas amostras da fácies G0 e respetivas lâminas espessas orientadas. A - Af 31.0; B - ASM20. 70
Figura 143 - Aspeto macroscópico de duas amostras da fácies G1 e respetivas lâminas espessas orientadas. A - ASM 006; B - ASM 97. 70
Figura 144 - Rosetas de orientação e respetiva localização no CPSE. 71
Figura 145 - Exemplo de IF monofásica (amostra Af31.0); em destaque à direita. 73
Figura 146 - Exemplo de IF bifásica aquosa (amostra Af31.0); em destaque à direita; 1-fase líquida, L; 2-fase vapor, V. 73
Figura 147 - Exemplo de IF trifásica aquocarbónica (amostra ASM 020); em destaque à direita; 1-fase líquida, L1; 2-fase líquida, L2; 3-fase vapor, V. 73
Figura 148 - (A) Equipamento utilizado para o estudo das IF; (B) Pormenor da platina usada para a criometria. 74
Figura 149 - Exemplo de algumas IF estudadas representativas das orientações predominantes das microfraturas do quartzo. 76
Figura 150 - (A) Inclusões fluidas aquocarbónicas (tipos Lc-w/Lw-c) em PIF ~N15º; (B) Pormenor da figura anterior; (C) Exemplo de IF Lc-w-$ThCO_2$ em fase líquida; (D) $ThCO_2$ em fase vapor. 81
Figura 151 - (A) Inclusões fluidas aquocarbónicas (tipos Lc-w/Lw-c) em PIF ~N135ºE; (B) Pormenor da figura anterior. 82
Figura 152 - Inclusões fluidas aquosas (tipo Lw1) em PIF ~N-S. 83
Figura 153 - Inclusões fluidas aquosas (tipo Lw2) em PIF ~N15ºE. 83
Figura 154 - (A) Inclusões fluidas aquosas (Tipos Lw1); (B) Inclusões de formas regulares e com dimensões entre 10 a 12 µm; (C) Inclusões em PIFs ~N50º. 84
Figura 155 - Histogramas relativos à salinidade das IF Lw1 (A) e Lw2 (B). 85

LISTA DE QUADROS

Tabela 1 - Unidades litostratigráficas e litologias em estudo. 19
Tabela 2 - Dados relativos ao estudo ASM para *roof pendants* e rochas encaixantes. 22
Tabela 3 - Valores de SIRM das amostras em estudo. 27
Tabela 4 - Dados microtermométricos das inclusões fluidas contidas nos PIF do quartzo das amostras estudadas. A abreviatura dos parâmetros microtermométricos é referida no texto 77

LISTA DE ABREVIATURAS

Embora o significado de todas as abreviaturas seja mencionado no texto, listam-se de seguida as mais utilizadas:

Amp – Anfíbola
And – Andaluzite
ASM – Anisotropia da Suscetibilidade Magnética
Bt – Biotite
Cal – Calcite
CGUP – Centro de Geologia da Universidade do Porto
Chl – Clorite
Cpx – Clinopiroxena
Czo – Clinozoizite
Crd – Cordierite
CPSE – Complexo Plutónico de Santa Eulália
DGAOT – Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
Ep – Epídoto
FCUP – Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Fds – Feldspato
Fi – Fibrolite
IF – Inclusões Fluidas
km - Quilómetros
mA – Miliampere (unidade de medida de intensidade)
Ma – Milhões de Anos

MRI – Magnetização Remanescente Isotérmica

Ms – Moscovite

NE – Nordeste

NW – Noroeste

Opq – Opacos

PIF – Plano de Inclusões Fluidas

Pl – Plagioclase

Qz – Quartzo

Rbk – Riebequite

Scp – Escapolite

Spn – Esfena

SE – Sudeste

SIRM – Magnetização Remanescente Isotérmica de Saturação

SW – Sudoeste

T – Tesla (unidade de medida de intensidade)

Tr – Tremolite

TR – Terras Raras

TRL – Terras Raras Leves

TRP – Terras Raras Pesadas

Tur – Turmalina

Ves – Vesuvianite

ZCCC – Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova

ZCI – Zona Centro Ibérica

ZOM – Zona Ossa Morena

Zrn – Zircão

∑TR – Somatório Terras Raras

INTRODUÇÃO

I. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi realizado no âmbito de uma Bolsa de Investigação, sendo por isso um estudo multidisciplinar compreendendo várias metodologias de estudo.

A área em estudo compreende um plutão granítico assim como as rochas pertencentes ao seu encaixante. O Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE) é um corpo granítico situado na parte norte da Zona Ossa Morena, mais precisamente na área do Nordeste Alentejano. Este corpo granítico tem cerca de 400 km^2 de área e corta estruturas variscas de orientação predominante NW-SE com idades compreendidas entre o Proterozoico Superior e o Paleozoico.

As rochas encaixantes do CPSE são bastante diversificadas e compreendem litologias metassedimentares e meta-ígneas com características magnéticas, estruturais e texturais muito diversas, assim como composição mineralógica e geoquímica distinta.

Os principais objetivos deste trabalho são: caracterizar os fluidos aprisionados nas fácies G0 e G1 do CPSE e compreender quais os efeitos metamórficos induzidos por este corpo granítico nas litologias envolventes. O primeiro objetivo está apenas relacionado com o corpo granítico e foca-se no estudo pormenorizado das microfraturas (PIF) e das respetivas Inclusões Fluidas (IF). Relativamente ao segundo objetivo, está intimamente ligado às litologias metassedimentares e meta-ígneas do encaixante do CPSE, onde se pretende realizar um estudo mais aprofundado de modo a compreender quais os efeitos metamórficos induzidos por este corpo granítico nas litologias envolventes.

De forma a compreender melhor a complexidade desta zona realizou-se um estudo com carácter multidisciplinar, pelo que esta dissertação abrange diversas áreas da geologia, como a caracterização magnética, petrográfica, geoquímica e de fluidos, desenvolvidas ao longo de vários capítulos.

O Capítulo II desta dissertação é dedicado ao Enquadramento Geográfico e Geológico do CPSE e das litologias envolventes, onde se indica a localização geográfica através de imagens do *Google Earth* e se faz uma breve descrição da geologia regional, falando-se um pouco do modelo geodinâmico mais aceite atualmente para a zona em estudo.

No Capítulo III, dedicado às Metodologias e Amostragem, fala-se um pouco do modo como se procedeu durante a recolha das amostras no campo, da sua preparação em laboratório, e ainda dos Mapas de Amostragem realizados em *ArcGIS* de modo a melhorar a representação do conhecimento geológico, localizar com maior detalhe as amostras em estudo e visualizar com mais clareza os dados em análise.

Relativamente ao Capítulo IV, este foi escrito de forma a dar enfase às litologias selecionadas para o estudo petrográfico, assim como enquadrar e descrever as unidades litológicas a que pertencem. Neste capítulo aborda-se também, embora de forma superficial, a caracterização petrofísica do CPSE, uma vez que o estudo dos fluidos presentes nestas litologias constitui um capítulo deste trabalho. Neste Capítulo exploramos também os Parâmetros Magnéticos das rochas do encaixante, pelo que se realizaram estudos sobre a Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM) e Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI).

O Capítulo V, um dos mais relevantes nesta dissertação, foi dedicado ao Estudo Petrográfico de diversas litologias do encaixante do CPSE, nomeadamente de litologias situadas em torno do granito e de litologias constritas em *roof pendants* junto à localidade de Monforte.

Para complementar os dados petrográficos realizou-se também o Estudo Geoquímico, incluindo o estudo de elementos maiores e de Terras Raras, sendo estes descritos ao longo do Capítulo VI.

O Capítulo VII é o único que incide exclusivamente sobre o CPSE, contemplando o estudo dos Planos de Inclusões Fluidas (PIF) e as próprias Inclusões Fluidas (IF) aprisionadas nas diferentes fácies deste granito (fácies G0 e fácies G1).

Por fim temos o Capítulos VIII dedicado à Discussão dos Resultados obtidos e respetivas Conclusões.

ENQUADRAMENTO

II. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO

i) LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

Geograficamente, a área em estudo localiza-se no distrito de Portalegre, mais precisamente no extremo norte do concelho de Elvas, estando o plutão em estudo situado na freguesia de Santa Eulália (Fig. 1).

Santa Eulália, inserida na região do Alentejo e na sub-região do Alto Alentejo, possui cerca de 98,63 km^2 de área e dista 17 km da freguesia de Elvas, 16 km de Monforte, 23 km de Arronches, 13 km de Campo Maior e 35 km de Estremoz.

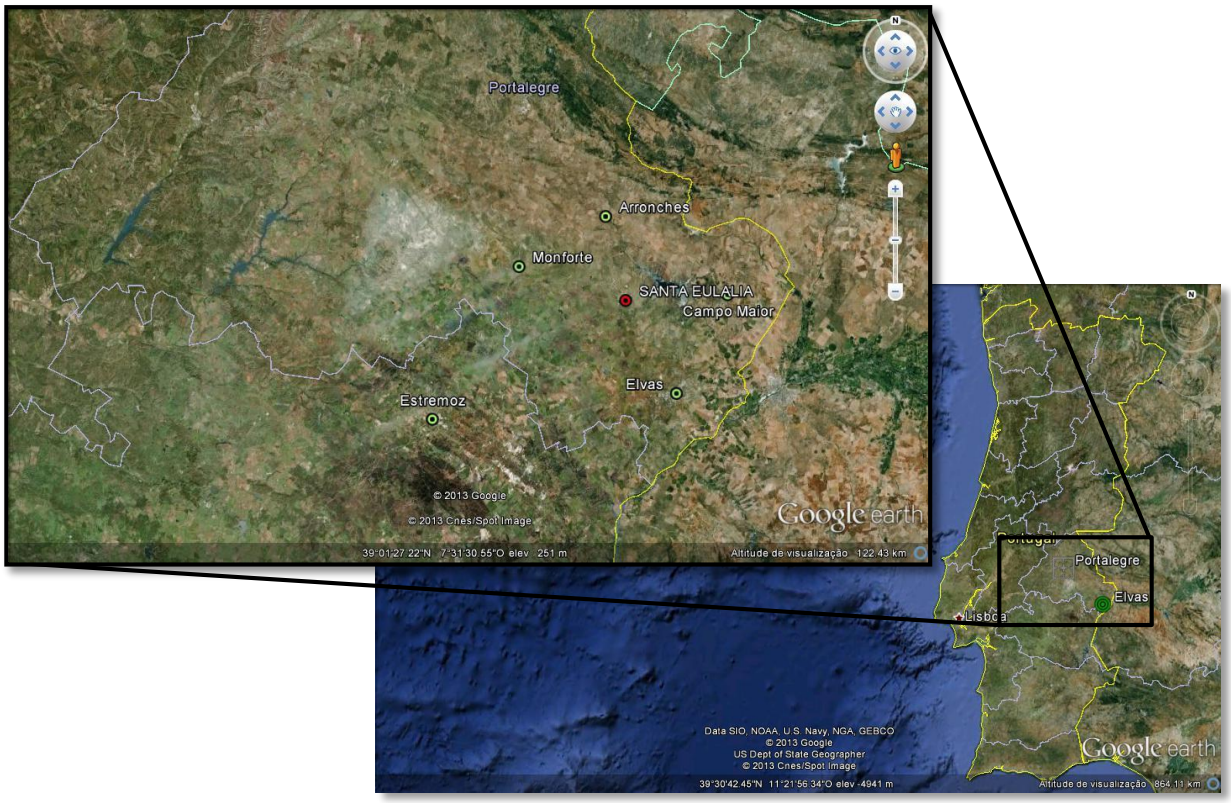


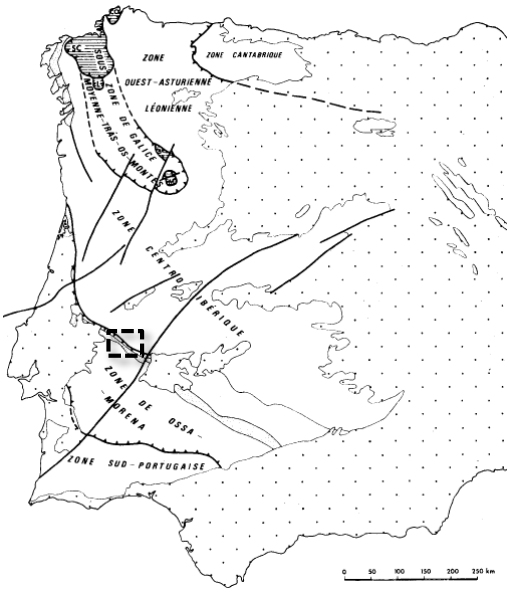
Figura 1 - Enquadramento geográfico de Santa Eulália (Fonte: *Google Earth*).

No que diz respeito à rede hidrográfica que banha a área em estudo destaca-se o rio Caia. Este rio, assim como as diversas ribeiras que percorrem grande parte da área do Complexo Plutónio de Santa Eulália e seu encaixante, estão inseridos na bacia hidrográfica do Guadiana. Contudo, a noroeste da zona, existem também diversas ribeiras pertencentes à bacia hidrográfica do Tejo.

ii) ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

Sob o ponto de vista geotécnico, a região do NE Alentejano localiza-se no limite entre a Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona Ossa Morena (ZOM; Fig. 2), no que se designou por zona de transição ZCI-ZOM (Pereira *et al*., 2008; Solá *et al*., 2008; Linnemann *et al*., 2008 *in* Pereira *et al*., 2013). É aqui que o Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE), assim como o seu encaixante, se localiza, mais concretamente no contacto entre a parte norte da ZOM do Maciço Ibérico Varisco e a ZCI.

A – Maciço Ibérico



B – Sudoeste do Maciço Ibérico

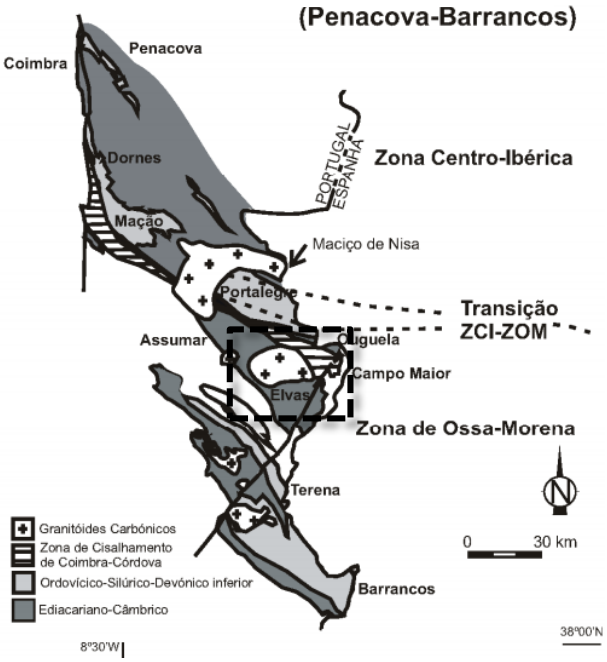


Figura 2 - Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Ibérico (A - adaptado da Carta Tectónica da Península Ibérica, segundo Ribeiro *et al*., 1979; B – Adaptado de Pereira, 2010).

Segundo Pereira (2013), o registo geológico mais antigo do NE Alentejano data do Neoproterozoico e é marcado pelo aparecimento de bacias sedimentares, provavelmente marginais e que parecem ter estado associadas ao desmantelamento de um arco magmático continental Cadomiano na margem setentrional do *Gondwana* (Fig. 3a). Este registo constitui a Série Negra (Formação de Mosteiros) e estes sedimentos resultaram, provavelmente, da erosão e transporte a partir de uma fonte próxima de uma margem continental ativa no final do Neoproterozoico (orogenia Cadomiana; Linnemann *et al*., 2008; Pereira *et al*., 2011 *in* Pereira *et al*., 2013).

Na transição de um regime de acreção, no final do Neoproterozoico, para um regime de fragmentação, no início do Paleozoico, surge gravada na discordância do Câmbrico Inferior. Aqui, é intensa a atividade tectónica associada à propagação de um rifte intracontinental (Fig. 3b) caracterizado por movimentação de blocos do tipo *horst-graben*, preenchimento de bacias em ambientes sedimentares continentais ou marinhos pouco profundos, e ampla distribuição de magmatismo. Na base do Câmbrico Inferior encontram-se os complexos vulcano-sedimentares essencialmente félsicos que passam de forma gradual a complexos sedimentares detrítico-carbonatados, representando ambientes sedimentares continentais (fluviais, deltaicos) na transição para marinhos pouco profundos (plataforma).

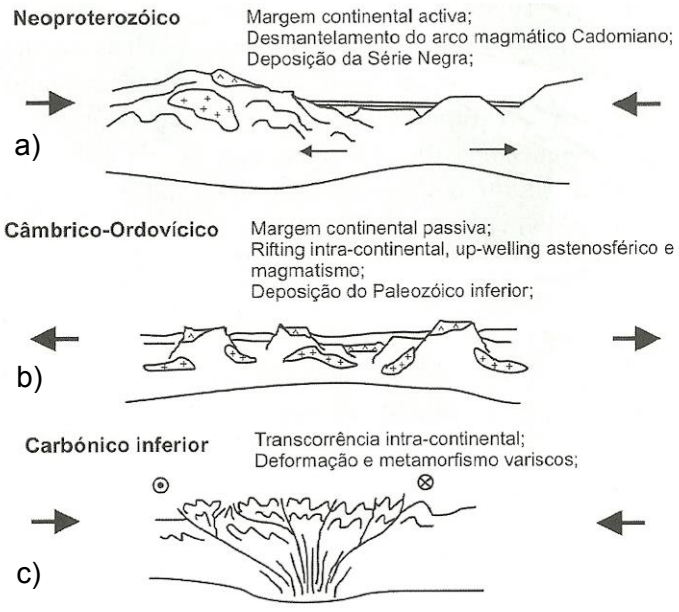


Figura 3 - Diagrama simplificado com modelo geodinâmico para o NE Alentejano (adaptado de Pereira *et al*., 2013).

Nos metassedimentos edicarianos é possível verificar-se alguma deformação, ocorrida antes da deposição do Câmbrico Inferior, a qual tem sido atribuída aos processos de acreção Cadomianos (Pereira e Silva, 2002 *in* Pereira *et al.*, 2013). No entanto, esta deformação também poderá ser localmente contemporânea com os processos de *rifting* e preenchimento das bacias do Câmbrico Inferior, tal como sugere a idade máxima de deposição dos sedimentos da Formação de Mosteiros (c. 545 Ma) na transição Edicariano-Câmbrico.

Nesta região, o regime geodinâmico de *rifting* durante o Câmbrico e Ordovício está preservado nas sequências litológicas típicas de margem continental passiva e representado por magmatismo com assinatura geoquímica "anorogénica" (MORB; Ordoñez-Casado, 1998 *in* Pereira *et al*., 2013) incluindo rochas peralcalinas.

As bacias sedimentares do *Gondwana* que se desenvolveram no Paleozoico Inferior paleogeograficamente associadas a margens continentais passivas são, durante o Paleozoico Superior, envolvidas nos processos de acreção da Pangeia (Fig.3c).

A sul da transição ZCI-ZOM observa-se um segmento com cerca de 70 km de extensão (desde Crato a Campo Maior, passando por Arronches), pertencente à Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova (ZCCC; Burg *et al*., 1981 *in* Pereira *et al*., 2013), ou também designado por Faixa Blastomilonítica, que representa uma importante estrutura varisca transcorrente do Maciço Ibérico (Silva e Pereira, 2004; Pereira *et al*., 2008 *in* Pereira *et al*., 2013). Assim, a ZCCC representa um corredor de deformação varisca que se sobrepõe de forma heterogénea às sequências litológicas do Neoproterozoico e Paleozoico Inferior.

A SW desta zona, estabelecendo o contacto através da Falha e Cavalgamento de Alter do Chão, materializa-se o Setor de Alter do Chão-Elvas, o qual virá a contactar, mais para SW, com o Setor Estremoz-Barrancos.

Estas regiões serão descritas em maior pormenor no capítulo “Unidades Litológicas”.

METODOLOGIAS
E AMOSTRAGEM



III. METODOLOGIAS E AMOSTRAGEM

i) RECOLHA DE AMOSTRAS

Para este trabalho procedeu-se à recolha de amostras de duas formas: uma, a mais simples, consistiu na recolha de amostras de mão (Fig. 4) e a outra, mais complexa, foi realizada com o auxílio de uma sonda portátil (Fig. 5), cujo amostrador é constituído por um tubo não magnético e que termina numa coroa diamantada. O amostrador é arrefecido por água pressurizada recorrendo-se, para tal, a uma bomba externa manual. Todas as amostras recolhidas foram devidamente identificadas.



Figura 4 - Imagens de campo e amostra de mão.

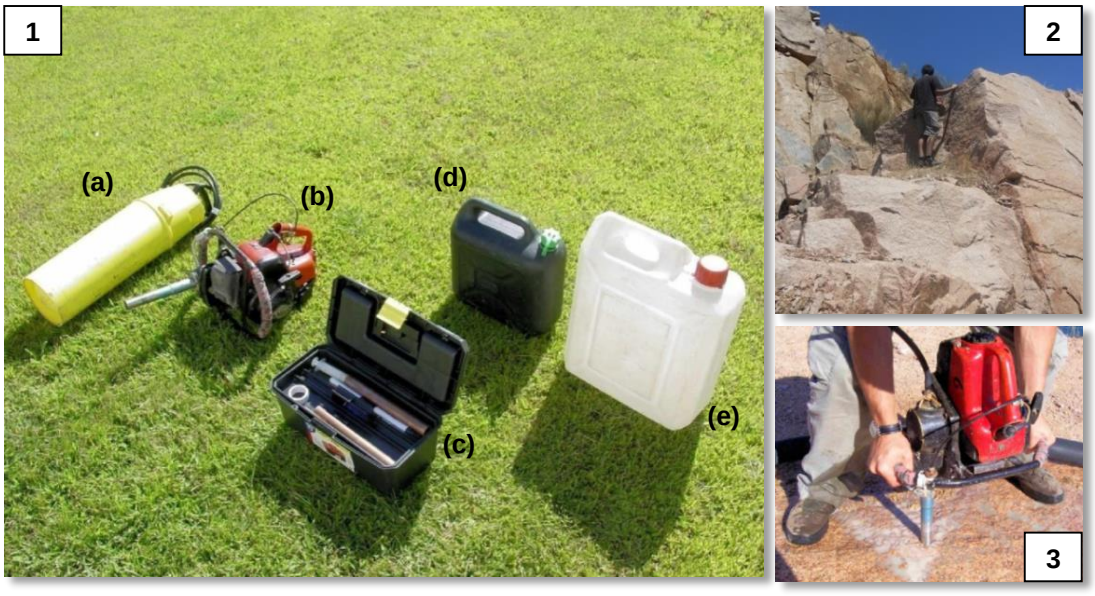


Figura 5 – 1) Material utilizado para a recolha de amostras: (a) Bomba de água pressurizada; (b) Serra portátil; (c) Caixa de ferramentas (vários utensílios); (d) Depósito de gasolina de mistura; (e) Depósito de água; 2 e 3) Fotografias de campo.

Relativamente às amostras recolhidas por sondas (com aproximadamente 25mm de diâmetro), antes de as remover do ponto de perfuração, determinou-se a sua orientação recorrendo para isso a uma bússola e a um orientador próprio. Os valores da direção do plano vertical que contém o furo e o seu mergulho (referencial geográfico da amostra) foram anotados e o sentido da direção e mergulho foram materializados, através de setas, em cada amostra (Fig. 6).



Figura 6 - Marcação dos cilindros obtidos com a sonda portátil.

ii) PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Após a sua recolha, as amostras foram preparadas consoante o fim a que foram destinadas, sendo eles:

- Corte dos cilindros obtidos com a sonda portátil de modo a obterem aproximadamente 22mm de altura (para estudos de ASM e MRI);
- Realização de lâminas delgadas e/ou polidas para posterior estudo petrográfico e de fluidos (PIFs e IF);
- Moagem de amostras de mão com o intuito de se realizar análises químicas.

No laboratório, usando uma máquina de corte do DGAOT (Fig. 7a) cortaram-se as amostras obtidas com a sonda portatil em cilindros com aproximadamente 22mm de altura (Fig. 7b). Posteriormente procedeu-se à medição das dimensões (diâmetro e altura) de cada amostra, para de seguida calcular-se o seu volume.

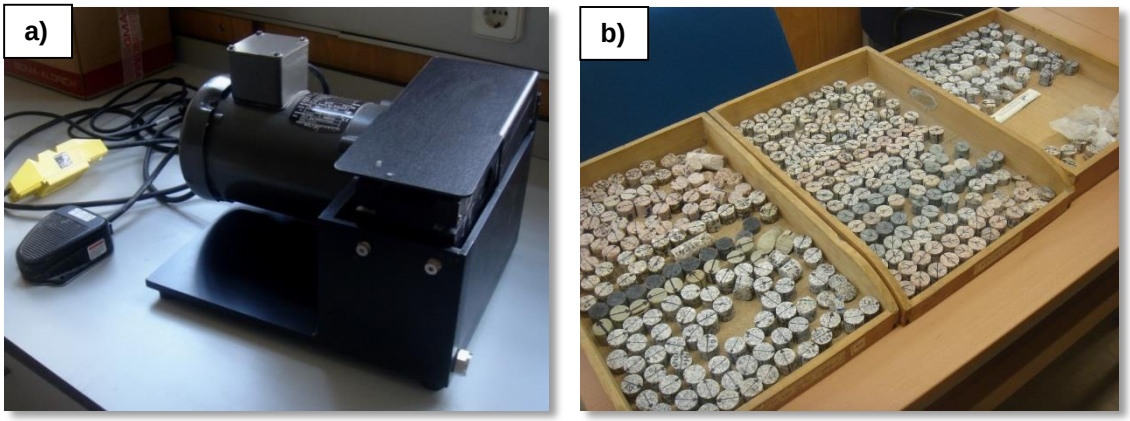


Figura 7- a) Máquina de corte (DGAOT); b) Amostras ~ 25x22 mm.

Outra etapa de preparação das amostras consistiu na elaboração de lâminas delgadas e espessas, necessárias para o estudo petrográfico, sendo as espessas ainda utilizadas para o estudo de fluidos (estudo das direções dos planos de inclusões fluidas e caracterização microtermométrica das inclusões fluidas).

A preparação dos dois tipos de lâminas é idêntica mas enquanto as delgadas possuem cerca de 30μm de espessura, as espessas têm aproximadamente 200μm, são polidas de ambos os lados e exigem a marcação do norte na própria lâmina pelo que a amostra deve ser cortada na direção perpendicular ao seu eixo (Fig. 8).

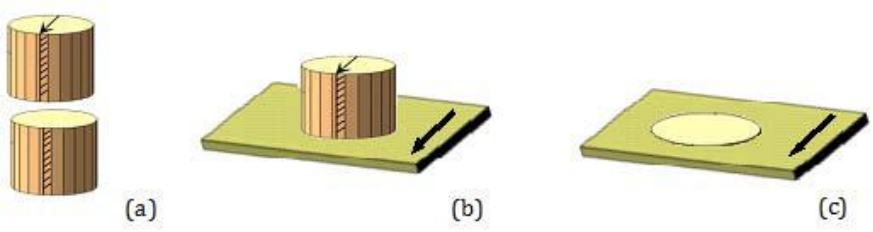


Figura 8 - Elaboração de lâminas espessas: a) corte do cilindro, b) colagem da lâmina e marcação da direção do campo, c) lâmina orientada.

Para o estudo geoquímico teve que se proceder à moagem de amostras de mão, usando três moinhos diferentes, em sequência, todos pertencentes ao DGAOT da FCUP (Fig. 9). Primeiramente, as amostras de maior calibre foram subjugadas à moagem no moinho de maxilas (Fig.9a). O material daqui resultante foi quartilhado e uma porção foi submetida ao moinho de martelos (Fig.9b). Daqui resultou um pó de granulometria inferior e, procedendo-se da mesma maneira, uma porção desse pó foi moído no moinho de ágata (Fig.9c).até que se obtivesse um pó com a textura de pó de talco.

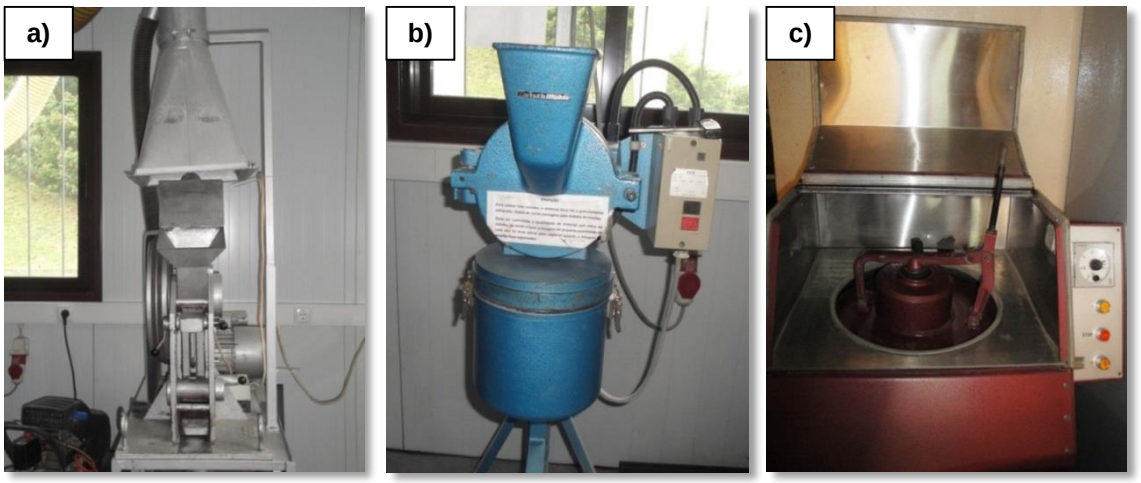


Figura 9 - Equipamentos de moagem do DGAOT/FCUP: a) Moinho de maxilas, b) Moinho de martelos, c) Moinho de ágata.

iii) MAPAS DE AMOSTRAGEM

Todos os dados recolhidos, assim como a localização GPS de cada ponto de amostragem, foram informatizados em *Excel* e/ou *ArcGIS* (versão 9.3). Neste *software*, o sistema de coordenadas utilizado foi o de *Datum* 73 *Hayford Gauss* (IGeoE) com projeção de *Mercator* (*Universal Transverse Mercator* - UTM).

Numa fase inicial procedeu-se à digitalização das litologias representadas nas folhas da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 da área em estudo. Contudo, devido à grande complexidade litológica e estrutural desta área, optou-se por utilizar apenas as informações contidas na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000, de modo a simplificar a leitura do Mapa Temático.

No total temos 76 estações de amostragem: 29 no G0, 27 no G1, 5 no grupo M e 15 nos *roof pendants* e encaixante (N=637; Fig. 10 e Anexo I).

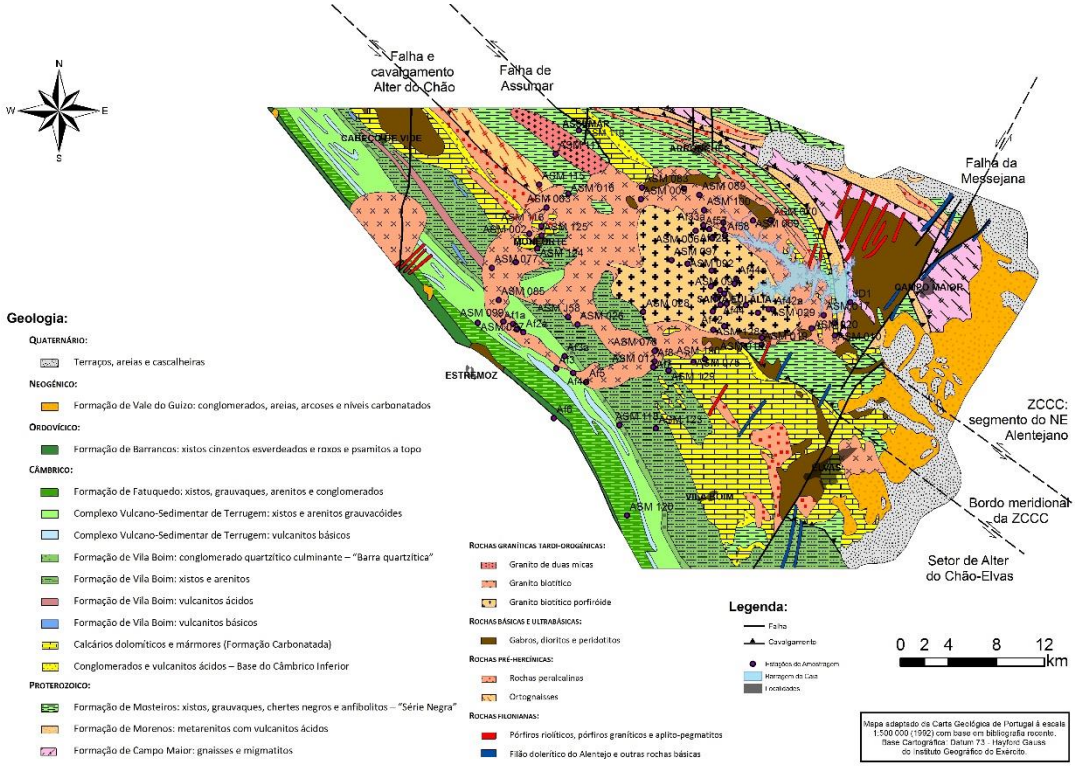


Figura 10 - Mapa de amostragem.

UNIDADES LITOLÓGICAS

IV. UNIDADES LITOLÓGICAS

Cartograficamente, o Complexo Plutónico de Santa Eulália, assim como as litologias envolventes que correspondem ao seu encaixante, estão representados na Folha Sul da Carta Geológica de Portugal à escala de 1:500 000, assim como na Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50 000 nas Folhas: 32B – Portalegre, 32D – Sousel, 33A – Assumar, 33C – Campo Maior, 36B – Estremoz e 37A – Elvas (Fig. 11).

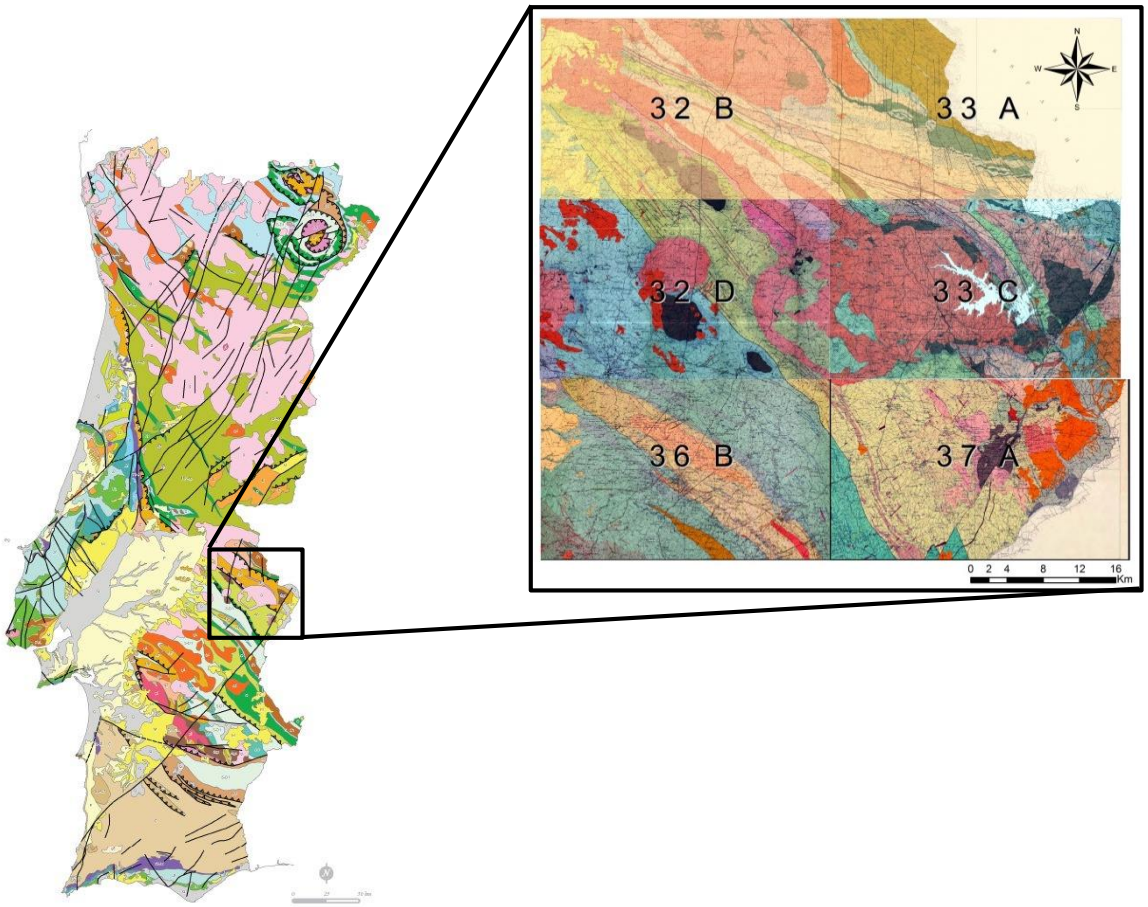


Figura 11 – Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (à esquerda) e pormenor da área de estudo representada nas folhas 32B, 32D, 33A, 33C, 36B e 37A da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (à direita).

Neste capítulo pretende-se dar enfase às litologias selecionadas para o estudo petrográfico e/ou geoquímico assim como enquadrar e descrever, de forma breve, as unidades litostratigráficas a que pertencem. Também aqui se irá abordar, embora de forma superficial, a caracterização petrofísica do CPSE uma vez que o estudo dos fluidos presentes nestas litologias constitui um capítulo deste trabalho.

i) COMPLEXO PLUTÓNICO DE SANTA EULÁLIA

O CPSE é um corpo granítico calco-alcalino com cerca de 400 km^2 de área e, uma vez que corta estruturas regionais variscas (de orientação geral NW-SE), é considerado tardi-Varisco (Lopes, J.M.C. *et al*., 1998).

O maciço de Santa Eulália é um complexo anelar onde podem identificar-se duas fácies graníticas distintas, a fácies G0 e a fácies G1 (Fig. 12; Lopes, J.M.C. *et al.*, 1997; Lopes, J.M.C. *et al*., 1998; Menéndez, L.G. *et al*., 2006).

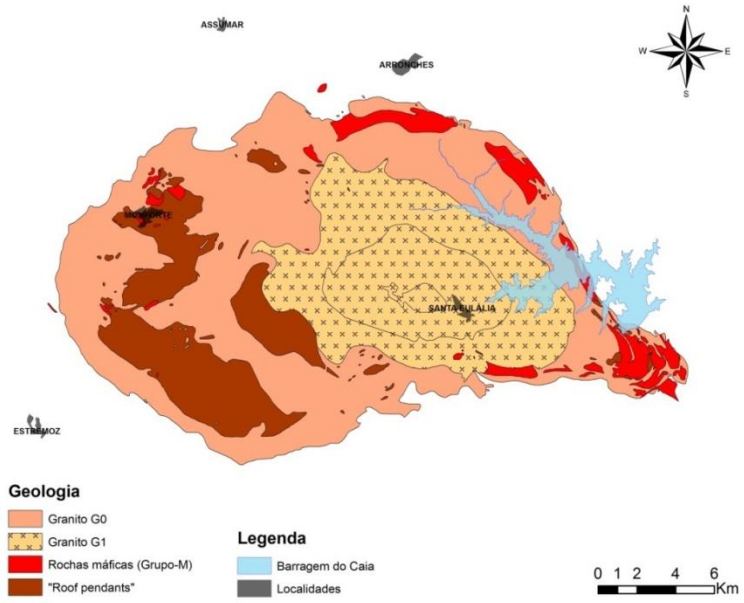


Figura 12 - Complexo plutónico tardi-varisco de Santa Eulália.

A fácies mais externa, G0 (Fig. 13a), é um granito biotítico rosa, de grão médio a grosseiro e ligeiramente peraluminoso (Lopes, J.M.C., 1998). Esta fácies envolve corpos de composição gabróica a granodiorítica, que constituem o Grupo-M, assim como algumas rochas de origem metamórfica – *roof pendants*. Mais internamente aflora a fácies G1 (Fig. 13b) de tonalidade cinzenta e grão médio, designado por granito biotítico monzonítico peraluminoso (Lopes, J.M.C., 1998).



Figura 13 - a) Pedreira de Monforte - Fácies G0; b) Pedreira de Pragosa - Fácies G1.

ii) UNIDADES METASSEDIMENTARES E META-ÍGNEAS

Segundo Oliveira (1991) os principais setores sedimentares e vulcano-sedimentares da ZOM são agrupados em cinco grandes grupos: Faixa Blastomilonítica, Setor de Alter do Chão-Elvas, Setor de Estremoz-Barrancos, Setor de Montemor-Ficalho e Setor do Maciço de Beja (Fig. 14).

Neste estudo iremos debruçar-nos sobre a Faixa Blastomilonítica, equivalente ao que Pereira (2013) designou como sendo o conjunto da Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova (ZCCC; Segmento do NE Alentejano) e o Bordo meridional da ZCCC, o Setor de Alter do Chão-Elvas descrito por Araújo (2013), e ainda, embora mais superficialmente, sobre o Setor Estremoz-Barrancos (Araújo *et al*., 2013) uma vez que uma das suas unidades litológicas também é alvo do nosso estudo.

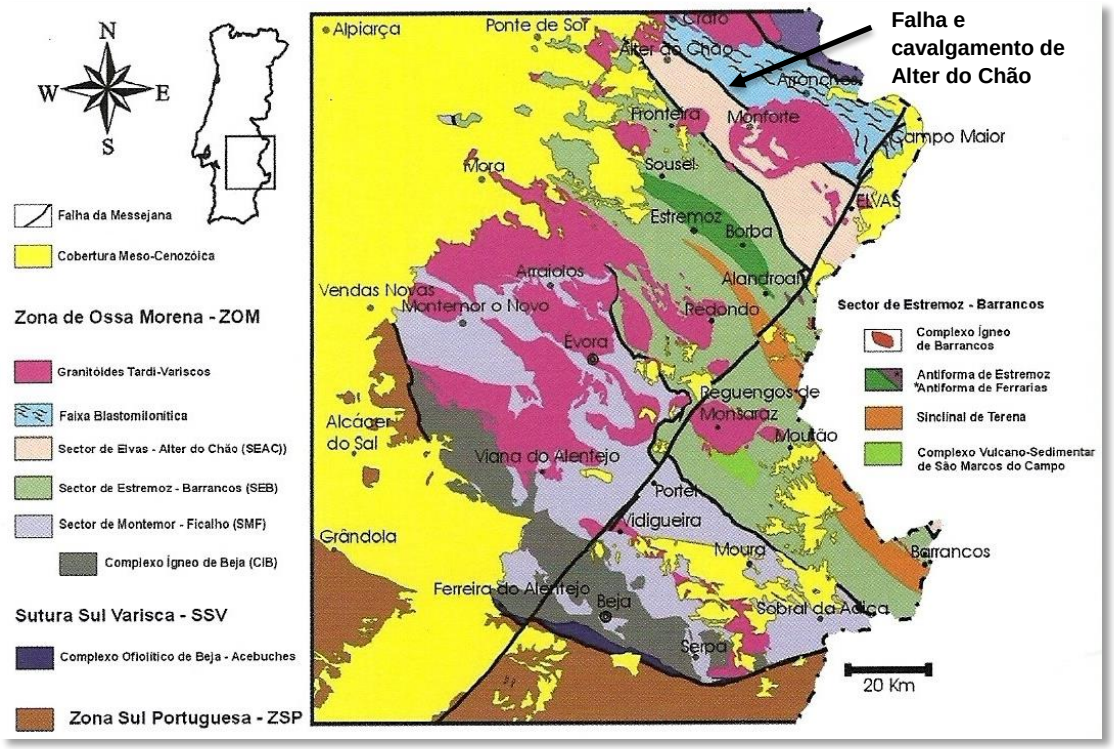


Figura 14 - Principais setores da Zona de Ossa Morena (adaptado de Oliveira *et al*., 1991 *in* Araújo *et a*l., 2013).

ÁREA A NE DA FALHA E CAVALGAMENTO DE ALTER DO CHÃO:

Esta área corresponde à **Faixa Blastomilonítica** (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*., 2013), também designada por **Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova** segundo Pereira (2013).

O autor Pereira (2013) defende que existem três setores na Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova (ZCCC): Bordo setentrional da ZCCC (zona de

transição ZCI-ZOM, onde o limite entre as duas zonas geotectónicas é o bordo nordeste do bordo setentrional da ZCCC); Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova (segmento do nordeste Alentejano) e Bordo meridional da ZCCC, sendo consideradas todas elas inclusas na ZOM (Fig. 15). Neste estudo iremos abordar os dois últimos uma vez que o bordo setentrional já não corresponde à área em estudo.

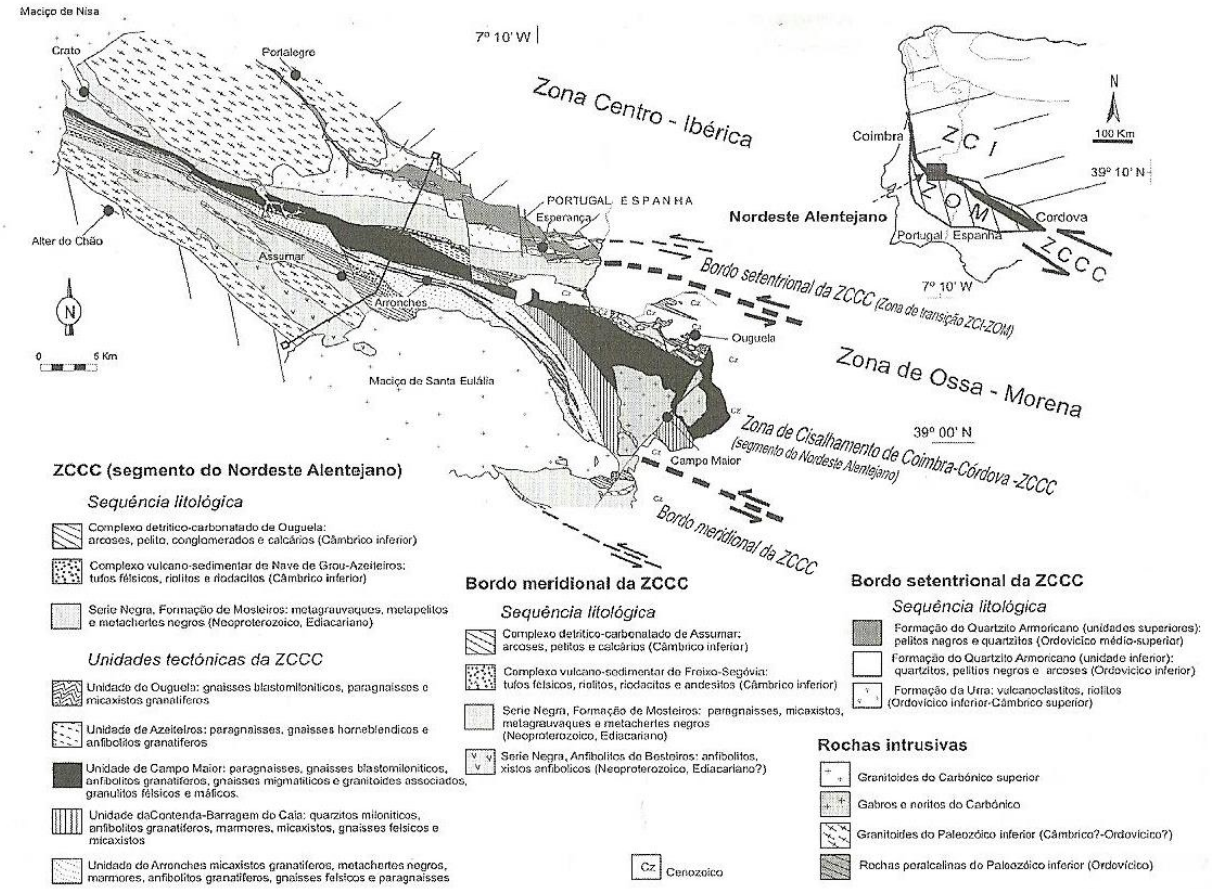


Figura 15 - Mapa geológico do Nordeste Alentejano (Adaptado de Gonçalves, 1971; Pereira, 1999; Pereira e Silva, 2002, 2004; *in* Pereira *et al*., 2013).

O CPSE é um maciço circunscrito, que corta as estruturas maiores definidas no NE Alentejano. De acordo com a figura 15 o maciço de Santa Eulália corta, no bordo nordeste (NE), o limite entre a ZCCC (ou segmento do nordeste Alentejano) e o Bordo meridional da ZCCC. No bordo sudoeste (SW) o maciço corta o limite SW do Bordo meridional da ZCCC, marcado pela falha de Alter do Chão, sendo esta uma falha esquerda com cavalgamento para SW.

A **Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova** (segmento do nordeste Alentejano) define-se entre as falhas de Mosteiros e de Assumar (Fig. 16). Esta zona inclui diferentes unidades tectónicas que resultam da intensa deformação e metamorfismo que atuou sobre a sucessão litológica do Edicariano ao Câmbrico Inferior (Pereira *et al.*, 2013).

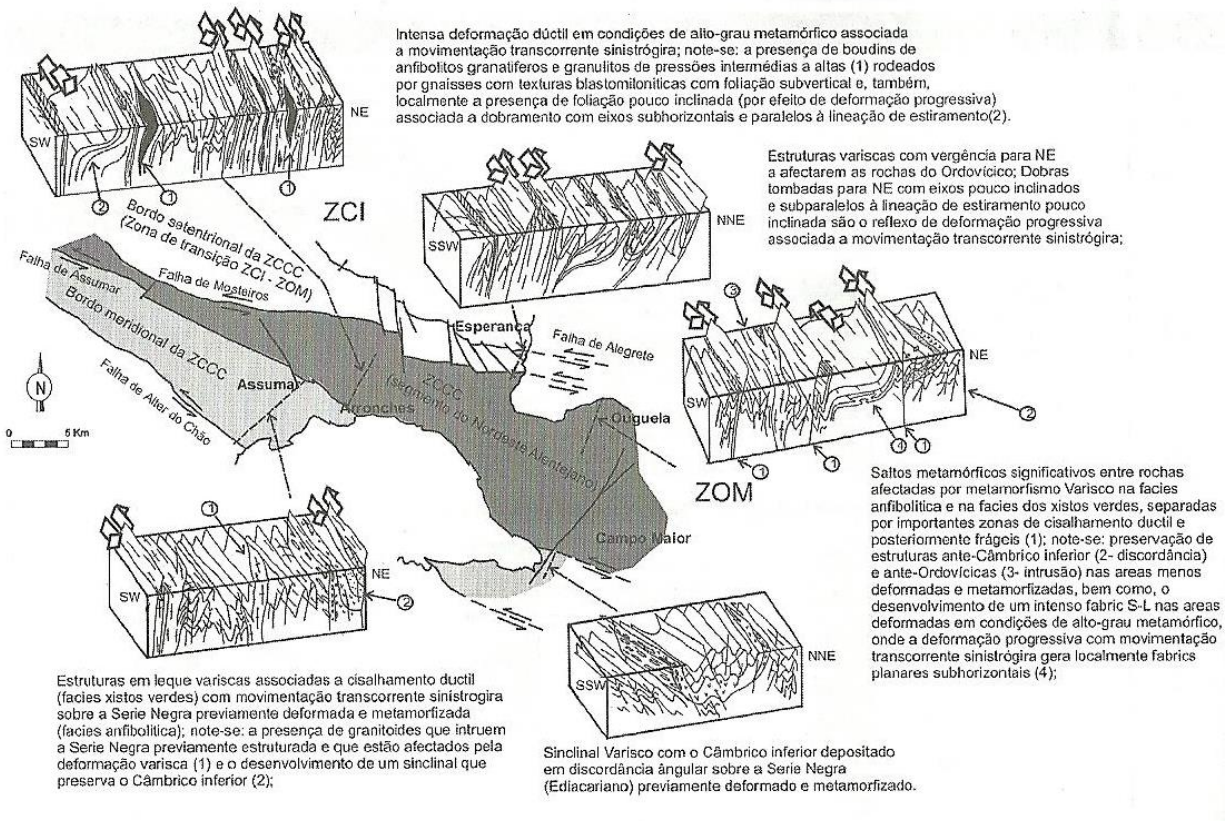


Figura 16 - Blocos diagramas interpretativos da estrutura do Nordeste Alentejano (Adaptado de Pereira e Silva, 2002 *in* Pereira *et al.,* 2013).

Atendendo na figura 16, em termos estruturais e metamórficos, na **Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova** (segmento do nordeste Alentejano) considera-se:

- A norte do maciço de Santa Eulália, em Arronches, observa-se uma intensa deformação dúctil em condições de alto grau metamórfico com presença de *boudins* de anfibolitos granatíferos e granulitos de pressões intermédias a altas rodeadas por gnaisses com texturas blastomiloníticas e foliação subvertical.
- À macroescala a estrutura define um leque cujo plano axial é oblíquo relativamente aos limites das diferentes unidades tectónicas (ver também Fig. 17).
- Dados geocronológicos sobre a unidade de Arronches, datada pelo método U-Pb com SHRIMP sobre zircões, indicam idades dos protólitos magmáticos de 465±14 Ma (Ordovícico) e 490±17 Ma (Câmbrico Superior-Ordovícico Inferior), já

para os gnaisses félsicos e migmatitos de alta pressão foram determinadas idades de 340 Ma para o metamorfismo (Ordoñez-Casado, 1998; Pereira *et al.*, 2010 *in* Pereira *et al*., 2013).

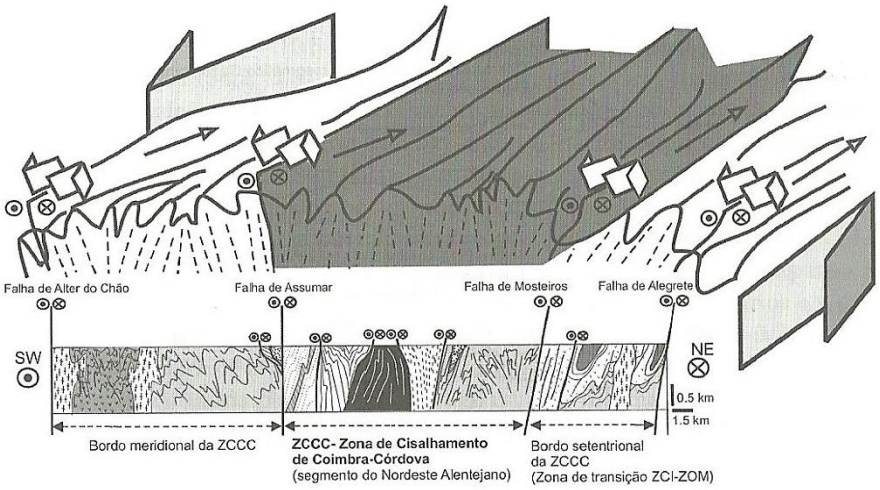


Figura 17 - Esquema interpretativo da estrutura geral transcorrente sinistrógira do Nordeste Alentejano, para o segmento da ZCCC e seus bordos (Modificado de Pereira e Silva, 2004; *in* Pereira *et al*., 2013).

Relativamente às unidades litológicas, na ZCCC - segmento do NE Alentejano, temos como unidade mais antiga a **Formação de Campo Maior,** constituída por gnaisses biotíticos, félsicos e migmatitos onde são frequentemente afetados por fenómenos de alteração hidrotermal tais como epidotização, silicificação e cloritização (Oliveira *et al*., 1991).

Sobre esta formação, e segundo o mesmo autor, ocorre a **Formação de Morenos**, onde se observa um episódio vulcânico representado por metavulcanitos ácidos, metarcoses, arenitos e micaxistos com algumas intercalações de anfibolitos.

No topo desta sequência, aflora a **Formação de Mosteiros** (Série Negra), constituída essencialmente por metagrauvaques, metapelitos e metachertes negros (Pereira *et al*., 2013). A norte de Arronches, a Série Negra contacta com os metavulcanitos ácidos da Formação de Morenos, através de rochas hiperalcalinas gnaissificadas, que, nalguns locais, quando menos deformados, parecem apresentar carácter extrusivo (Oliveira *et al*., 1991).

Sobre a Série Negra, em discordância, podem também surgir litologias pertencentes à **Formação Carbonatada** (calcários dolomíticos e mármores).

Relativamente ao **Bordo Meridional da ZCCC**, este é definido entre duas falhas, a falha de Assumar e a falha de Alter do Chão, separando esta divisão do Setor de Alter do Chão-Elvas (Oliveira *et al.*, 1991; Pereira *et al*., 2013).

Analisando ainda a Fig. 16, em termos estruturais e metamórficos, pode considerar-se duas situações distintas a norte e a sul do CPSE.

Assim, a norte do CPSE, em Assumar, existem estruturas em leque Variscas, associadas a cisalhamento dúctil esquerdo (fácies dos xistos verdes) sobre a Série Negra previamente deformada e metamorfizada na fácies anfibolítica. A Série Negra é intruída por granitóides afetados pela deformação Varisca, estando o Câmbrico Inferior preservado num sinclinal próximo de Assumar. Estes granitóides foram datados de 526 Ma (Pereira *et al*., 2011 *in* Pereira *et al.*, 2013).

A sul do maciço de Santa Eulália, no extremo sudeste, existe um sinclinal Varisco com Câmbrico Inferior depositado em discordância angular sobre a Série Negra (Edicariano) previamente deformada e metamorfizada.

Litologicamente, nesta área apenas merece destaque a **Formação de Mosteiros** (Série Negra), aqui constituída por paragnaisses biotíticos, micaxistos biotíticos e metachertes negros, assim como os anfibolitos de Besteiros (Pereira, 1999 *in* Pereira *et al*., 2013) atribuídos ao Neoproterozoico. A Série Negra inclui localmente níveis de mármores intercalados nos metagrauvaques e metapelitos.

ÁREA A SW DA FALHA E CAVALGAMENTO DE ALTER DO CHÃO:

Esta área compreende o Setor de Alter do Chão-Elvas (Fig. 18) e o Setor Estremoz-Barrancos.

O **Setor de Alter do Chão-Elvas** é equivalente aos domínios de Córdova-Elvas (Chacón *et al*., 1983 *in* Araújo *et al.,* 2013) e Elvas-Cumbres Mayores (Apalategui *et al*., 1990 *in* Araújo *et al*., 2013).

O limite nordeste deste setor é realizado com o bordo meridional da ZCCC, ou Setor da Faixa Blastomilonítica, através do cavalgamento de Alter do Chão (Fig. 14). Relativamente ao limite sul, que contacta com o Setor de Estremoz-Barrancos, não há consenso relativamente à sua interpretação. Assim, este limite pode ser interpretado como um carreamento, o carreamento da Juromenha (Araújo *et al*., 1994 *in* Araújo *et al*., 2013), uma discordância câmbrico-ordovícico (Oliveira *et al*., 1991; Araújo *et al*., 2013) ou ainda como uma estrutura tectónica do tipo cavalgamento (Silva, 1997 *in* Araújo *et al*., 2013).

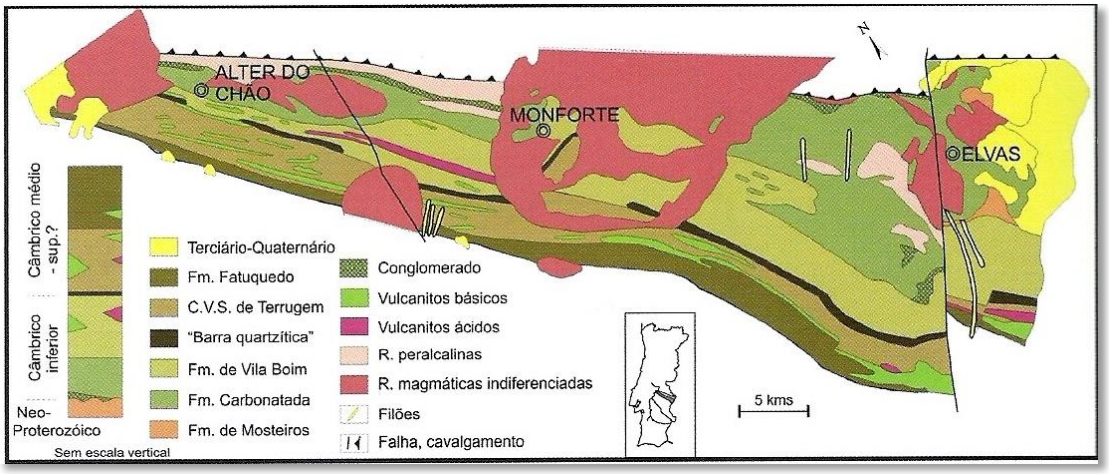


Figura 18 - Geologia do setor de Alter do Chão-Elvas (adaptado de SGP, 1992 *in* Araújo *et al*., 2013).

As litologias mais antigas deste setor pertencem à **Formação de Mosteiros** (Série Negra), constituída por xistos negros e grauvaques, com intercalações de chertes negros datados do Neoproterozoico (Gonçalves e Palacios, 1984 *in* Araújo *et al*., 2013).

Discordante sobre esta formação ocorre uma sucessão constituída por conglomerados, arcoses e passagens de vulcanitos ácidos (em Alter do Chão), de espessura variável, podendo ir desde alguns metros até várias dezenas de metros. Nos conglomerados há clastos do soco proterozoico, geralmente estirados mas podendo também evidenciar, nos chertes negros, uma foliação anterior dobrada comprovando a existência de uma deformação gerada durante a orogenia Cadomiana, pré-Câmbrica (Pereira e Silva, 1997 *in* Araújo *et al*., 2013).

Segue-se, também discordante, a **Formação Carbonata** com espessura da ordem dos 500m e constituída por bancadas de carbonatos dolomitizados, de cor clara e maciças, mas onde se pode observar localmente laminação paralela atribuída a estruturas estromatolíticas (Araújo *et al*., 2013).

Segundo o mesmo autor, em concordância com a formação anterior dispõe-se a **Formação de Vila Boim**, constituída por algumas centenas de metros de alternância de arenitos, grauvaques e xistos, com intercalações de rochas félsicas e máficas, terminando num conglomerado quartzítico, designado por “Barra Quartzítica”, podendo esta atingir 100m de espessura. O vulcanismo bimodal relaciona-se com a distensão crustal que conduziu à rutura da plataforma carbonatada e consequente génese de uma bacia que, já no final do Câmbrico Inferior, foi sendo preenchida por sedimentos da “Barra Quartzítica”.

Sobre a “Barra Quartzítica” depositou-se, em concordância, a possante sequência do **Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem** (2000m), constituída por

xistos e arenitos grauvacóides, e intercalações de vulcanitos básicos. Tradicionalmente é-lhe atribuída a idade do Câmbrico Médio. A génese deste complexo está relacionada com a continuação da distensão crustal e o início de uma nova transgressão marinha após a regressão que culminou com a "Barra Quartzítica".

A sucessão estratigráfica deste setor termina com a **Formação de Fatuquedo**, constituída por uma alternância de xistos cinzentos, psamitos e grauvaques, com intercalações de microconglomerados. No topo desta sucessão, e fazendo a passagem para a Formação de Barrancos, há conglomerados que lateralmente passam a um nível quartzítico impregnado de óxidos de Fe e Mn, considerado como marcador da discordância Câmbrico-Ordovícico (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*., 2013).

Já pertencente ao **Setor Estremoz-Barrancos**, segue-se a **Formação de Barrancos** constituída por um espesso (> 1000m) conjunto de xistos cinzento escuros, esverdeados e roxos, que na parte superior se torna mais rico em psamitos esverdeados (Araújo *et al*., 1991; Perdigão *et al*., 1982 *in* Araújo *et al*., 2013).

Especificando agora as unidades litológicas que serão objeto deste trabalho, iremos incidir apenas sobre algumas litologias pertencentes à Formação Carbonatada e em quatro unidades pelíticas, a Formação de Mosteiros – "Série Negra", Formação de Vila Boim, Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem e Formação de Barrancos, assim como em rochas meta-ígneas da Formação de Fatuquedo e nalgumas corneanas peralcalinas (Tab. 1; Fig. 19).

Tabela 1 - Unidades litostratigráficas e litologias em estudo.

IDADES	UNIDADE LITOLÓGICA	LITOLOGIAS	ESTAÇÕES DE AMOSTRAGEM
PRÉ-VARISCO	-	Rochas Peralcalinas	SE13a; SE 13b
PROTEROZOICO	Formação de Mosteiros: "Série Negra"	Xistos, grauvaques, chertes negros e anfibolíticos	SE 6a; ASM 110; ASM 111; ASM 125
CÂMBRICO	Formação Carbonatada	Calcários dolomíticos e mármores	SE 4; SE 6b; SE 6c; SE 9a; SE 9b; SE 9c; ASM 124; ASM JD1
	Formação de Vila Boim	Xistos e arenitos	SE2; ASM 26; ASM 116; ASM 123; ASM J58
	Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem	Xistos e arenitos grauvacóides	Af 3.0; ASM 27
	Formação de Fatuquedo	Xistos, grauvaques, arenitos e conglomerados	ASM 120
ORDOVÍCICO	Formação de Barrancos	Xistos cinzentos esverdeados e roxos e psamitos a topo	Af 6.0

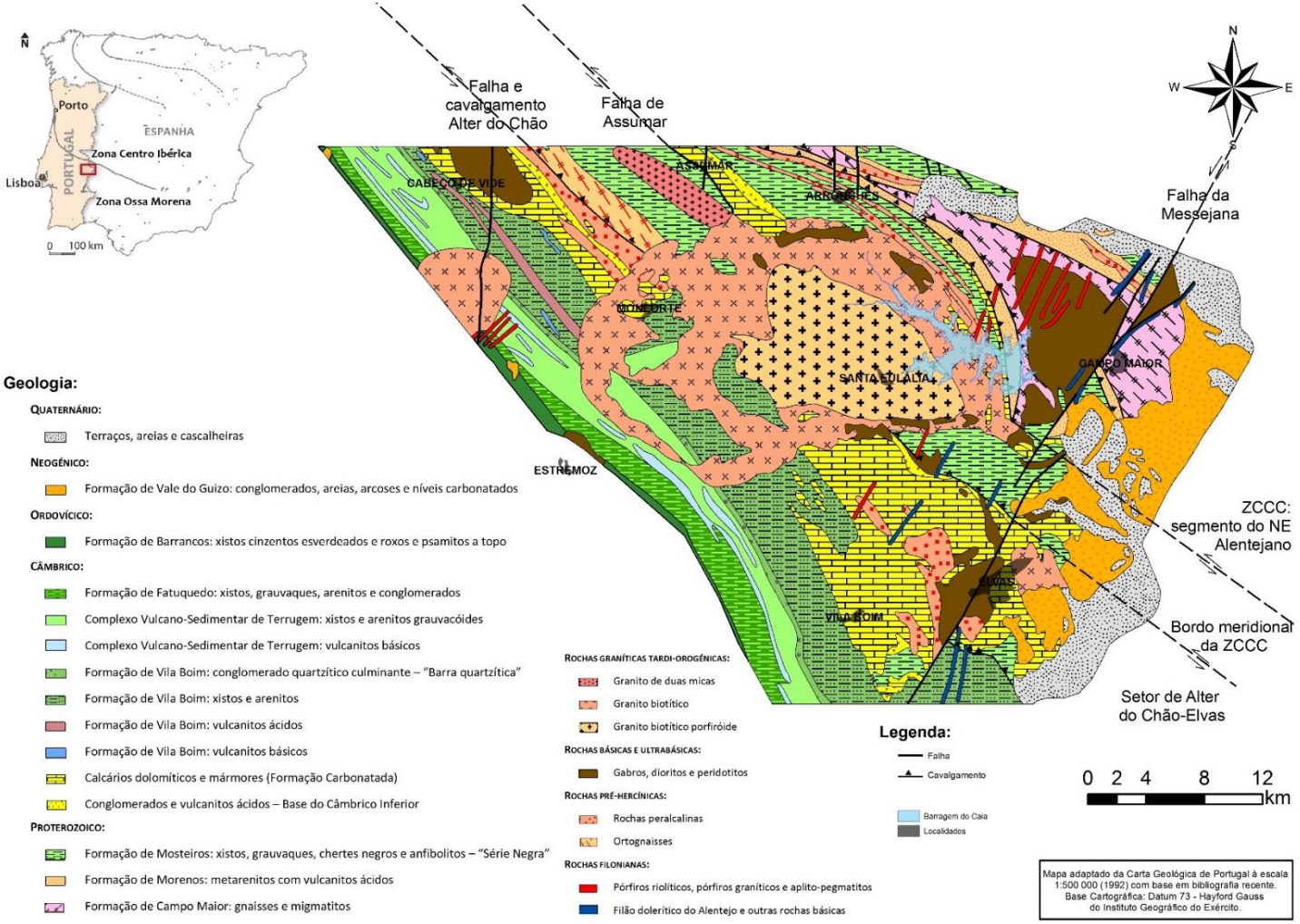


Figura 19 - Mapa geológico do CPSE e encaixante.

iii) PARÂMETROS MAGNÉTICOS DO ENCAIXANTE

ANISOTROPIA DA SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA – ASM:

A suscetibilidade magnética obtém-se através de uma sequência de medições realizadas ao longo de três direções diferentes. Assim, para cada local de amostragem, obtemos os valores dos três eixos principais do elipsoide de ASM: $K_1 \geq K_2 \geq K_3$, onde K_1, o eixo maior do elipsoide, corresponde à lineação magnética e K_3, o eixo menor, é perpendicular à foliação magnética. Com estes dados podemos ainda calcular a suscetibilidade média (K_m) de cada local de amostragem através da fórmula: $K_m=(K_1+K_2+K_3)/3$.

Para realização destas medições usou-se uma balança de suscetibilidade magnética do DGAOT-FCUP, modelo KLY4-S KAPPABRIDGE (AGICO; Fig. 20).



Figura 20 - Balança de suscetibilidade magnética - DGAOT-FCUP.

O estudo de ASM foi realizado de modo a determinar o *fabric* magnético dos granitoides do CPSE e rochas encaixantes. Este estudo baseou-se em 76 estações de amostragem: 29 no G0, 27 no G1, 5 no Grupo-M e 15 nos *roof pendants* e encaixante (N=637), contudo aqui apenas irão ser tratados os dados relativos aos *roof pendants* e encaixante uma vez que é nestas as litologias que se pretende focar grande parte do nosso estudo (Tab. 2).

Tabela 2 - Dados relativos ao estudo ASM para *roof pendants* e rochas encaixantes.

Locais de amostragem	Litologia	Km × 10^{-6} SI	P%	T	K1		K3		Foliação
					dir	inc	dir	inc	
Af3.0Maf	*Roof pendants*	450,7	7,9	0,178	37	43	238	45	N148; 45 NE
ASM 026	*Roof pendants*	717,8	1,3	-0,356	235	8	346	68	N076; 22 SE
ASM J58	*Roof pendants*	290,8	1,9	0,447	*	*	204	33	N114; 57NE
ASM 116	*Roof pendants*	239,9	4,4	0,215	178	74	339	15	N069; 75 SE
ASM 125	*Roof pendants*	139,9	0,8	0,151	83	52	331	16	N061; 74 SE
ASM 124	*Roof pendants*	332,3	1,5	0,622	234	63	120	6	N030; 84 NW
Af6.0Enc	Encaixante	474,8	7,7	0,455	325	49	57	2	N147; 88 SW
ASM 027	Encaixante	364,8	18,3	0,478	317	48	47	0	N137; 90
ASM JD1	Encaixante	30,3	6,1	-0,359	256	14	351	20	N081; 70SE
ASM 110	Encaixante	192,6	13,1	0,312	303	42	63	28	N153; 62 SW
ASM 111	Encaixante	432,1	2,8	0,487	279	46	31	19	N121; 71 SW
ASM 115	Encaixante	189,4	5,1	-0,084	155	16	62	10	N152; 80 SW
ASM 120	Encaixante	14623,8	5,3	0,050	130	53	243	17	N153; 73NE
ASM 123	Encaixante	18672,0	12,7	0,532	3	18	264	25	N174; 65 NE
ASM 118	Encaixante	55,9	2,5	0,481	159	4	250	13	N160; 77 NE

Segundo Sant'Ovaia (2012a), os valores da suscetibilidade média para as litologias do encaixante e *roof pendants* revelaram-se muito heterogéneos, entre 55,9 e 717,8 x 10^{-6} SI, os quais se devem à grande variedade de litologias meta-ígneas e metassedimentares existentes na área em estudo (Fig. 21).

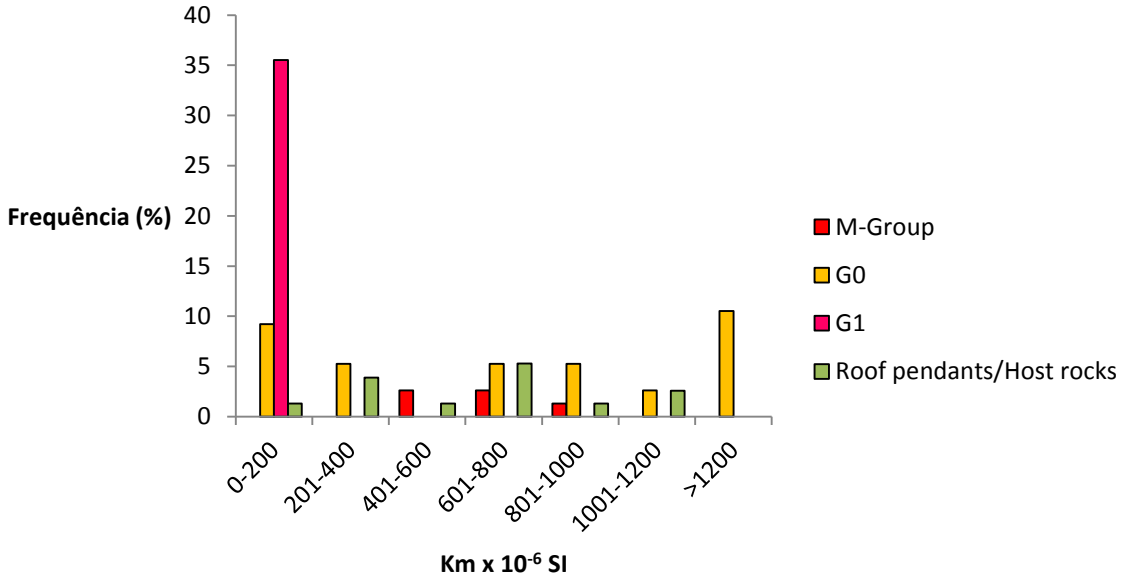


Figura 21 - Histograma de frequência dos valores de suscetibilidade magnética para granitos (Fácies G0 e G1), Grupo-M, *Roof pendants*/encaixante.

A anisotropia magnética (P%) e o parâmetro de forma (T), expressos na figura 22, também nos dão informações importantes.

Analisando os resultados obtidos para as litologias do encaixante/*roof pendants*, verifica-se que possuem valores de P% entre 0,8 e 18,3%. Relativamente ao parâmetro de forma, este pode variar entre -1 (elipsoides constritos) e 1 (elipsoides achatados), tendo-se neste estudo obtido valores de T entre -0,359 e 0,622.

Tendo em consideração os resultados obtidos assim como através da observação da figura 22, pode comprovar-se que os resultados obtidos para as litologias do encaixante e *roof pendants* são bastante dispersos, o que indica que nesta área existe uma grande heterogeneidade de litologias com composição muito distinta (Sant'Ovaia *et al*., 2012a).

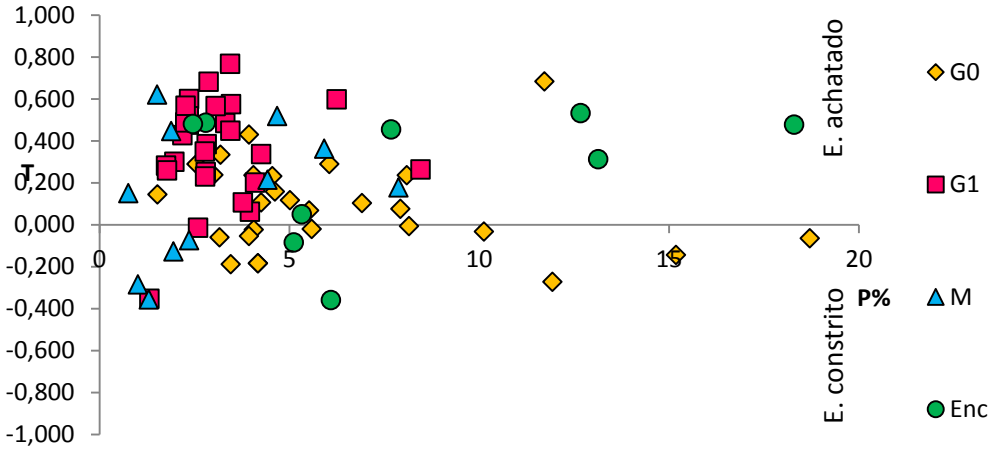


Figura 22 - Parâmetro de forma [T] e Anisotropia magnética [P=(Kmax/Kmin-1)x100] dos granitos (fácies G0 e G1), Grupo-M e Encaixante/*roof pendants*.

Sabendo que a lineação magnética é paralela ao K_1 e que a foliação magnética é perpendicular aos valores de K_3 determinou-se o *fabric* magnético para as rochas meta-ígneas e metassedimentares da área envolvente ao CPSE (Fig. 23) e *roof pendants* (Fig. 24).

Observando os estereogramas das figuras 23 e 24 verifica-se que os dados são muito heterogéneos, o que sugere a existência de uma grande diversidade litológica nesta área, evidenciando-se porém, uma foliação de tendência regional NW-SE, o que está de acordo com a direção das estruturas envolventes.

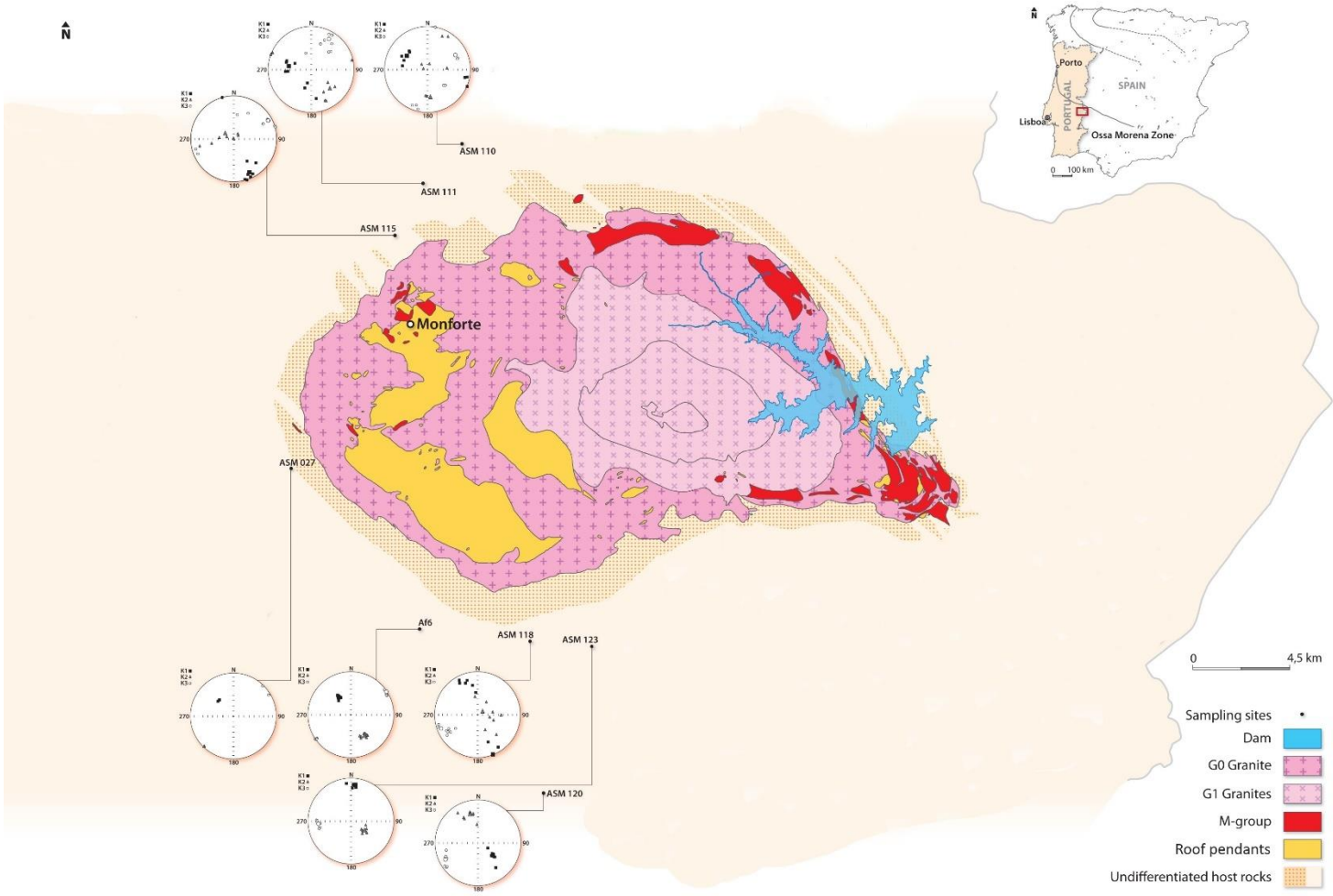


Figura 23 - Estereogramas das litologias do encaixante, relativos aos três eixos do elipsoide de ASM (projeção de *Schmidt* no hemisfério inferior): K1 - quadrados, K2 - círculos e K3 – triângulos.

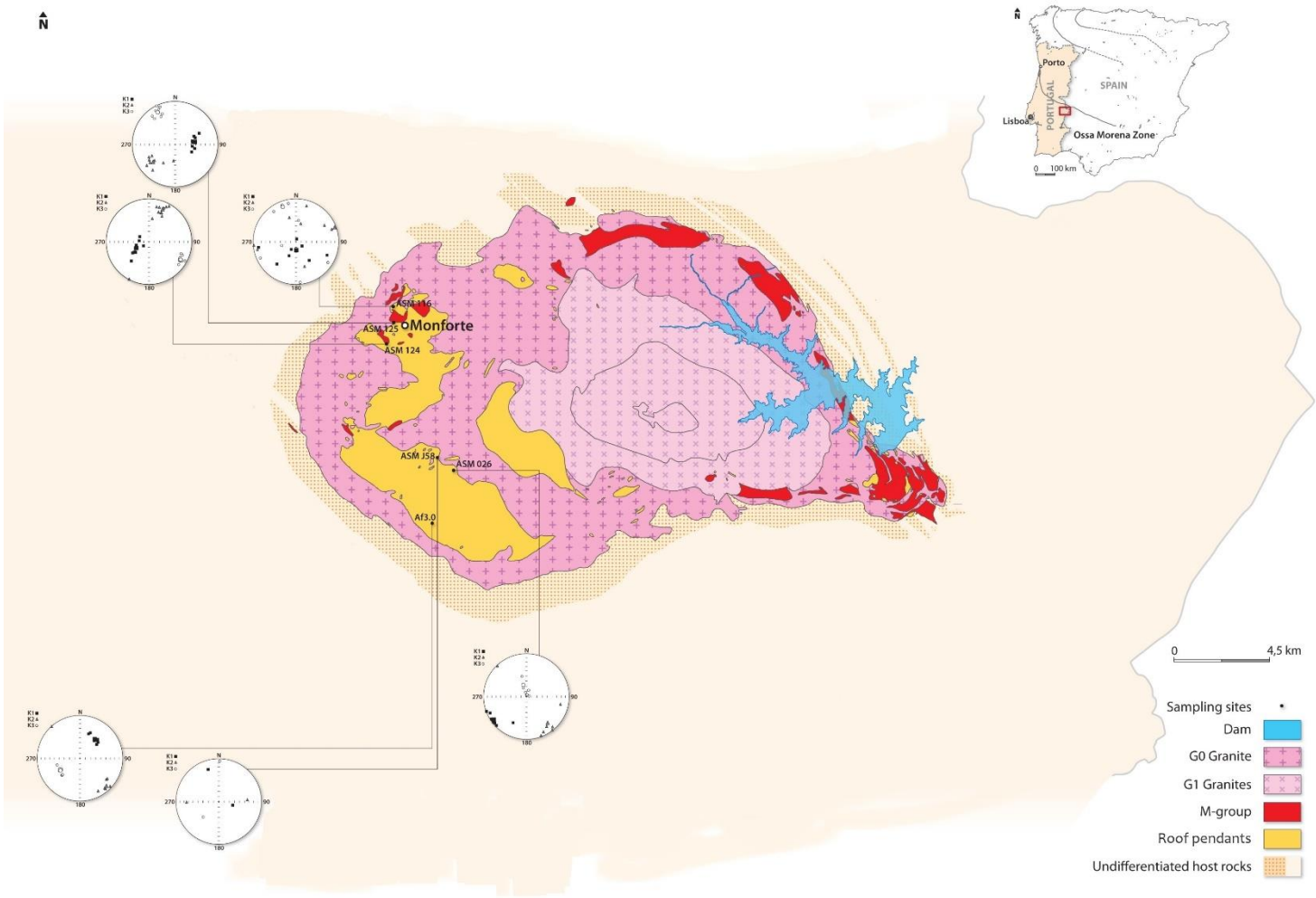


Figura 24 - Estereogramas das litologias dos *roof pendants*, relativos aos três eixos do elipsoide de ASM (projeção de Schmidt no hemisfério inferior): K1 - quadrados, K2 - círculos e K3 – triângulos.

MAGNETIZAÇÃO REMANESCENTE ISOTÉRMICA – MRI

A Magnetização Remanescente Natural (MRN) é a magnetização remanescente que a rocha apresenta antes se ser submetida, em laboratório, a qualquer processo de magnetização/desmagnetização e depende do campo geomagnético e dos processos geológicos atuantes na formação da mesma. Por sua vez, a Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) consiste na aplicação de campos magnéticos unidirecionais de grande intensidade (até cerca de 1T). Esta técnica pode ser aplicada a temperatura constante ou, por norma, à temperatura ambiente.

Os valores da MRI foram medidos num magnetómetro *Minispin Molspin* (Fig. 25A) e os campos foram aplicados com um magnetizador de pulsos *Molspin* (Fig. 25B) à temperatura ambiente, até um máximo de 1T e um campo inverso até -1T. Ambos os aparelhos usados neste estudo pertencem ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

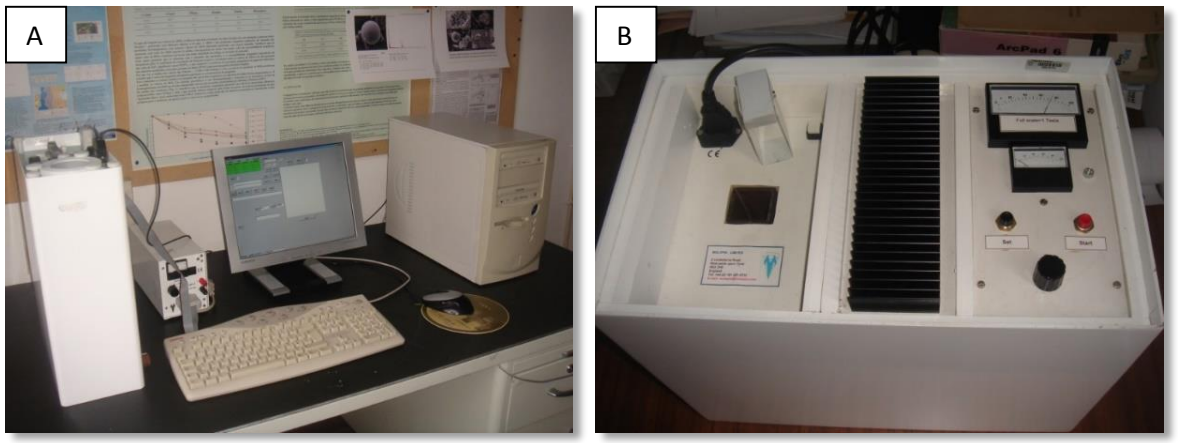


Figura 25 – (A) Aparelho *Molspin magnetometer*; (B) Equipamento de aplicação dos campos magnéticos, *Molspin*.

Estas medições foram realizadas de modo a obter as curvas de aquisição MRI e -MRI de estações de amostragem localizadas no encaixante e *roof pendants* do CPSE, nomeadamente: Af 3.0Maf, Af 6.0, ASM 026, ASM 027, ASM JD1 e ASM J58.

A estas amostras foram aplicados campos unidirecionais de intensidades iguais a 0, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 500, 700, 900, e por fim, a 1000 mT. Posteriormente, na posição oposta, aplicaram-se campos com as mesmas intensidades, ou seja, campos de intensidade 0, -25, -50, -75, -100, -150, -200, -250, -300, -500, -700, -900, e -1000 mT. O valor da MRI a 1T foi definido como a MRI de saturação (SIRM; Figuras 26 a 31 e Anexo II).

Em resultado destas medições realizaram-se alguns gráficos relativos às curvas de aquisição MRI, onde se projetou em abcissas o valor do campo aplicado de -1T até

1T e em ordenadas o valor da MRI normalizado para o valor de MRI de saturação, ou seja, MRI/SIRM.

Analisando os gráficos obtidos verifica-se que apenas duas das amostras em análise saturam para o campo de 1T, sendo elas as amostras ASM 26 (anfibolito da Formação de Vila Boim; Fig. 26) e ASM 27 (filito do Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem; Fig. 27). Estas amostras, como saturam, são compatíveis com a existência de estruturas do tipo magnetite.

Já as restantes amostras, nomeadamente as amostras Af 3.0 (anfibolito do Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem; Fig. 28), Af 6.0 (filito da Formação de Barrancos; Fig. 29), ASM JD1 (mármore da Formação Carbonatada; Fig. 30) e ASM J58 (corneana pelítica da Formação de Vila Boim; Fig. 31), não saturam para campos a 1T, o que evidencia a existência de poucos ou nenhuns minerais ferromagnéticos.

Relativamente aos valores de SIRM, são também muito heterogéneos, pelo que apresentam uma grande amplitude de valores dentro das litologias pertencentes quer aos *roof pendants*, quer ao encaixante do CPSE (Tab. 3).

Tabela 3 - Valores de SIRM das amostras em estudo.

Amostra	Localização	SIRM (A/m)
Af 3.0	*Roof pendants*	0,062
ASM 26	*Roof pendants*	0,007
ASM J58	*Roof pendants*	0,875
Af 6.0	Encaixante	20,776
ASM 27	Encaixante	0,096
ASM JD1	Encaixante	0,011

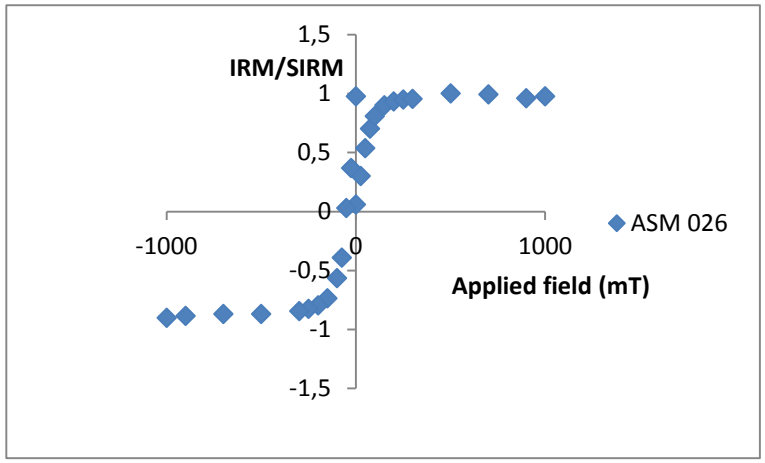


Figura 26 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM 026.

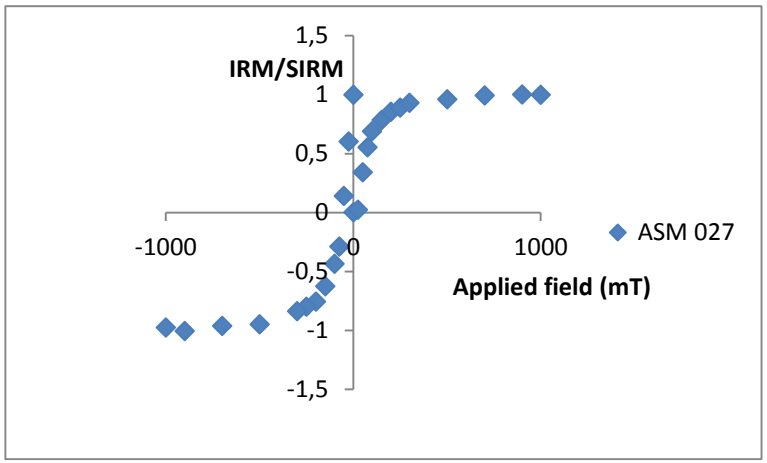


Figura 27 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM 027.

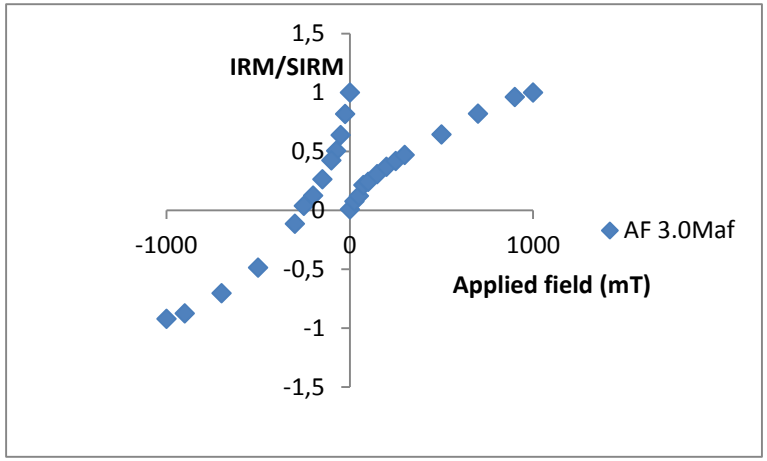


Figura 28 - Curvas de aquisição da MRI da amostra Af 3.0Maf.

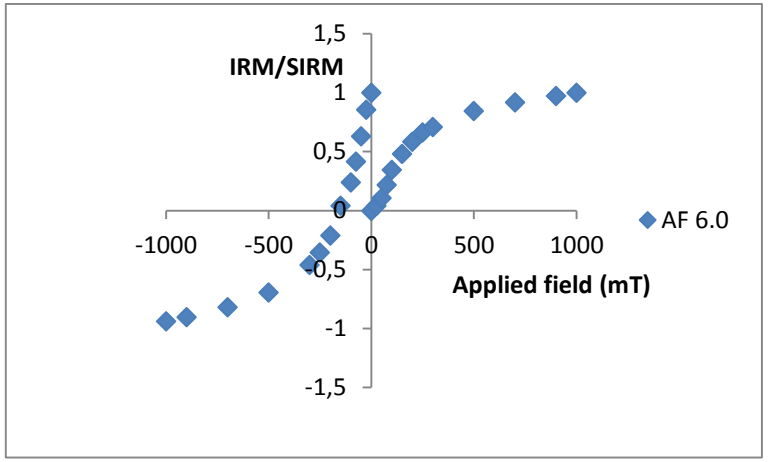


Figura 29 - Curvas de aquisição da MRI da amostra Af 6.0.

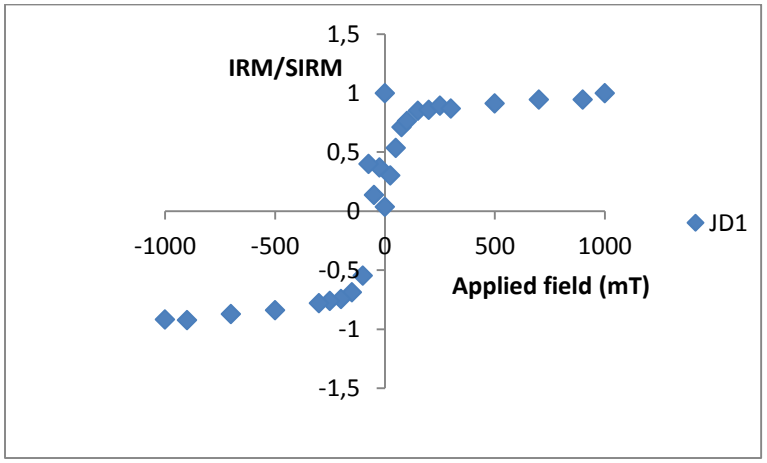


Figura 30 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM JD1.

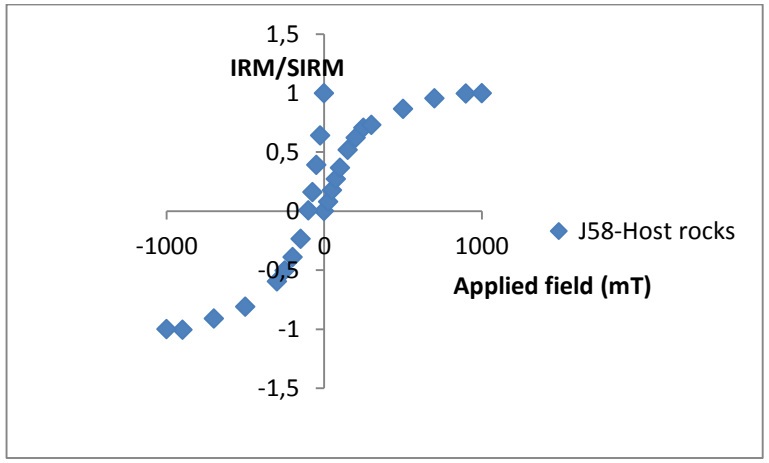


Figura 31 - Curvas de aquisição da MRI da amostra ASM J58.

ESTUDO PETROGRÁFICO

V. ESTUDO PETROGRÁFICO

O estudo petrográfico foi uma das etapas mais importantes neste estudo utilizando-se para isso o microscópio petrográfico de transmissão e a lupa binocular da marca *Leica*, ambos acoplados a uma maquina fotográfica permitindo deste modo obter fotografias, devidamente identificadas e com inserção de escala (Fig. 32).

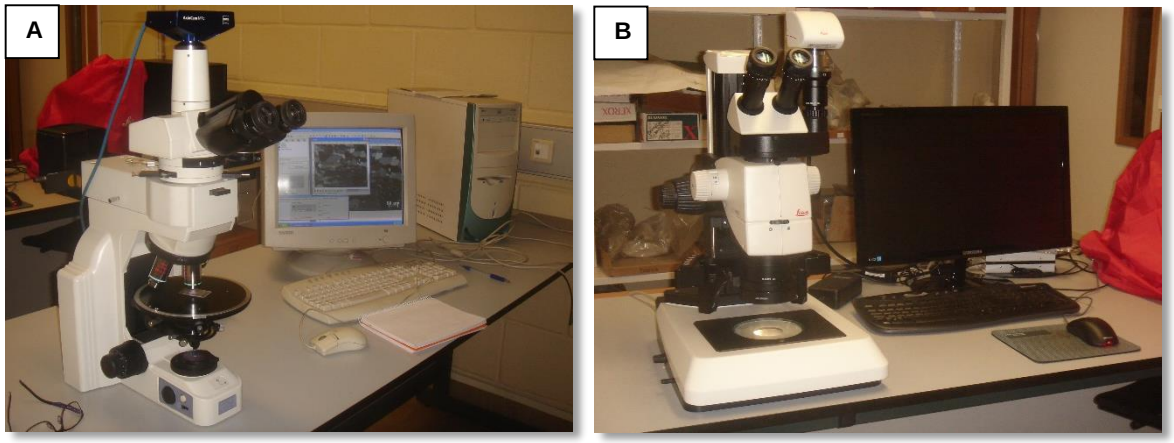


Figura 32 - Equipamentos utilizados para o estudo petrográfico: (A) Microscópio, (B) Lupa binocular.

A área envolvente do CPSE é bastante complexa, contemplando diversas litologias e sistemas de falhas. Na figura 33, identificam-se as unidades litológicas assim como alguns dos acidentes presentes nesta área, nomeadamente a NW do CPSE a Falha de Assuma e a Falha e Cavalgamento de Alter do Chão que irão intersetar a SE a Falha da Messejana.

Este estudo baseou-se em 18 locais de amostragem, correspondentes a 23 lâminas no total (Fig.33). No que diz respeito às litologias, as rochas do encaixante do CPSE são compostas por rochas metamórficas, de baixo e alto grau, datadas desde o Proterozoico Superior até ao Paleozoico.

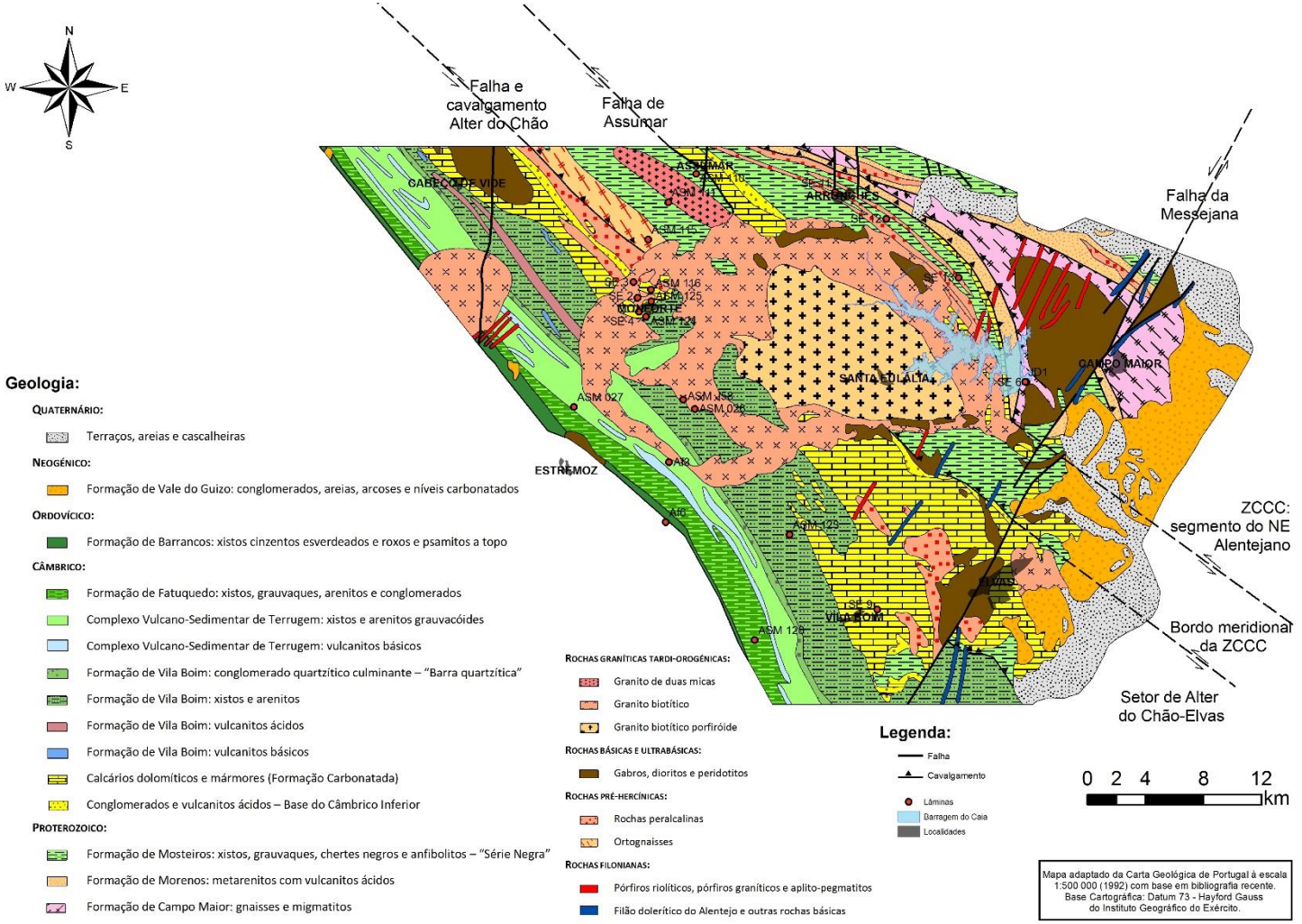


Figura 33 - Mapa de amostragem relativo ao estudo petrográfico.

Para que a descrição petrográfica não seja exaustiva, e também devido ao facto de termos amostras muito diversas, decidiu-se fazer neste capítulo uma breve abordagem às litologias estudadas, sendo esta caracterização complementada com documentos em Anexo nomeadamente com o documento "Descrição petrográfica do encaixante de Santa Eulália" (Anexo III) e com a "Tabela de síntese do estudo petrográfico" (Anexo IV).

i) AMOSTRAGEM NA ZONA DE CISALHAMENTO COIMBRA-CÓRDOVA

No setor NE da zona de cisalhamento de Alter do Chão, mais precisamente na Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova (Segmento do NE Alentejano e Bordo meridional da ZCCC), encontram-se unidades litostratigráficas de baixo e alto grau metamórfico.

As unidades litostratigráficas de baixo grau metamórfico, nomeadamente da Série Negra (SE 6a) e da Formação Carbonatada (SE 6b, SE 6c e ASM JD1), são compostas por rochas siliciclásticas e carbonatadas. Adjacente a estas litologias de baixo grau, verifica-se a existência de rochas de alto grau metamórfico e muito tectonizadas, nomeadamente algumas litologias pelíticas (ASM 110) e anfibolitos (ASM 111) da Série Negra, assim como rochas peralcalinas (SE 13a e SE 13b).

- **Rochas Peralcalinas**

As rochas peralcalinas, nomeadamente as amostras SE 13a e SE 13b, localizam-se a norte do CPSE, muito próximo da intrusão granítica, na ZCCC – segmento do NE Alentejano (Fig. 33).

São ambas corneanas, indicando que tenham sido alvo de metamorfismo de alto grau, ou seja, metamorfismo térmico.

Texturalmente são classificadas como granoblásticas heterogranulares, sendo porém distintas a nível de caracterização macroscópica. Assim, macroscopicamente, a amostra SE 13a possui uma estrutura homogénea não orientada (Fig. 34), enquanto a SE 13b possui uma estrutura dobrada (Fig. 38), com geometria nodular, onde o dobramento é marcado por bandas de diferente composição e a envolvente do nódulo possui uma estrutura equivalente à SE 13a, ou seja, homogénea e sem orientação preferencial.

Em termos mineralógicos (Figs. 34 a 41) possuem algumas semelhanças, nomeadamente entre a amostra SE 13a e a envolvente do nódulo na SE 13b. Relativamente ao nódulo da SE 13b, este já é um pouco diferente. Pormenorizando:

- Amostra **SE 13a**: clinopiroxena, escapolite, epídoto, calcite, riebequite, quartzo, feldspato potássico pertítico, plagioclase e opacos;
- Amostra **SE 13b**: no encrave observa-se riebequite, epídoto, clinozoizite, quartzo, escapolite, apatite, feldspato potássico, plagioclase e opacos; já na envolvente do nódulo encontra-se quartzo, calcite, clinopiroxena, epídoto, riebequite, feldspato e opacos.

Estampas da amostra SE 13a

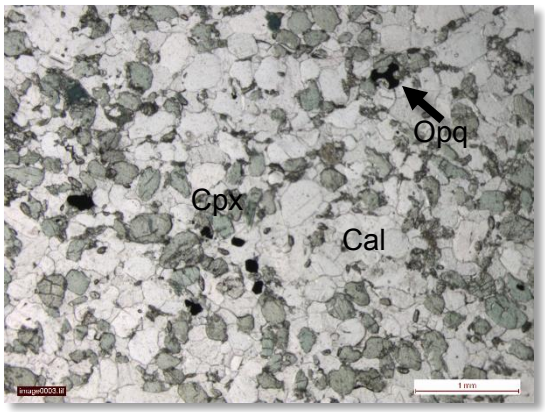
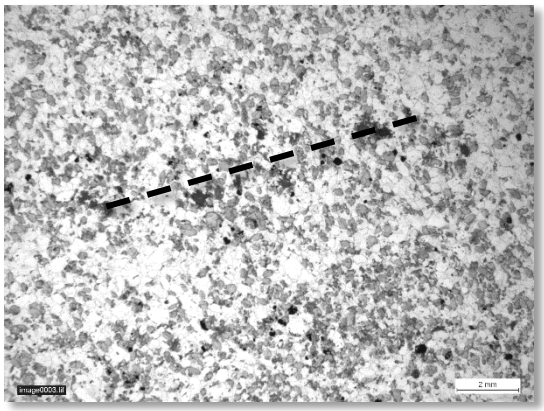


Figura 34 - Estrutura homogénea não orientada.


Figura 35 - Filonete de anfíbola, marcado com a linha a tracejado.

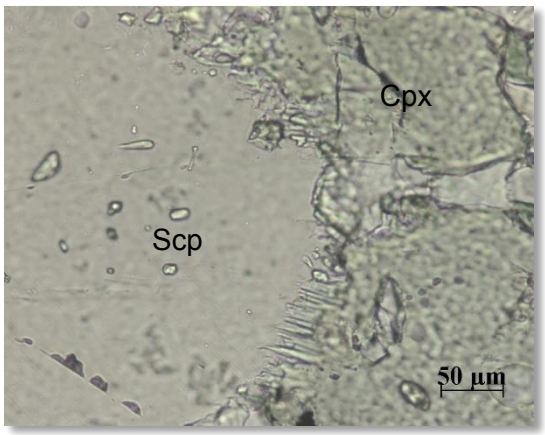


Figura 36 - Franjas simpletíticas entre a clinopiroxena e a escapolite.

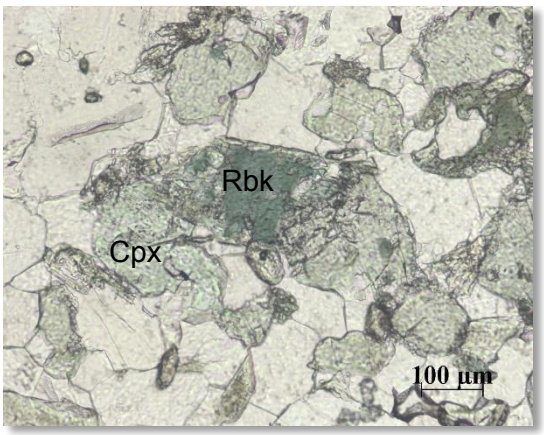


Figura 37 - Clinopiroxena a substituir a riebequite.

Estampas da amostra SE 13b

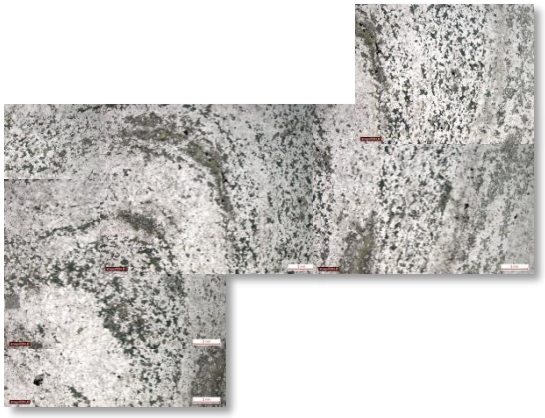


Figura 38 - Estrutura dobrada com bandas de diferente composição mineralógica.

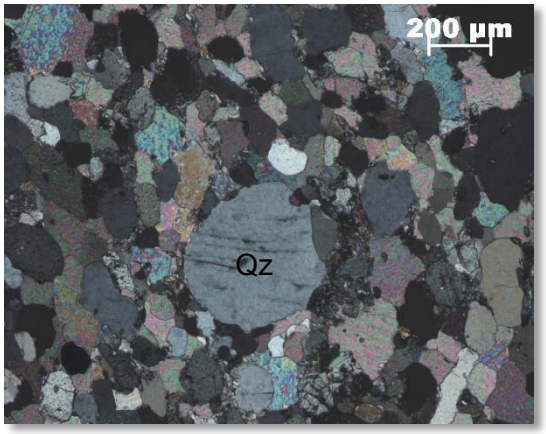


Figura 39 - Textura granoblástica heterogranular da zona envolvente ao nódulo.

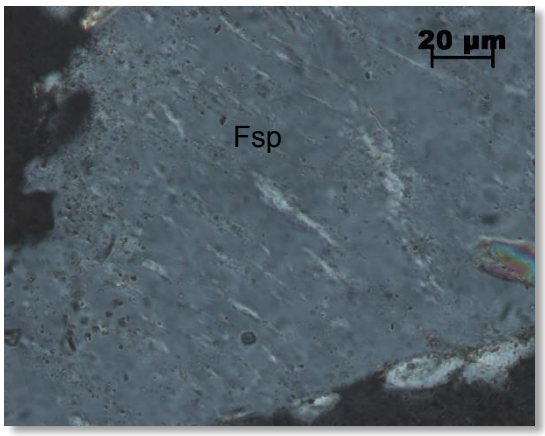


Figura 40 - Feldspato pertítico.

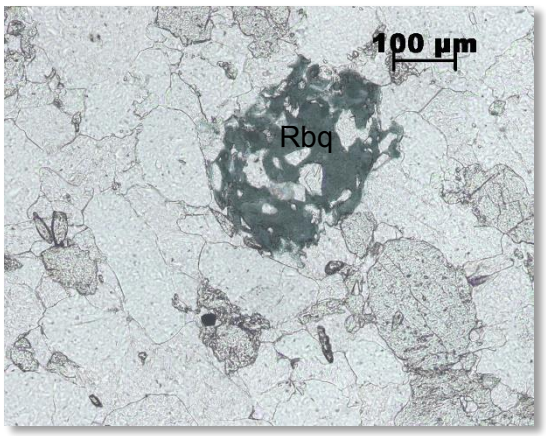


Figura 41 - Riebequite.

- **Formação de Mosteiros – Série Negra**

Da Série Negra foram estudadas quatro lâminas mas apenas três pertencem à ZCCC, sendo elas: SE 6a, ASM 110 e ASM 111.

A amostra SE 6a pertence à ZCCC – segmento do NE Alentejano e a ASM 110 e ASM 111 estão localizadas a norte do CPSE e junto ao contacto com uma intrusão de granito de duas micas, em Assumar, pertencendo ao bordo meridional da ZCCC.

Duas delas são rochas pelíticas (SE 6a e ASM 110) e a ASM 111 é um anfibolito. Todas apresentam anisotropia e apresentam um bandado composicional (Figs. 42, 45 e 51). Contudo, texturalmente são distintas: a amostra SE 6a (filito), possui uma textura grano-lepidoblástica (Fig. 44); a ASM 110 (rocha pelítica tectonizada), apresenta uma textura granoblástica heterogranular poligonal (Fig. 46) e por fim, a textura da ASM 111

(anfibolito ou xisto anfibólico) é nematoblástica (Fig. 52). A textura, assim como a composição mineralógica destas litologias permitiram tirar conclusões acerca do tipo de metamorfismo. Assim, pensa-se que a primeira esteve sujeita a um efeito térmico de baixa temperatura, ao contrário das restantes que apresentam características de alto grau metamórfico. Este efeito térmico pode ser resultado da proximidade ao granito de duas micas ou, no caso da ASM 110, à eventual circulação de fluidos hidrotermais na, também próxima, falha de Assumar.

. Mineralogicamente apresentam algumas diferenças (Figs. 42 a 54), a saber:

- Amostra **SE 6a**: quartzo, moscovite, biotite incipiente e alguma turmalina;
- Amostra **ASM 110**: quartzo, moscovite, clorite, plagioclase, biotite incipiente, esfena-leucoxena e opacos;
- Amostra **ASM 111**: anfíbola, plagioclase, esfena, epídoto, quartzo e calcite.

Estampas da amostra SE 6a

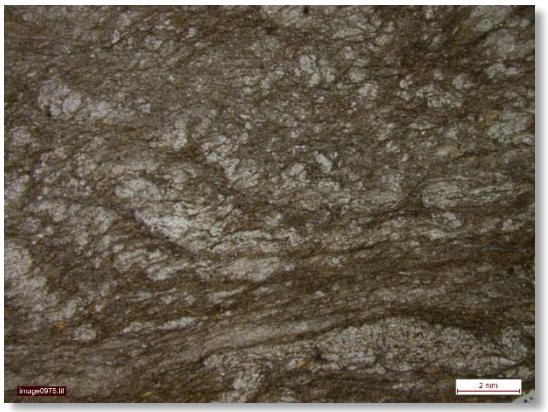


Figura 42 - Foliação subparalela ao bandado composicional

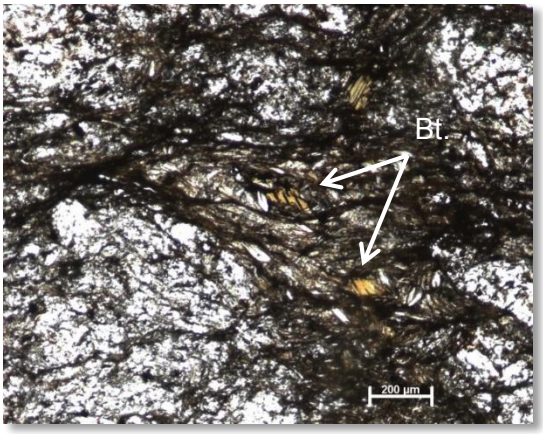


Figura 43 - Blastese incipiente de biotite.

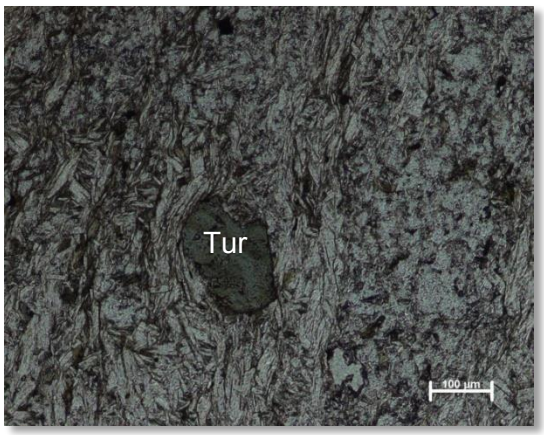


Figura 44 - Cristal de turmalina disperso numa matriz quartzo-moscovítica.

Estampas da amostra ASM 110



Figura 45 - Estrutura orientada e bandado composicional.

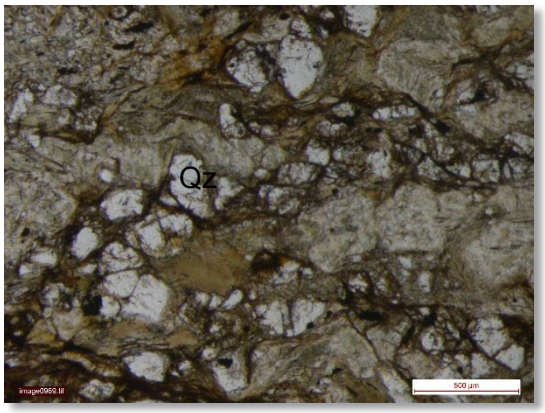


Figura 46 - Textura granoblástica heterogranular e poligonal.

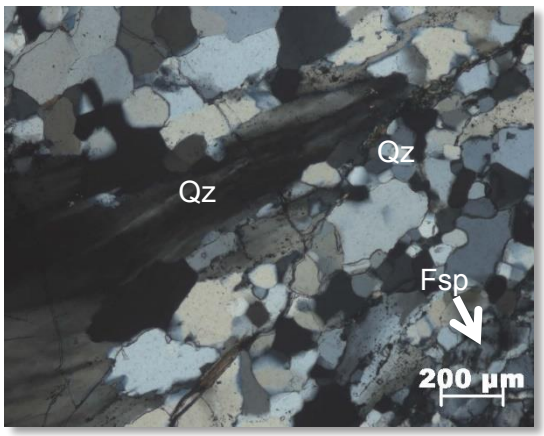


Figura 47 - Quartzo com lamelas de deformação e quartzo poligonal à volta; no canto inferior direito vê-se feldspato associado a quartzo.

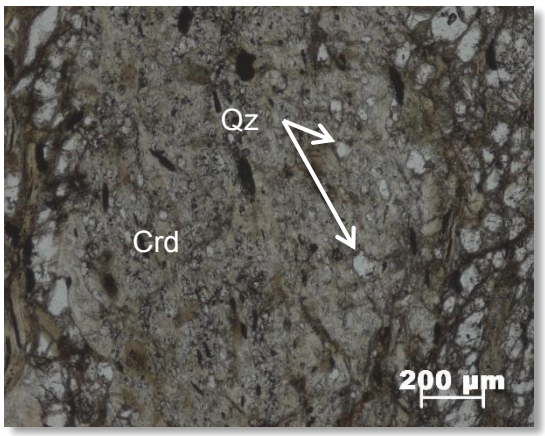


Figura 48 - Porfiroblasto poicilítico de cordierite com inclusões de quartzo.

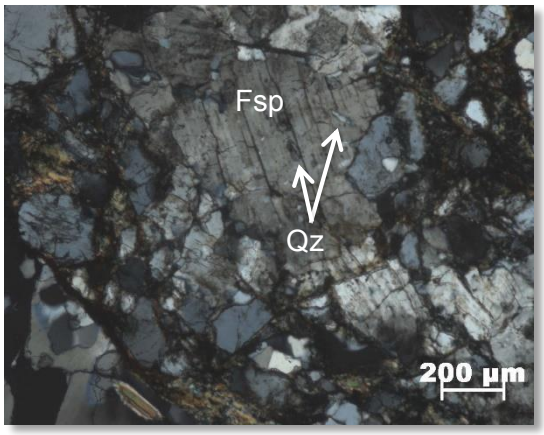


Figura 49- Feldspato com inclusões de quartzo

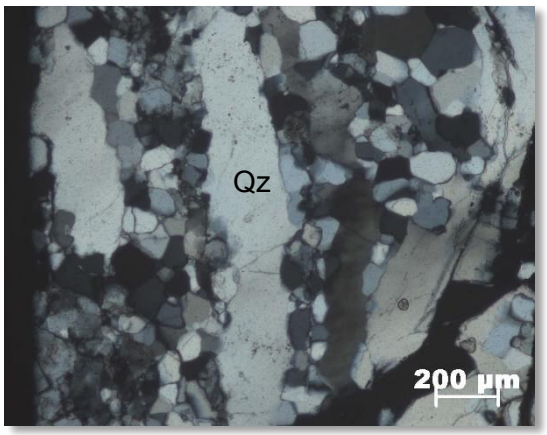


Figura 50 - Pormenor dos *ribbon* de quartzo.

Estampas da amostra ASM 111



Figura 51 - Rocha bandada com fratura não preenchida.

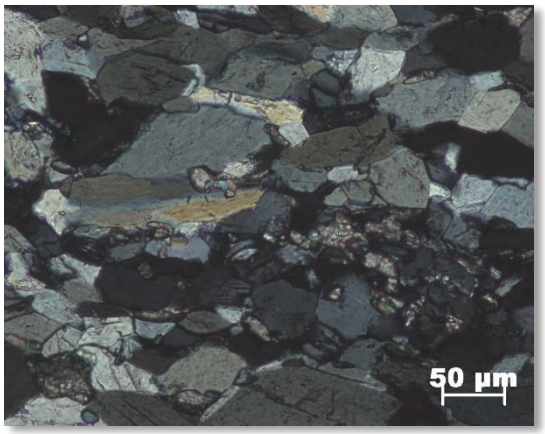


Figura 52 - Textura nematoblástica.

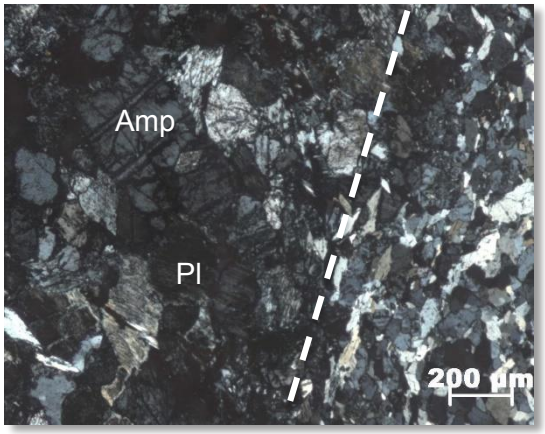


Figura 53 - Faixas com textura mais grosseira, à esquerda da linha, e faixa com grãos de menores dimensões.

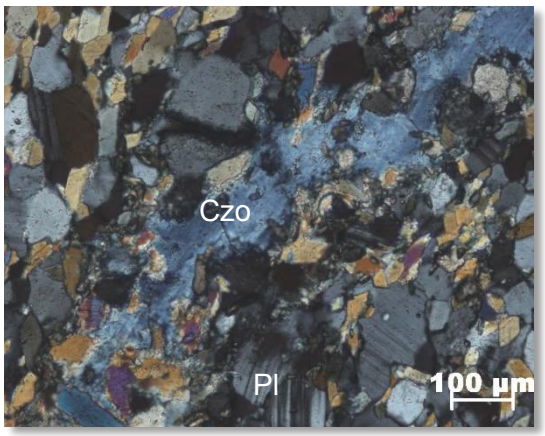


Figura 54 - Clinozoizite secundária a definir veios.

- **Formação Carbonatada**

A formação carbonatada é a unidade litostratigráfica da qual temos mais locais de amostragem, havendo no total oito lâminas situadas em locais distintos.

Nesta área estudamos as amostras SE 6b, SE 6c e ASM JD1 pertencem à ZCCC – segmento do NE Alentejano e, apesar de se localizarem a poucos metros a este da intrusão do granito de Santa Eulália, não apresentam efeitos metassomáticos.

A amostra SE 6b é uma rocha calcossilicatada e a SE 6c é um mármore impuro de baixo grau metamórfico. São muito semelhantes, pelo que estruturalmente são rochas compactas, de granularidade visível e homogénea, apresentando porém um bandado composicional (Figs. 55 e 59). A nível de textura, são ambas granoblásticas heterogranulares (Fig. 59).

Relativamente à sua composição mineralógica são também muito semelhantes (Figs. 55 a 62):

- Amostra **SE 6b**: quartzo, epídoto, calcite, clorite e moscovite;
- Amostra **SE 6c**: calcite, tremolite, quartzo, epídoto, biotite e clorite.

Estampas da amostra SE 6b

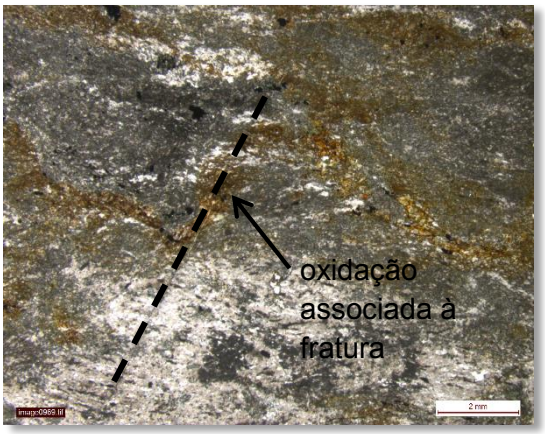


Figura 55 - Bandado composicional com oxidação associada à fratura.

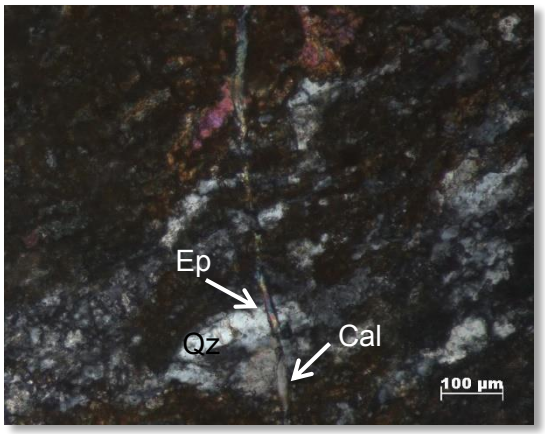


Figura 56 - Filonete preenchido essencialmente por epídoto e alguma calcite.

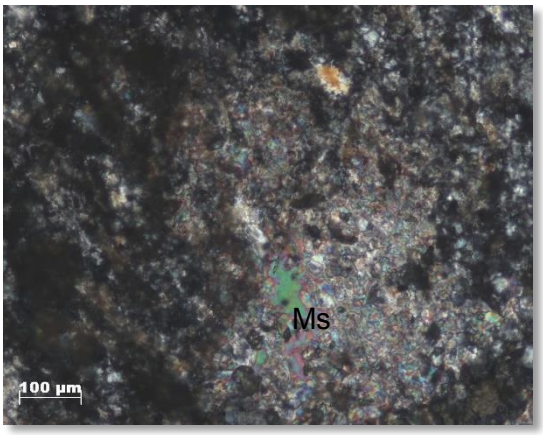


Figura 57 - Moscovite secundária associada à clorite.

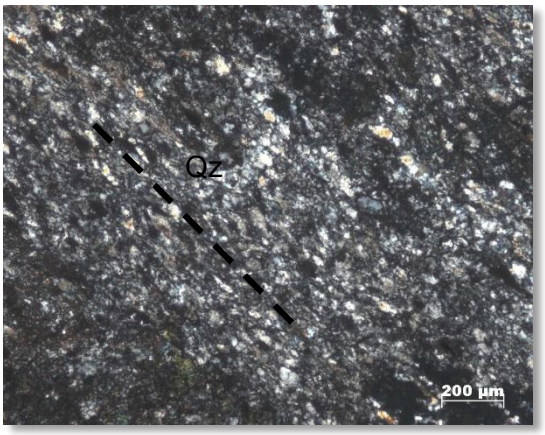


Figura 58 - Nalguns locais da amostra é possível observar alinhamentos dos grãos de quartzo.

Estampas da amostra SE 6c

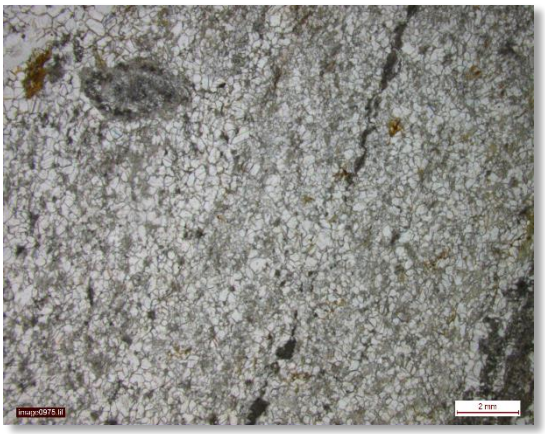


Figura 59 - Textura granoblástica marcada por grãos heterogranulares de calcite.

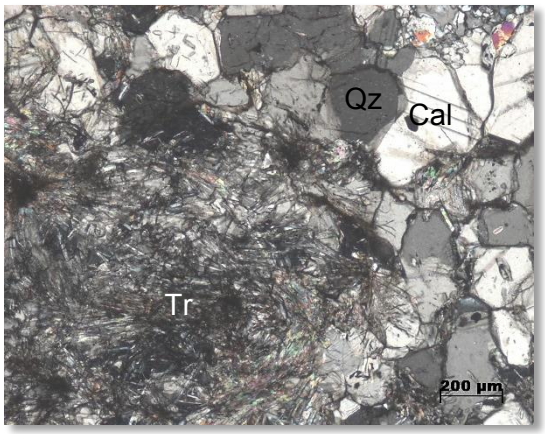


Figura 60 - Tremolite com textura fibro-radiada e grãos de quartzo e calcite.

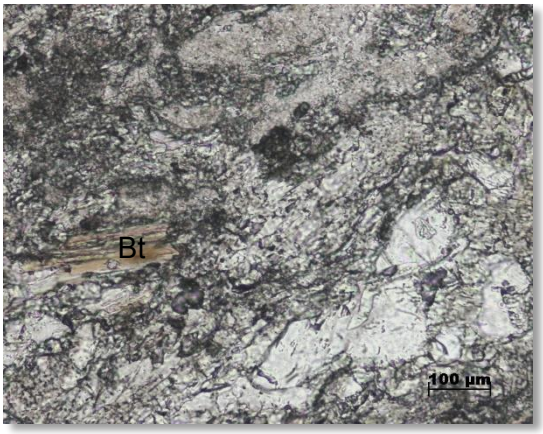


Figura 61 - Biotite a clorizitar.

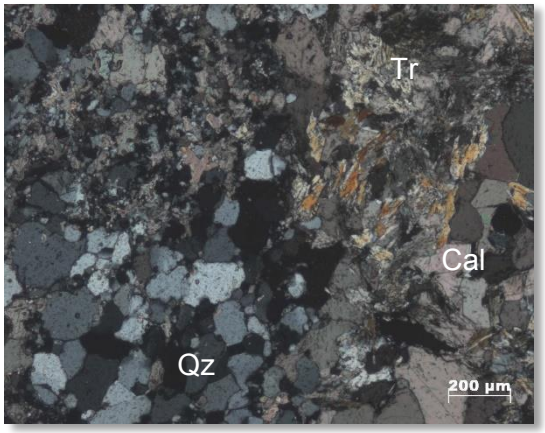


Figura 62 - Alguns dos minerais presentes nesta amostra: quartzo, calcite e tremolite.

No que diz respeito à amostra ASM JD1, também é um mármore de baixo grau metamórfico (metamorfismo regional), contudo é um pouco diferente dos anteriores.

A ASM JD1 é uma rocha homogénea, de granularidade fina e de cor branca. A sua textura é heterogranular não poligonal (Fig. 63) e relativamente à sua mineralogia apenas apresenta dois minerais (Figs. 64 e 65):

- Amostra **ASM JD1**: calcite e moscovite.

Estampas da amostra ASM JD1

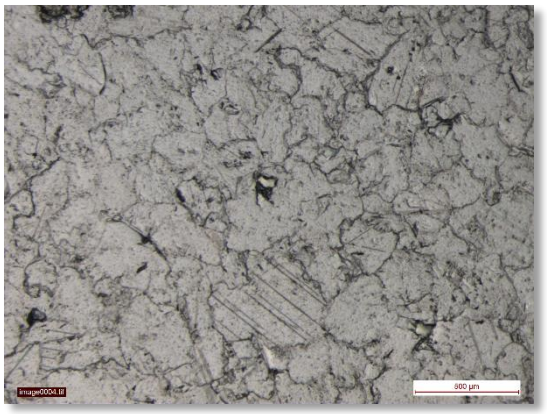


Figura 63 - Estrutura homogénea e textura heterogranular, não poligonal.

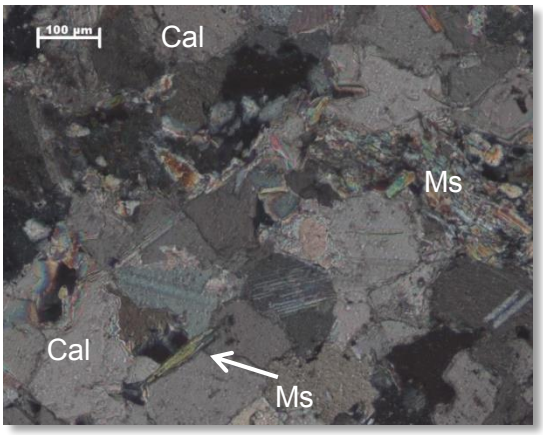


Figura 64 - Mármore sem efeitos metassomáticos; presença de calcite e moscovite.

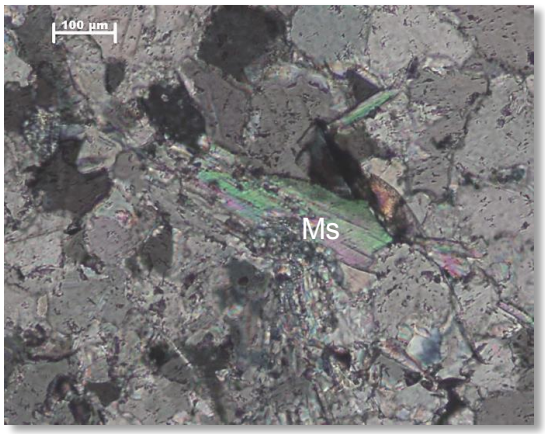


Figura 65 - Pormenor de uma lamela de moscovite.

ii) AMOSTRAGEM NO SETOR ALTER DO CHÃO-ELVAS

No Setor de Alter do Chão-Elvas, verifica-se uma sequência metassedimentar do Câmbrico e rochas meta-vulcânicas de baixo e alto grau, incluindo rochas quartzo-pelíticas, carbonatadas e rochas vulcânicas.

Todas as amostras estudadas nos *roof pendants* apresentam características de metamorfismo térmico, independentemente das litologias a que pertencem. Assim, destas áreas estudamos anfibolitos da Série Negra (ASM 125), mármores da Formação Carbonatada (SE 4 e ASM 124) e vulcanitos básicos (SE 2), anfibolitos (ASM 26) e corneanas pelíticas da Formação de Vila Boim (ASM 116 e ASM J58).

Das litologias envolventes a sul e a SW foram estudadas amostras da Formação Carbonatada, designadamente anfibolitos (SE 9a), mármores (SE 9b) e vulcanitos ácidos (SE 9c), assim como rochas detríticas da Formação de Vila Boim (vaque quártzico - ASM 123). Relativamente ao Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem, estudamos rochas meta-básicas (anfibolito – Af 3.0) e filitos (ASM 27) e da Formação de Fatuquedo uma amostra de rocha meta-ígnea (ASM 120).

- **Formação de Mosteiros – Série Negra**

Da Série Negra estudamos quatro lâminas no total mas neste setor apenas temos a amostra ASM 125 localizada num *roof pendant*, em Monforte.

A ASM 125 é caracterizada como um anfibolito, estando totalmente recristalizado e com evidências de poligonização do quartzo, o que implica metamorfismo de contacto. Macroscopicamente é uma rocha homogénea de granularidade percetível à vista desarmada e, em termos texturais, é granoblástica heterogranular (Fig. 66).

No que diz respeito à mineralogia (Figs. 66 a 70):

- Amostra **ASM 125**: plagioclase, anfíbola, quartzo, feldspato, calcite, epídoto, apatite, esfena, clinopiroxena e clorite.

Estampas da amostra ASM 125

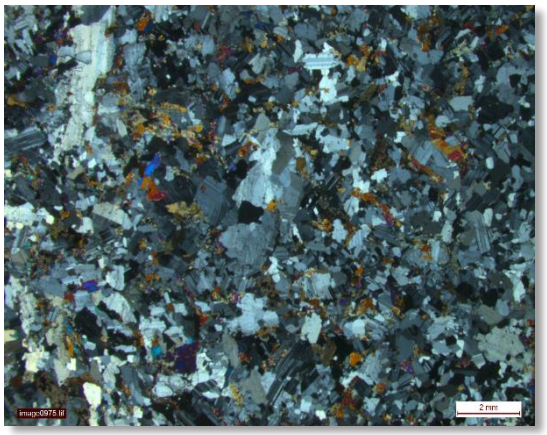


Figura 66 - Textura granoblástica heterogranular.

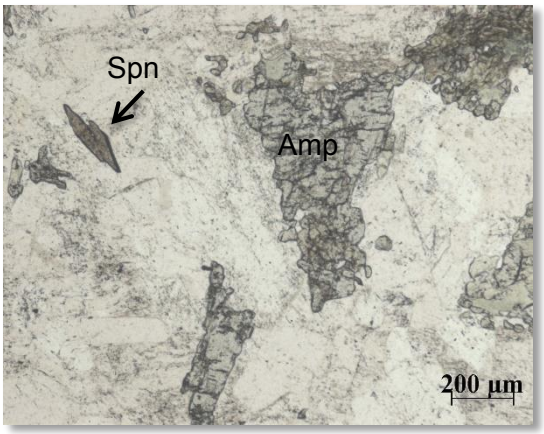


Figura 67 - Cristal de esfena, à esquerda, e anfíbola.

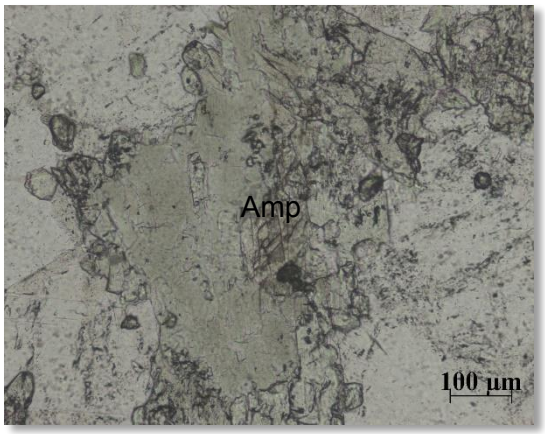


Figura 68 - Anfíbola em processo de cloritização.

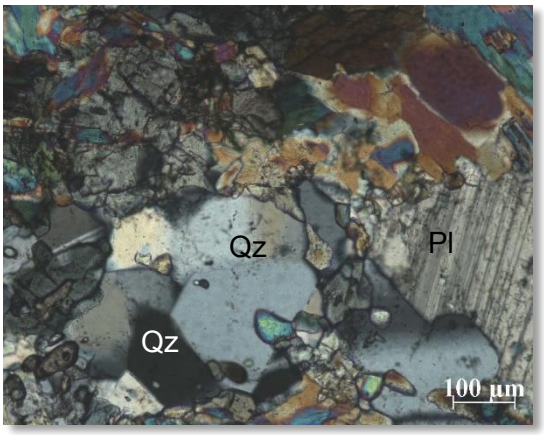


Figura 69 - Quartzo com textura metamórfica.

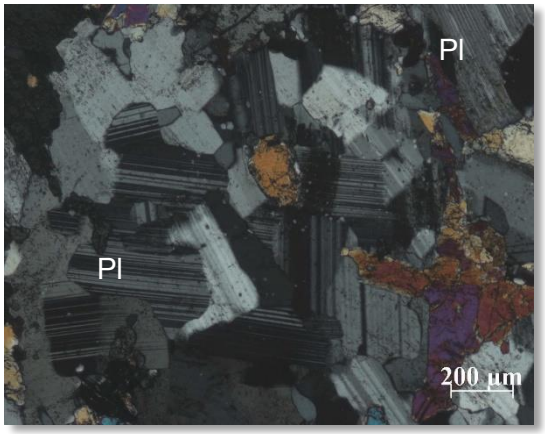


Figura 70 - Plagioclase com textura metamórfica.

- **Formação Carbonatada**

Como já foi referido, esta é a formação da qual temos mais locais de amostragem, havendo neste setor um total de cinco lâminas.

As amostras SE 9a, SE 9b e SE 9c estão localizadas longe do contacto e as amostras SE 4 e ASM 124, estão constritas num *roof pendant* metassedimentar.

Relativamente às amostras SE 9a, 9b e 9c, apesar de terem sido colhidas no mesmo ponto de amostragem apresentam algumas diferenças. Assim, a SE 9a é uma rocha meta-ígnea cloritizada, resultante de metassomatismo de um anfibolito, a SE 9b é um mármore dolomítico e, por fim, a SE 9c é caracterizada como uma rocha porfirítica ácida (vulcanito ácido intercalado na Formação Carbonatada).

Pormenorizando as características de cada uma, pode destacar-se o facto da SE 9a ser uma rocha compacta, de estrutura homogénea não orientada (Fig. 71) e de granularidade fina de cor cinzenta-esverdeada. A sua textura é heterogranular e em geral não orientada com alguma tendência fibro-radiada evidenciada pela plagioclase (Figs. 72, 73 e 74). Dispersos na amostra, e visível à vista desarmada, identificam-se alguns grãos de sulfuretos, assim como alguns filonetes calcíticos. Esta é uma rocha com efeitos térmicos pouco evidentes, apresentando localmente alguma poligonização do quartzo em pequenas vénulas.

A amostra SE 9b, classificada como um mármore dolomítico, possui uma estrutura não orientada e não homogénea, apresentando veios irregulares com algumas diferenças texturais e/ou composicionais (Fig. 75). A sua textura é granoblástica heterogranular e possui bandas de granularidade muito fina e outras de granularidade mais grosseira (Fig. 76). Este mármore evidência uma recristalização em condições de baixa temperatura, devendo as diferenças texturais e composicionais ser condicionadas pela sua estratificação.

Por último, a SE 9c é uma rocha porfirítica ácida, de estrutura homogénea mas não orientada, com fraturas irregulares de carbonatos. A sua textura é porfirítica, de uma matriz fina e com fenocristais euédricos e/ou arredondados (Figs. 79 e 80) de quartzo, plagioclase, feldspato, moscovite, clorite e calcite dispersa e secundária associada à alteração dos feldspatos. São ainda visíveis alguns agregados fibro-radiados de quartzo e feldspato (Fig. 82).

Em termos mineralógicos, evidenciam algumas semelhanças havendo porém algumas particularidades, nomeadamente (Figs. 71 a 82):

- Amostra **SE 9a**: plagioclase, clorite, calcite, epídoto, quartzo, esfena/leucoxena e opacos;
- Amostra **SE 9b**: calcite, quartzo, plagioclase, tremolite e opacos;
- Amostra **SE 9c**: quartzo, plagioclase, calcite, feldspato, moscovite e clorite.

Estampas da amostra SE 9a

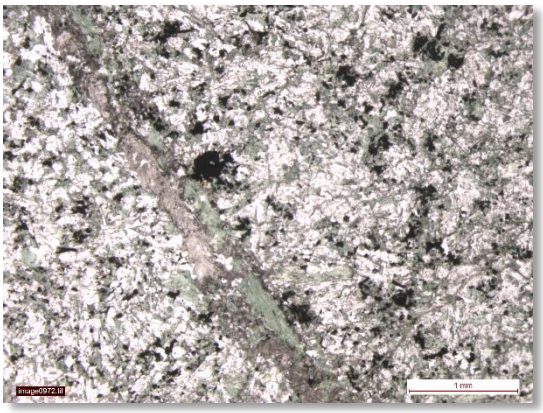


Figura 71 - Estrutura homogénea, não orientada e filonete.

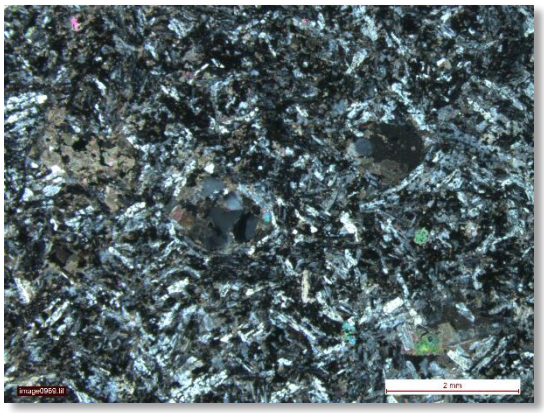


Figura 72 - Textura em geral não orientada e vesículas com preenchimento de quartzo e calcite.

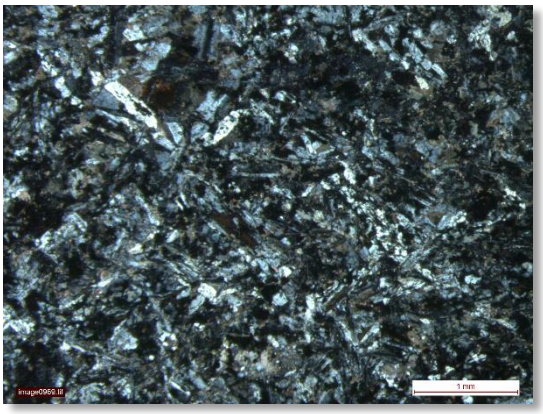


Figura 73 - Plagioclases com tendência fibro-radiada.

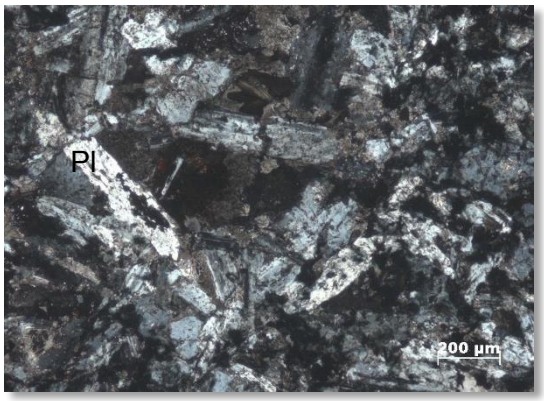


Figura 74 - Pormenor das plagioclases com textura fibro-radiada.

Estampas da amostra SE 9b

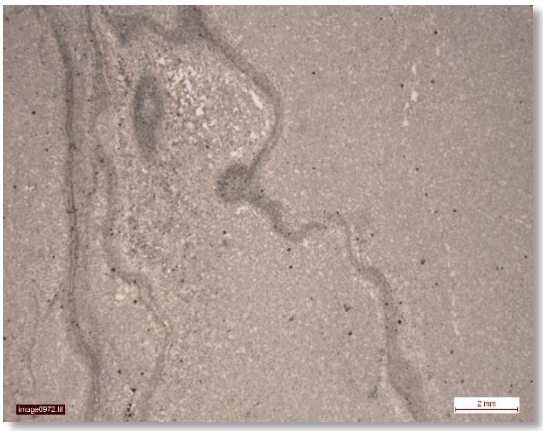


Figura 75 - Estrutura não orientada e não homogénea.

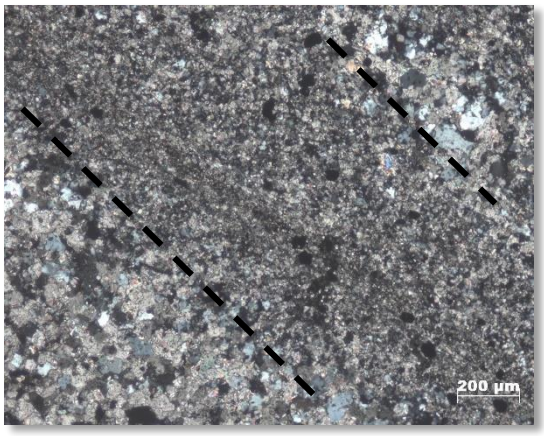


Figura 76 - Bandas de granularidade mais fina, ao centro, e de granularidade mais grosseira.

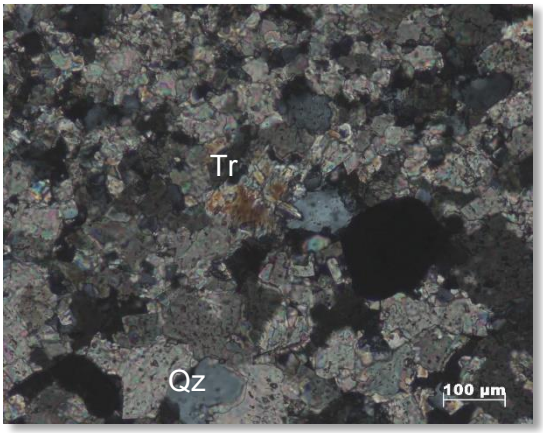


Figura 77 – Cristais esporádicos de tremolite.

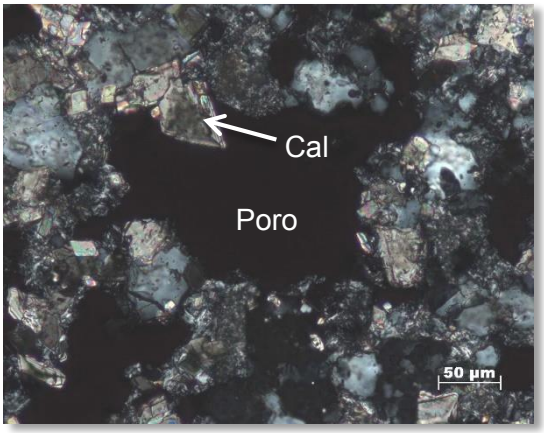


Figura 78 - Cristal euédrico de calcite no bordo do poro; Rocha muito porosa.

Estampas da amostra SE 9c

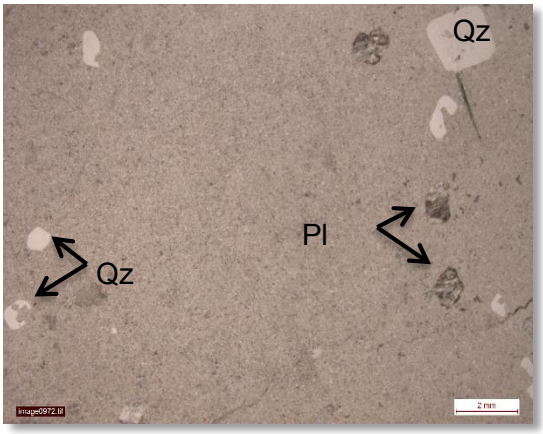


Figura 79 - Textura porfirítica da matriz fina com fenocristais euédricos e/ou arredondados.

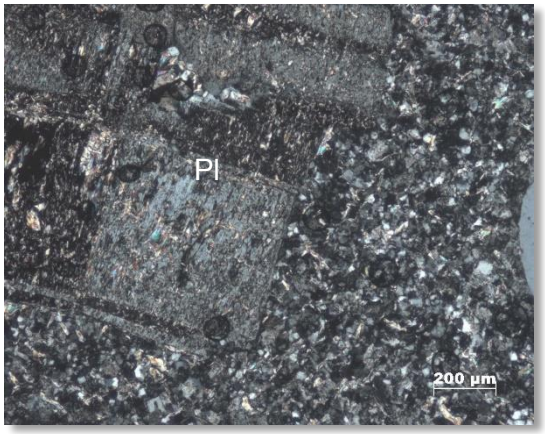


Figura 80 - Fenocristal de plagioclase moscovitizado.

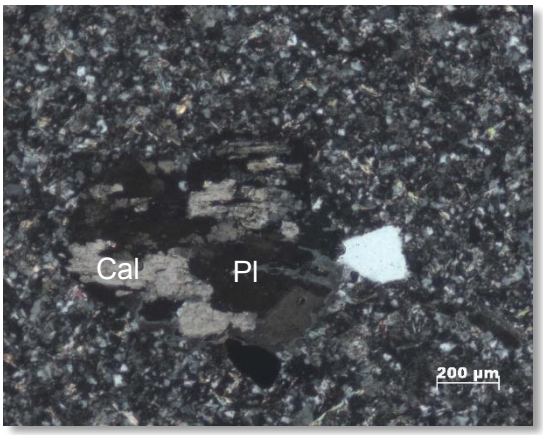


Figura 81 - Substituição quase total da plagioclase por calcite.

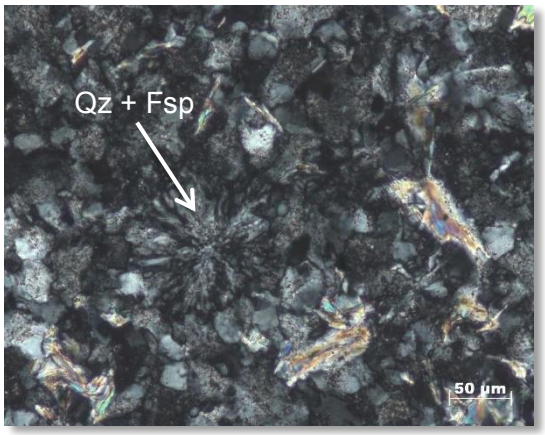


Figura 82 - Agregados fibro-radiados de quartzo e feldspato.

Relativamente às amostras SE 4 e ASM 124, estão constritas num *roof pendant* do CPSE e estiveram expostas a metamorfismo de alto grau, ou seja, de contacto.

Ambas as amostras são mármores de textura granoblástica heterogranular (Figs. 83 e 87) possuindo contudo algumas particularidades.

A SE 4 possui cristais de calcite de granularidade heterogénea com alguma tendência para a poligonização (Fig. 84), evidenciando ainda, cristais centimétricos de vesuvianite bem visíveis macroscopicamente (Fig. 85). A amostra ASM 124 tem a particularidade de possuiu texturas simpletíticas entre a clinopiroxena e o quartzo e/ou plagioclase (Fig. 89).

Mineralogicamente apresentam também algumas diferenças (Figs. 83 a 90):

- Amostra **SE 4**: calcite, vesuvianite, tremolite, epídoto e opacos;
- Amostra **ASM 124**: calcite, clinopiroxena, quartzo, epídoto, plagioclase e opacos.

Estampas da amostra SE 4

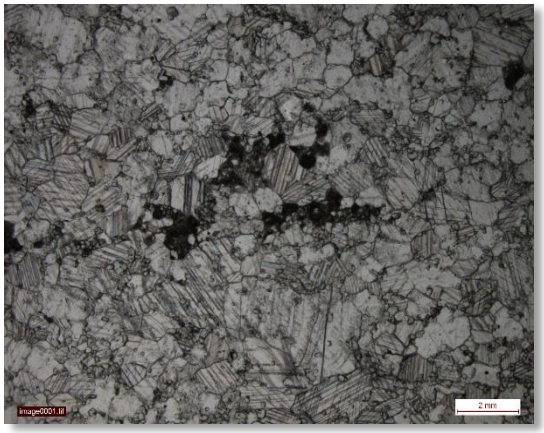


Figura 83 - Textura granoblástica heterogranular.

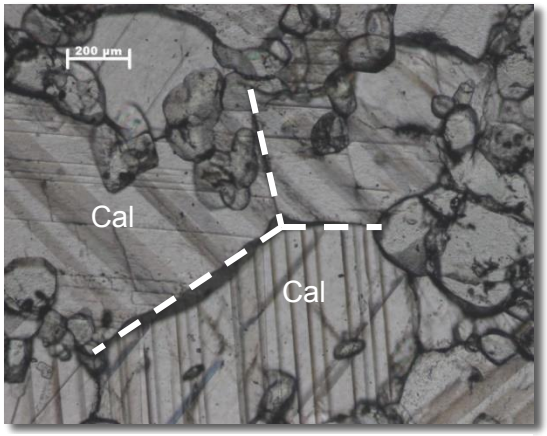


Figura 84 - Ponto triplo entre grãos de calcite.



Figura 85 - Cristal de vesuvianite.

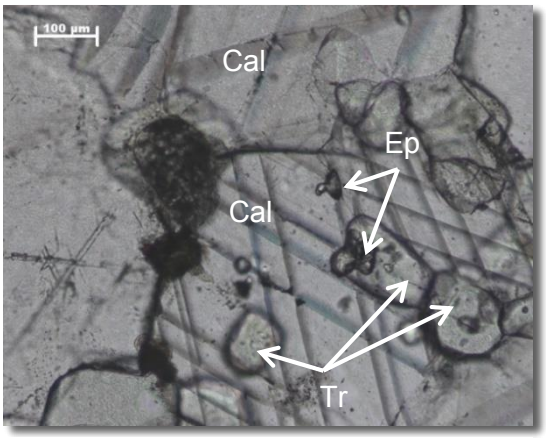


Figura 86 - Cristais de epídoto subédricos associados a cristais de tremolite dispersos sobre a calcite.

Estampas da amostra ASM 124

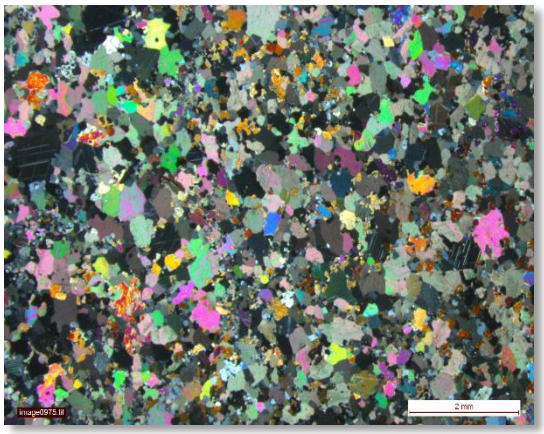


Figura 87 - Textura granoblástica heterogranular de tendência poligonal.

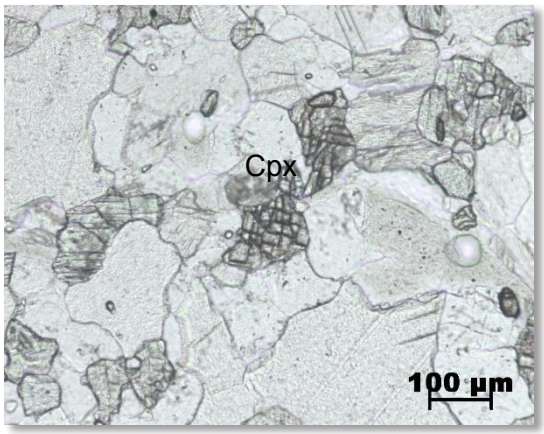


Figura 88 - Cristal de clinopiroxena com maclas características.

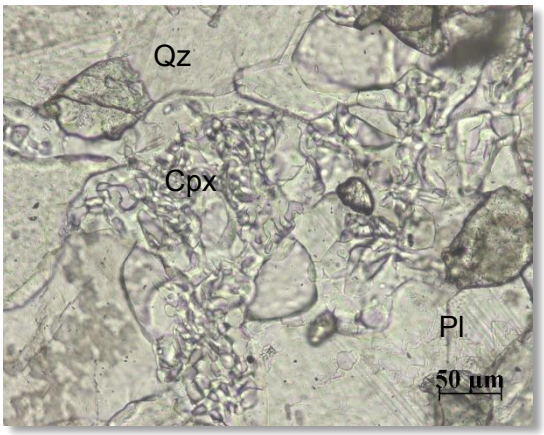


Figura 89 - Texturas simpletíticas entre clinopiroxena e quartzo e/ou plagioclase.

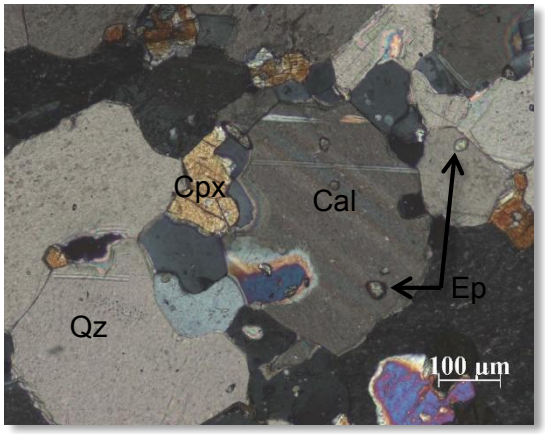


Figura 90 - Alguma da mineralogia presente na amostra.

- **Formação de Vila Boim**

Desta formação estudamos cinco lâminas: SE 2, ASM 26, ASM 116, ASM 123 e ASM J58, estando todas elas inclusas no Setor Alter do Chão-Elvas. As amostras SE2, ASM 26, ASM 116 e ASM J58 estão localizadas em *roof pendants* e a ASM 123 localiza-se a cerca de 5 km a sul do maciço.

As amostras SE 2 e ASM 116 localizam-se num *roof pendant* em Monforte e, apesar de estarem muito próximas, apresentam algumas diferenças. A SE 2 é um vulcanito básico originado por metassomatismo de anfibolito, de textura granoblástica heterogranular e com uma estrutura homogénea e em geral não orientada (Fig. 91). Já a ASM 116 é uma corneana quartzo-pelítica com alguma orientação preferencial dos grãos de quartzo, feldspato e silimanite fibrolítica e de textura heterogranular poligonal (Fig. 104). Esta rocha apresenta zonas de cisalhamento com alguns aspetos de fusão parcial, observando-se localmente *pools* de quartzo a envolver os cristais de plagioclase (Fig. 103).

Relativamente às amostras ASM 26 e ASM J58, recolhidas num *roof pendant* a sul de Monforte, possuem ambas textura granoblástica heterogranular (Figs. 95 e 105) mas enquanto o anfibolito (ASM 26) é uma rocha homogénea de granularidade fina, a corneana pelítica (ASM J58) é uma rocha de granularidade bem visível e um pouco heterogénea.

A nível mineralógico são bastante distintas (Figs. 91 a 108):

- Amostra **SE 2**: calcite, anfíbola, plagioclase, quartzo, biotite, apatite e opacos;
- Amostra **ASM 26**: tremolite (-actinolite), plagioclase, quartzo e opacos;
- Amostra **ASM 116**: quartzo, plagioclase, biotite, feldspato potássico, andaluzite, silimanite-fibrolítica, moscovite e opacos;
- Amostra **ASM J58**: quartzo, cordierite, biotite, plagioclase, opacos, clorite e +/- apatite.

Estampas da amostra SE 2



Figura 91 - Estrutura homogénea com veios de composição anfibolítica e zona mais anfibólica na margem superior.

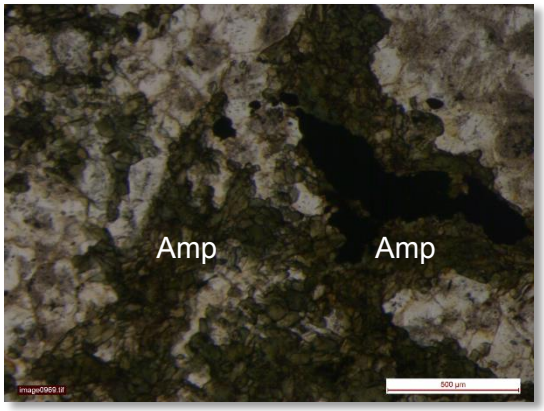


Figura 92 - Pormenor de um dos aglomerados granoblásticos de anfíbola.

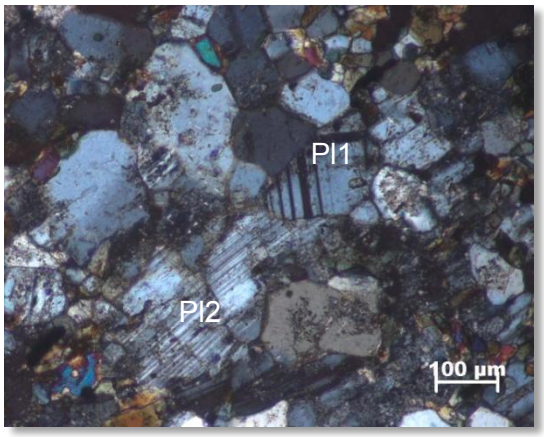


Figura 93 - Gerações distintas de plagioclase (Pl1 e Pl2).

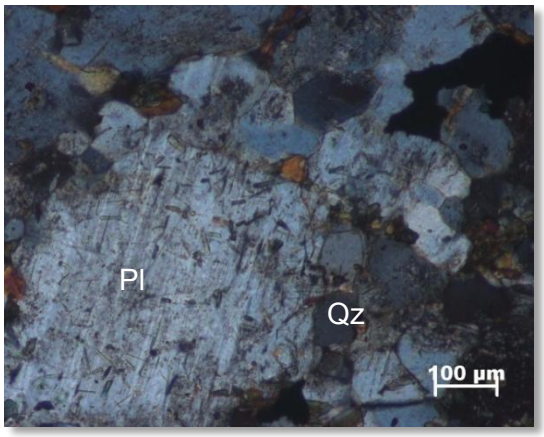


Figura 94 - Plagioclase intercrescida com quartzo subédrico.

Estampas da amostra ASM 26

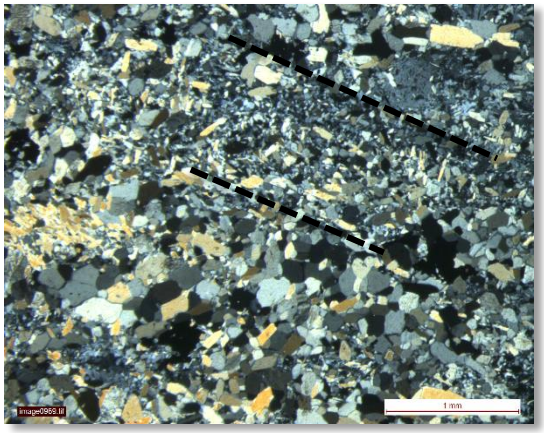


Figura 95 - Zona de granularidade mais fina e zonas de granularidade mais grosseira.

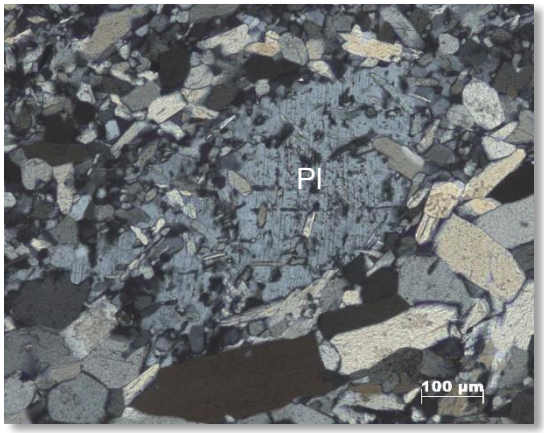


Figura 96 - Plagioclase com inclusões de anfíbola.

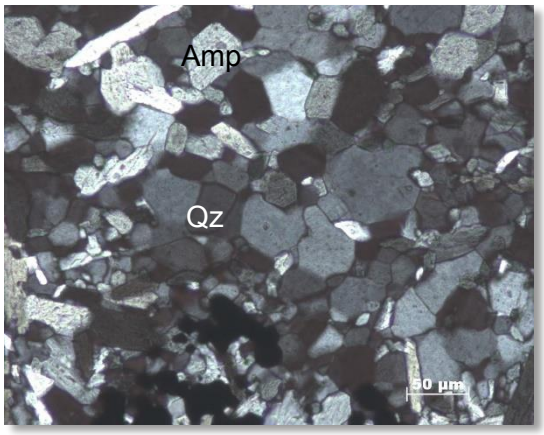


Figura 97 - Quartzo poligonal e anfíbola.

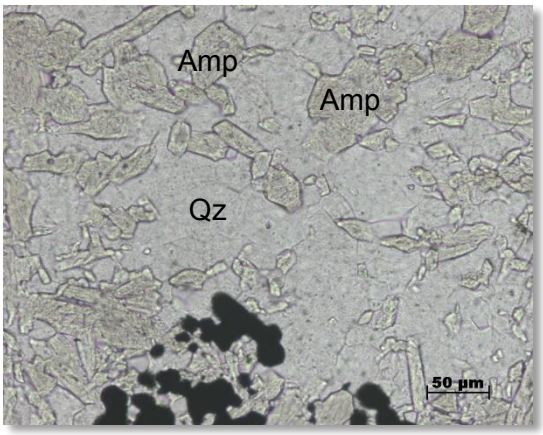


Figura 98 - Mesma foto que a anterior mas em luz natural.

Estampas da amostra ASM 116

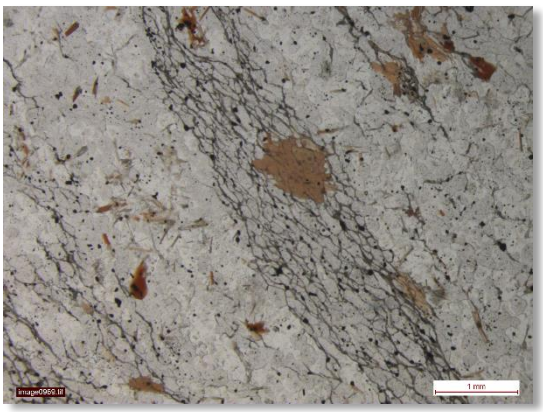


Figura 99 - Porfiroblasto de biotite sobre microzona de cisalhamento.

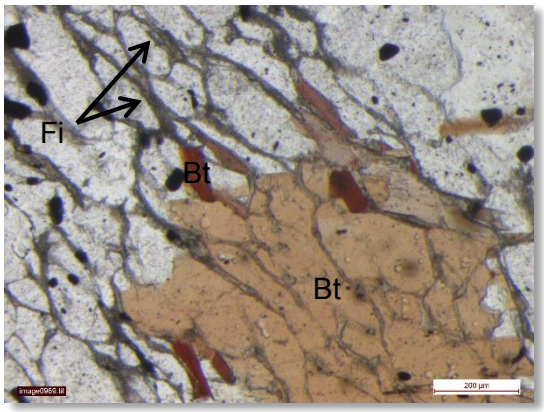


Figura 100 - Pormenor do porfiroblasto com blastese de biotite.

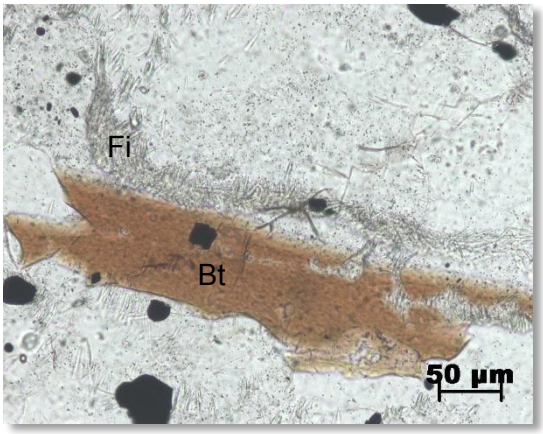


Figura 101 - Cristais de fibrolite associada à biotite.

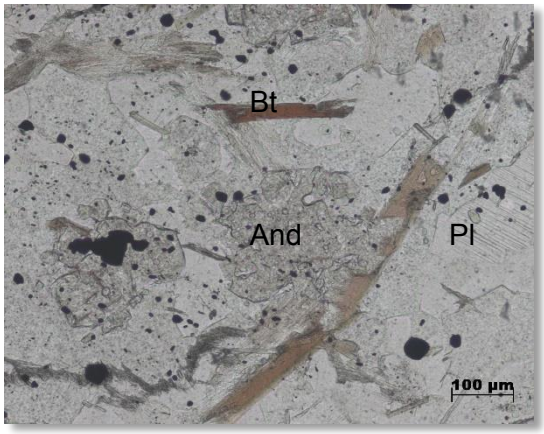


Figura 102 - Andaluzite anédrica e poicilítica.

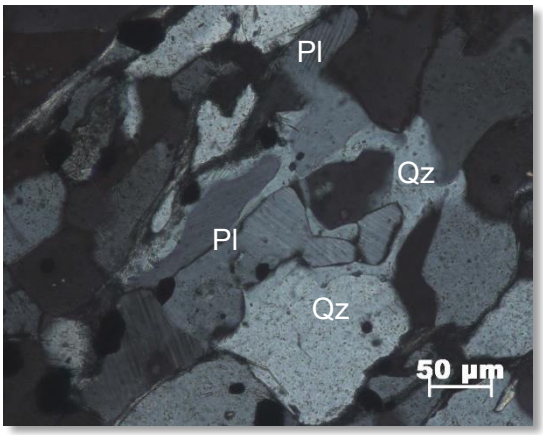


Figura 103 - *Pool* de quartzo a envolver a plagioclase de textura metamórfica indiciando fusão parcial.

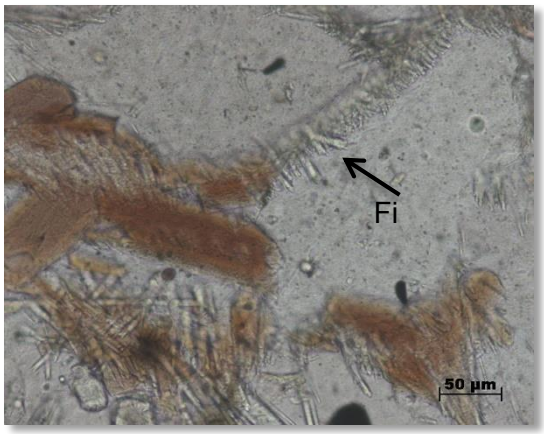


Figura 104 – Silimanite-fibrolítica não orientada ou transversa aos alinhamentos.

Estampas da amostra ASM J58

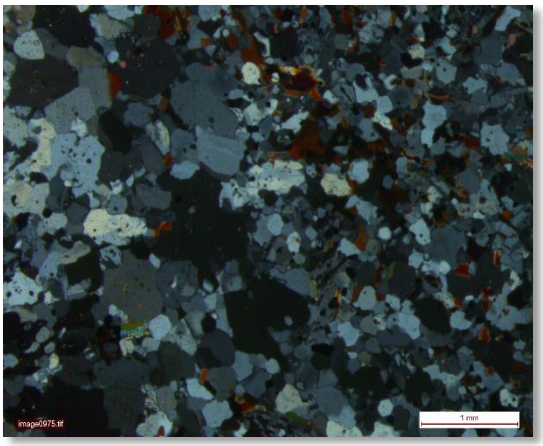


Figura 105 - Textura granoblástica heterogranular com zonas de granularidade mais fina e zonas mais grosseiras.

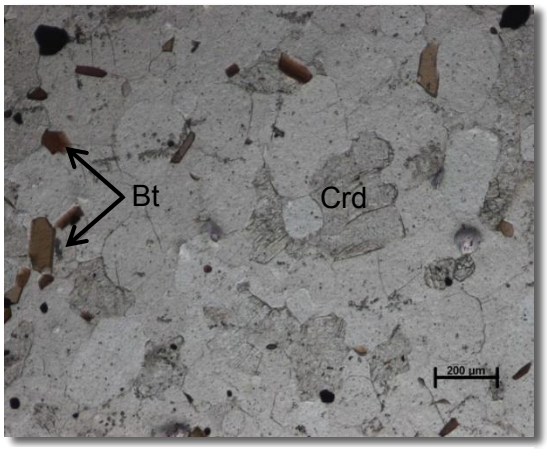


Figura 106 - Textura granoblástica com cristais de biotite e cordierite.

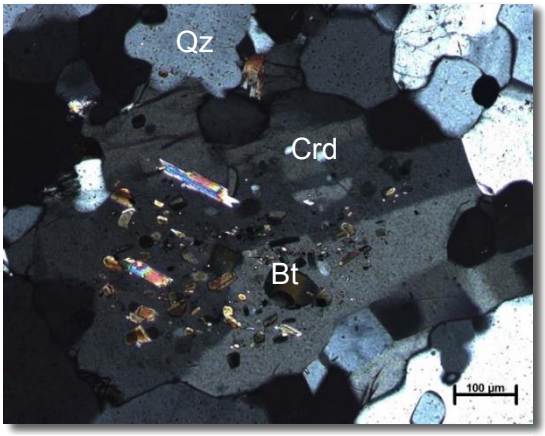


Figura 107 - Cristal de cordierite com inclusões de biotite e com alteração visível nos bordos.

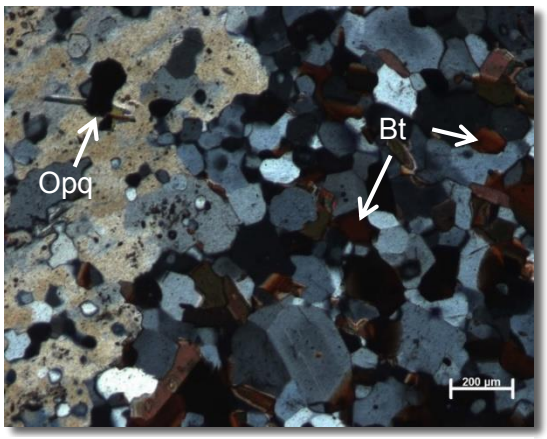


Figura 108 - Pormenor do cristal de cordierite.

Por fim, a ASM 123 é uma rocha metassedimentar – vaque quártzico, com recristalização da matriz em condições de metamorfismo da zona da clorite. A sua textura é clástica com mau rolamento dos grãos e possui uma matriz argilosa (Fig. 109). Pode ainda dizer-se que apresenta um filonete de calcite, com crescimento em pente, e que na parte mais interna do filonete há algum preenchimento de óxidos e hidróxidos de ferro (Fig. 110).

Mineralogicamente, esta amostra apresenta (Fig. 109 a 114):

- Amostra **ASM 123**: possui clastos de quartzo, plagioclase, moscovite, opacos, turmalina e zircões detríticos; e a sua matriz é composta por moscovite microcristalina e clorite.

Estampas da amostra ASM 123

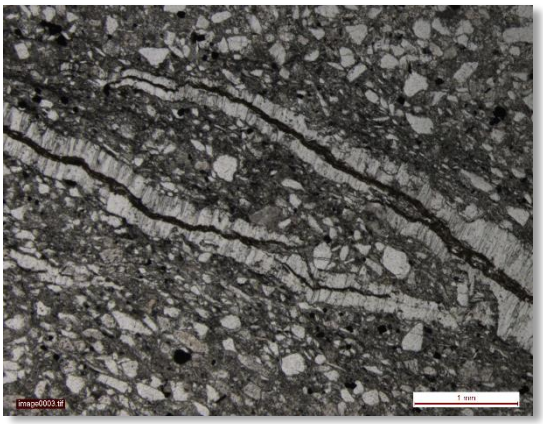


Figura 109 - Textura clástica com mau rolamento dos grãos; Filonete calcítico.

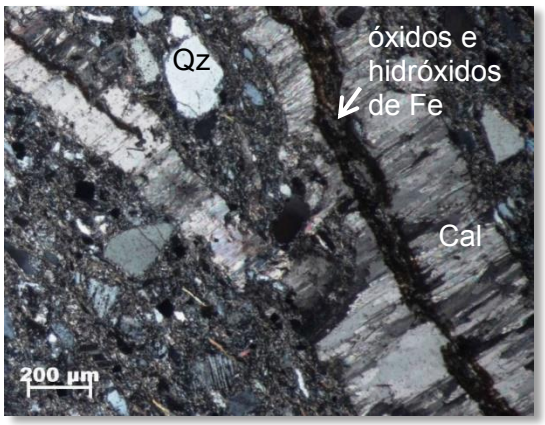


Figura 110 - Pormenor do filonete calcítico.

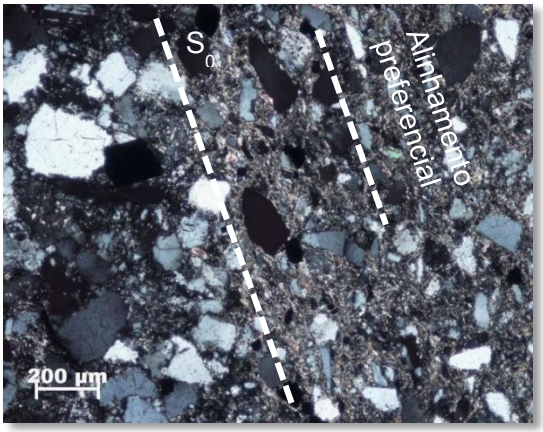


Figura 111 - Alinhamento preferencial dos clastos paralelo à superfície de estratificação; Zona com mais matriz à direita.

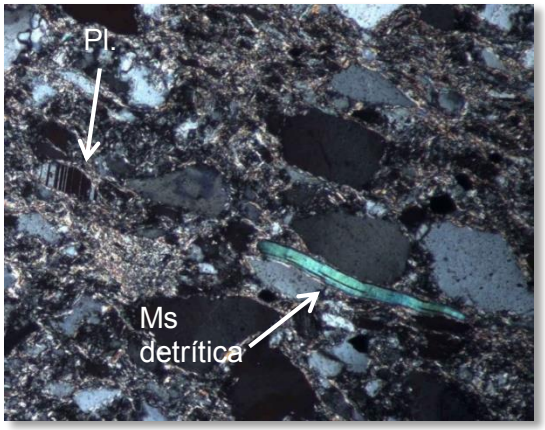


Figura 112 - Plagioclase e moscovite detrítica.

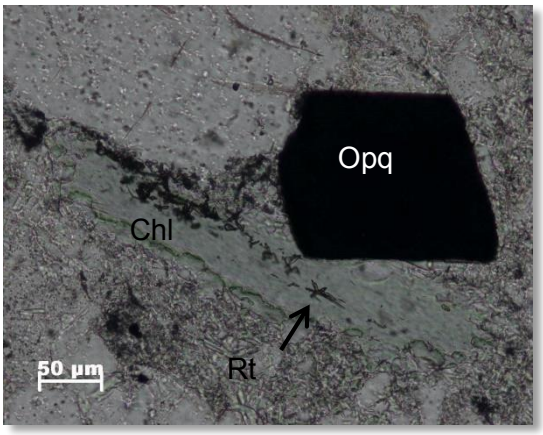


Figura 113 - Clorite metamórfica com agulhas de rútilo associadas a opacos.

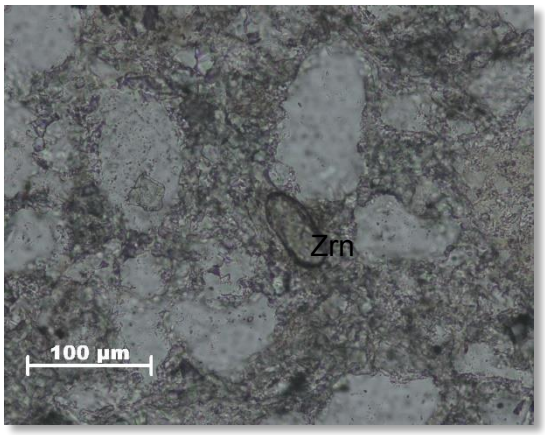


Figura 114 - Zircão detrítico.

- **Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem**

As litologias desta unidade, nomeadamente as amostras Af 3.0 e ASM 27, localizam-se a ocidente do CPSE, muito próximo a intrusão granítica.

A amostra Af 3.0 é um anfibolito de textura heterogranular e do tipo sub-ofítica a intersticial. A sua textura é marcada essencialmente por grandes cristais de plagioclase associada a anfíbolas (Fig. 116), o que demostra que a textura ígnea original ainda se encontra, em parte, preservada, pelo que é considerada uma rocha meta-básica de metamorfismo de baixo grau.

Relativamente à ASM 27, é um filito de baixo grau metamórfico sendo visível macroscopicamente um filonete de afinidade granítica (Fig. 120). A sua estrutura é orientada com foliação visível e a textura é granolepidoblástica. Os grãos de quartzo apresentam texturas de carácter clástico com heterogeneidade granulométrica e com formas heterogéneas. Pode ainda dizer-se que o filonete da amostra ASM 27 é paralelo com a foliação (S_N) e que a intrusão desta estrutura não causou blastese nem recristalização da rocha adjacente (Fig. 120).

A composição mineralógica destas amostras é distinta (Figs. 115 a 123), pelo que:

- Amostra **Af 3.0**: plagioclase, tremolite-actinolite, epídoto, opacos e alguma calcite;
- Amostra **ASM 27**: quartzo, moscovite, clorite, biotite, turmalina, agulhas de rutilo, apatite e opacos.

Estampas da amostra Af 3.0

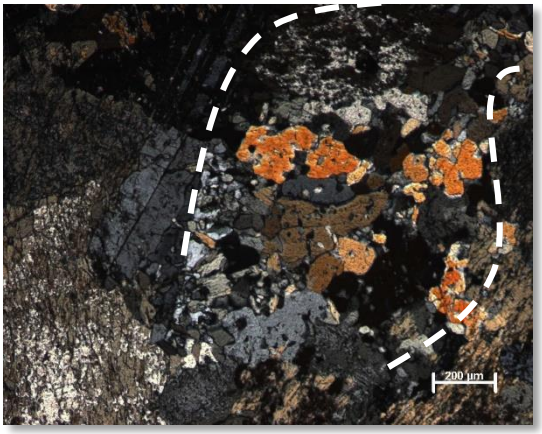


Figura 115 - Limite entre as zonas de textura ígnea e textura granoblástica.

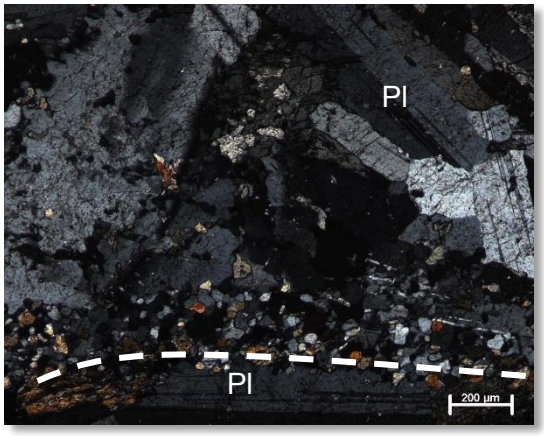


Figura 116 - Alinhamento das zonas de textura granoblástica paralela ao alinhamento preferencial dos grandes cristais de plagioclase.

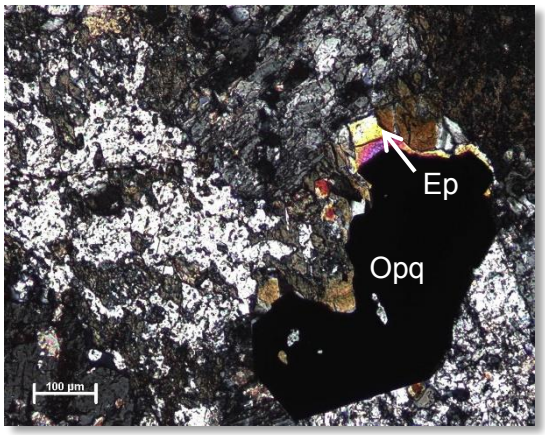


Figura 117 - Epídoto no bordo dos opacos.

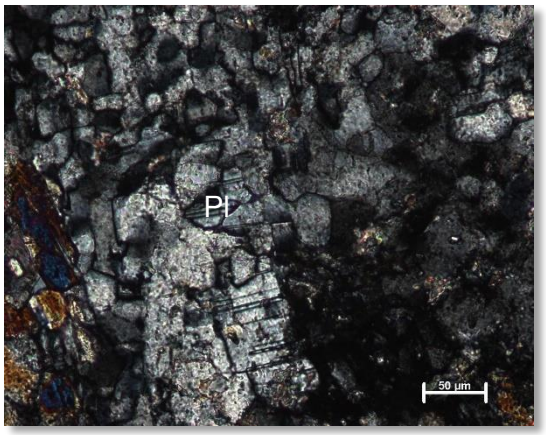


Figura 118 - Recristalização da plagioclase.

Estampas da amostra ASM 27

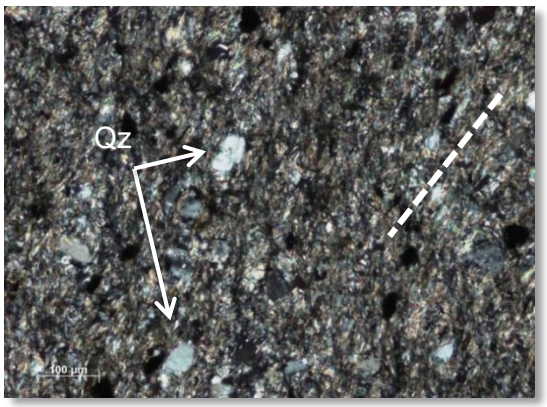


Figura 119 - Estrutura orientada com foliação metamórfica definida pelo alinhamento das palhetas de moscovite; matriz micácea.

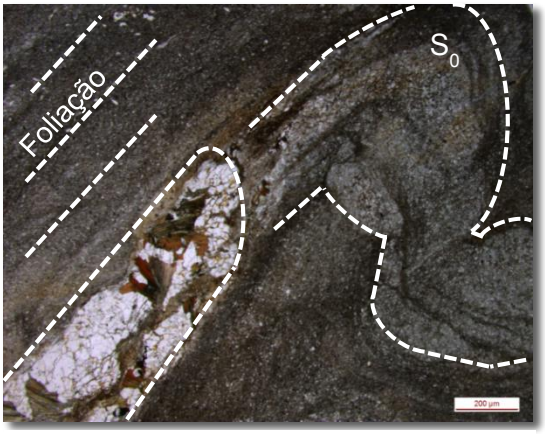


Figura 120 - Filonete de afinidade granítica paralelo à foliação de origem sedimentar; estratificação dobrada.

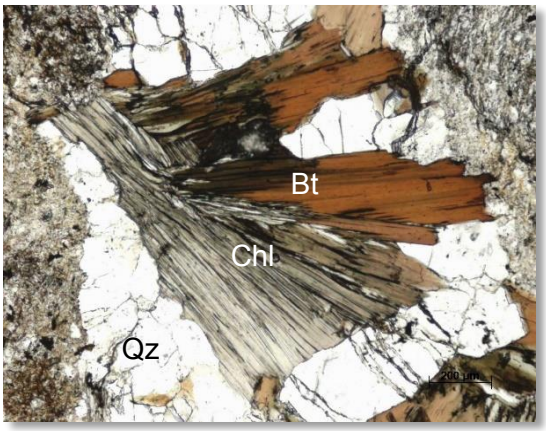


Figura 121 - Pormenor do filonete de composição: quartzo, clorite e biotite.

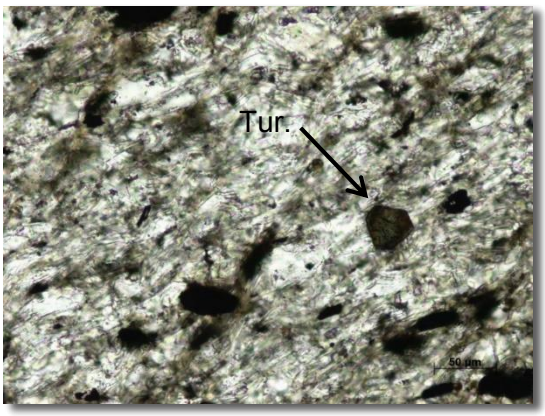


Figura 122 - Cristais de turmalina em zonas mais quartzosas.

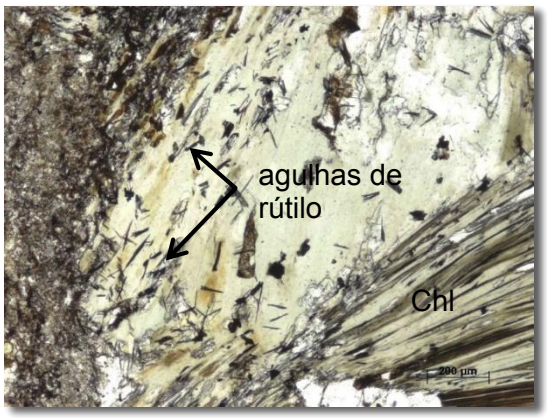


Figura 123 - Agulhas de rútilo.

- **Formação de Fatuquedo**

Desta formação apenas estudamos uma amostra, a ASM 120 e está localizada a cerca de 11 km a sul do CPSE.

É uma rocha meta-ígnea de textura heterogranular (Fig. 124) e não apresenta deformação evidente, pelo que as plagioclases preservam a sua textura original, ou seja, ígnea (Fig. 125). Os efeitos metamórficos apenas são evidenciados pela recristalização da matriz.

Em termos mineralógicos, contém (Figs. 124 a 126):

➥ Amostra **ASM 120**: plagioclase, epídoto, clorite, esfena, moscovite tardia e biotite a cloritizar.

Estampas da amostra ASM 120

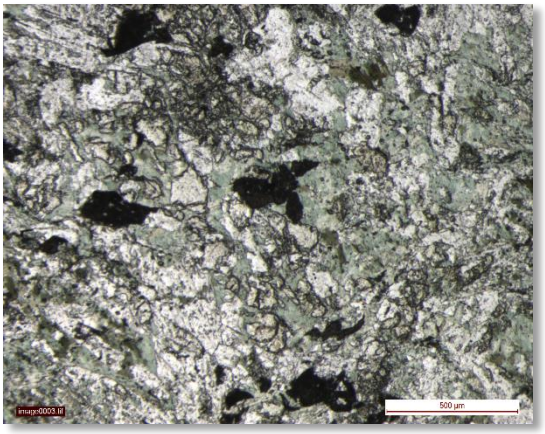


Figura 124 - Textura heterogranular marcada pelo epídoto e clorite.

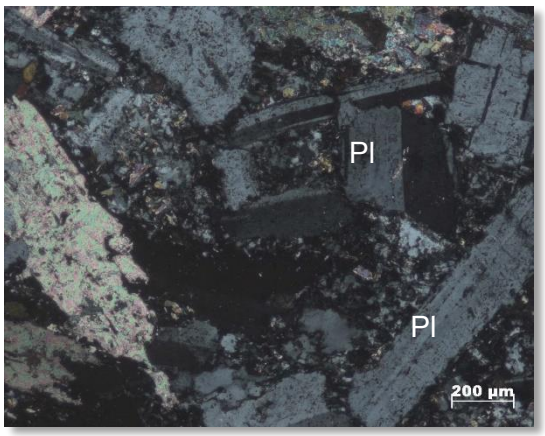


Figura 125 - Textura ígnea preservada nos cristais de plagioclase.

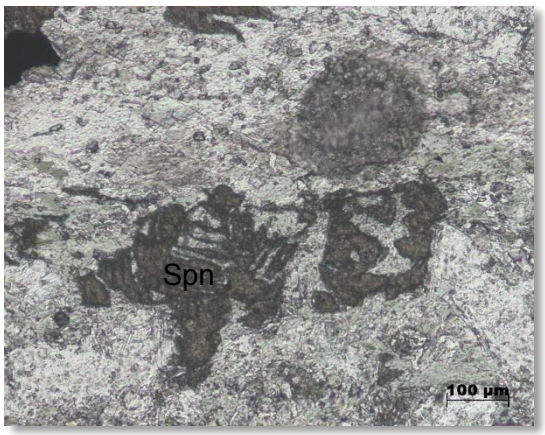


Figura 126 - Cristais de esfena.

iii) AMOSTRAGEM NO SETOR ESTREMOZ-BARRANCOS

A SW do setor descrito anteriormente há um outro setor, nomeadamente o de Estremoz-Barrancos. Desta área estudamos um filito (Af 6.0) da Formação de Barrancos.

- **Formação de Barrancos**

A Formação de Barrancos já faz parte do Setor Estremoz-Barrancos e está localizado a SW do CPSE. Desta formação apenas se estudou uma amostra, a Af 6.0 próxima do contacto entre este setor e o Setor de Alter do Chão-Elvas.

Esta amostra é um filito e a sua estrutura é definida por lâminas milimétricas mais ou menos siliciosas. A textura é lepidoblástica (Fig. 128), marcada por pequenos cristais de moscovite e clorite.

A composição mineralógica é constituída por (Figs. 127 a 130):

➥ Amostra **Af 6.0**: moscovite, clorite, quartzo, biotite e opacos.

Estampas da amostra Af 6.0



Figura 127 - Estrutura definida por lâminas milimétricas mais ou menos siliciosas que correspondem à estratificação (S0).

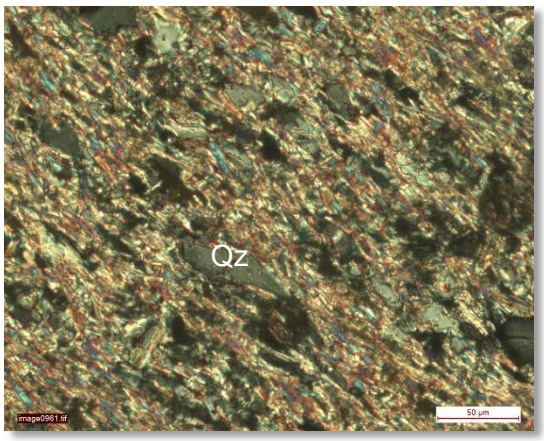


Figura 128 - Textura lepidoblástica.

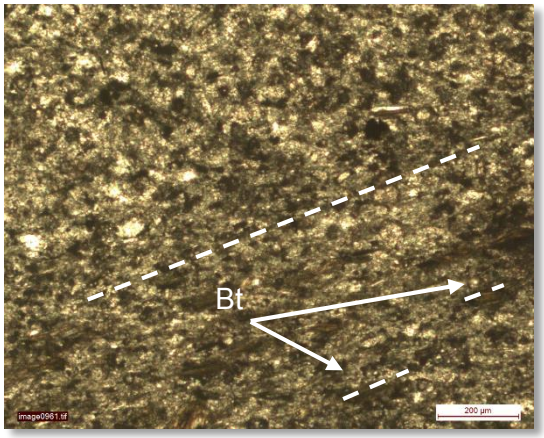


Figura 129 - Textura com menor orientação, em cima, e zona com orientação preferencial da biotite.

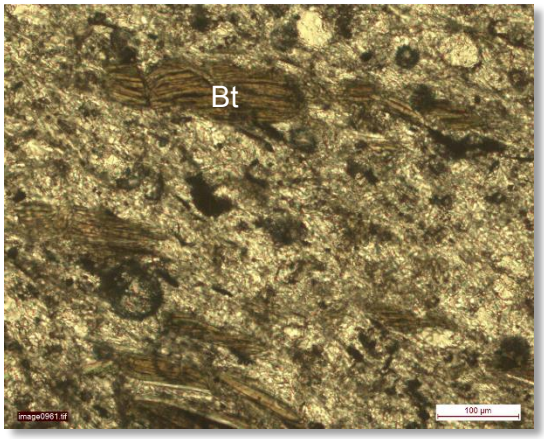


Figura 130 - Biotite a cloritizar.

ESTUDO GEOQUÍMICO

VI. ESTUDO GEOQUÍMICO

Para as amostras do encaixante de Santa Eulália foram realizados estudos geoquímicos de elementos maiores e menores, incluindo Terras Raras (TR).

Dada a diversidade litológica do encaixante este estudo analítico incidiu sobre rochas meta-ígneas e metassedimentares, de diferente tipologia metamórfica. As amostras em estudo compreendem vulcanitos básicos (SE 2) e xistos (SE 8a, SE 8b, SE 8c) da Formação de Vila Boim, mármores (SE 4), mármores dolomíticos (SE 9b), rochas meta-ígneas (SE 9a e SE 9d) e vulcanitos ácidos (SE 9c) da Formação Carbonatada, xistos da Formação de Terrugem (SE 7), anfibolitos (SE 12a) e gnaisses peralcalinos (SE 12b) intercalados na Série Negra e, por fim, ortognaisses (SE 11) e corneanas (SE13b) pertencentes à faixa das rochas peralcalinas.

i) DIAGRAMAS DE *HARKER*

Os diagramas de variação, ou diagramas de *Harker*, foram aplicados a todas as amostras em estudo (Anexo V) com o objetivo de analisar e correlacionar a composição litogeoquímica em termos de elementos maiores. A análise dos diagramas de *Harker* (Fig.131) põem em evidência a grande variabilidade de litologias, já espectável pelos dados anteriormente descritos.

No diagrama Al_2O_3 *versus* SiO_2 há um eixo de correlação inversa entre estes dois elementos, onde se posicionam todas as rochas pelíticas e vulcanitos ácidos (Fig.131).

As rochas meta-ígneas básicas da Formação Carbonatada (SE 9a e SE 9d), da Série Negra (SE 12a) e da Formação de Vila Boim (SE 2) agrupam-se fora deste eixo, devido à sua baixa percentagem em sílica, assim como as rochas carbonatadas (SE 4 e SE 9b), que também elas se agrupam num campo de baixos valores de alumínio e sílica. A amostra SE 13b posiciona-se numa posição intermédia entre os dois grupos anteriores em virtude da sua composição calcossilicatada.

As litologias mais siliciosas são vulcanitos ácidos da Formação de Vila Boim (SE 8b, SE 8c) e da Formação Carbonatada (SE 9c), sendo estas amostras as mais pobres em Fe_2O_3, MgO e CaO. O teor relativamente elevado em Na_2O indica uma origem não puramente sedimentar. Estas amostras manifestam ainda um conteúdo em elementos maiores relativamente uniforme sendo apenas de referir a diferente razão

K_2O/Na_2O que apresentam. A razão K_2O/Na_2O para as amostras referidas é de 0,030 para a SE 8b, 0,021 para a SE 8c e 1,419 para a amostra SE 9c.

A variação nos teores de Na_2O, MgO e K_2O das três amostras da Formação de Vila Boim (SE 8a, SE 8b e SE 8c) evidencia que apenas uma delas, a SE 8a, será uma rocha puramente detrítica. As outras duas, ou seja, a SE 8b e SE 8c serão amostras com contributo vulcano-sedimentar importante, tendo em atenção a baixa razão de K_2O/Na_2O dessas duas amostras.

Os diagramas de variação põem ainda em evidência as diferenças litogeoquímicas de duas amostras meta-ígneas, nomeadamente a SE 11 e SE 2. A SE 11 é mais rica em Al_2O_3 e K_2O e com uma razão K_2O/Na_2O próxima de 1 (K_2O/Na_2O=0,998). A SE 2 é mais rica em MgO, TiO_2 e P_2O_5 e com uma razão K_2O/Na_2O muito inferior a 1 (K_2O/Na_2O=0,062). As restantes amostras meta-ígneas (SE 9a e SE 9d) são muito semelhantes entre si mas um pouco diferente das anteriores, pelo que são mais ricas em todos os elementos com exceção do Al_2O_3, Na_2O e K_2O.

As rochas básicas apresentam teores de sílica entre 40 e 57% e são relativamente ricas em MgO, CaO e TiO_2.

A amostra SE 13b, apesar de também pertencer à faixa de rochas peralcalinas, como a amostra SE 11, apresenta algumas diferenças relativamente a esta pelo que é um pouco mais pobre em SiO_2, assim como nos restantes elementos em análise, com exceção do MgO e CaO. O quimismo desta rocha indicia uma composição de mistura entre rochas carbonatadas e rochas peralcalinas, resultando numa composição calcossilicatada anterior e contrária a um eventual efeito metassomático relacionado com o CPSE.

A SE 12a assemelha-se em alguns parâmetros às rochas meta-ígneas SE 9a e SE 9d, nomeadamente relativamente aos teores de Al_2O_3, MgO e K_2O. Quanto à SE 12b é um gnaisse intercalado na Série Negra, tendo os seus teores muito idênticos ao ortognaisse das rochas peralcalinas – SE 11.

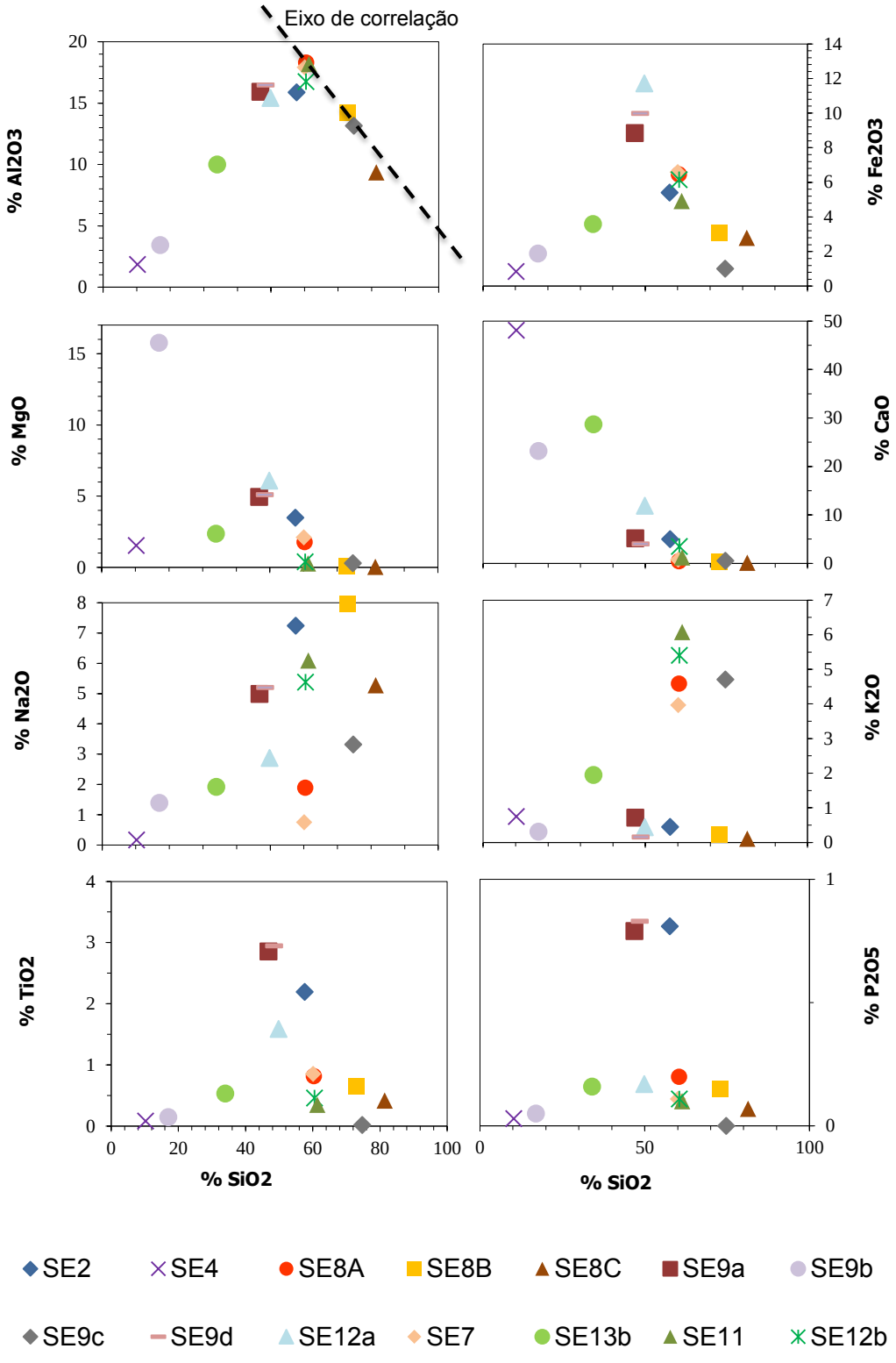


Figura 131 - Diagramas de *Harker* relativos aos elementos maiores.

ii) ESPECTROS TERRAS RARAS (TR)

Este estudo, tal como o estudo em elementos maiores, incidiu sobre todas as amostras do encaixante do CPSE (Fig. 132 e Figs. 133 a 138).

Os espectros das Terras Raras foram separados em duas figuras consoante o caracter metassedimentar ou meta-ígneo das amostras em estudo (Fig. 132).

As amostras que nos diagramas de *Harker* se posicionam sobre o eixo de correlação inversa Al_2O_3 *versus* SiO_2 (Fig. 131), compreendendo rochas pelíticas e vulcanitos ácidos, apresentam espectros de Terras Raras (TR) com fracionamento mais intenso em Terras Raras Leves (TRL), com valores de La/Sm compreendidos entre 1,06 e 10,56, anomalia negativa do Európio (Eu), mais ou menos intensa, e espectro menos fracionado para as Terras Raras Pesadas (TRP), em que os valores de Gd/Yb variam entre 1,38 e 2,57 (Fig. 132). Destaca-se a amostra SE 12a que evidencia um fracionamento ligeiramente superior de TRP em detrimento das TRL, pelo que o fracionamento de Gd/Yb (TRP) tem valor igual a 1,50 e de La/Sm (TRL) está na ordem dos 1,06 (Fig. 132, Fig. 138 e Anexo V).

As rochas carbonatadas têm espectros com fracionamento semelhante ao descrito, embora com teores mais baixos.

As rochas meta-ígneas básicas e peralcalinas mostram para as primeiras espectros aplanados de TR sem anomalia do Eu (SE 2 e SE 12a) e para as segundas espectros com maior fracionamento de TRL e baixo fracionamento das TRP com variação da anomalia do Eu entre um valor pouco negativo a uma forte anomalia positiva (SE 12b; Fig. 133).

Existe uma correlação positiva entre o somatório TR (∑TR) e o teor em zircónio. As amostras SE 7 e SE 8a têm um valor de ∑TR superior a esta linha de correlação e as amostras SE 8c e SE 2 tem valores inferiores à referida linha (Fig. 134). As rochas carbonatadas (SE 4 e SE 9b) são as mais pobres em ∑TR e a rocha peralcalina (SE 11) é mais rica. O elevado valor das TRL da SE 11 deverá estar relacionado com o teor em zircónio, igualmente elevado, visível na figura 134. Por outro lado, a amostra SE 2 também apresenta ∑TR relativamente elevado mas com um mais baixo fracionamento de TRL e TRP quando comparada com a SE 11. Nesta amostra o teor em TR deverá estar relacionado com a presença de apatite (Fig. 137), uma vez que é a amostra com teor mais elevado de P_2O_5.

O fracionamento das TRP (Fig. 135) apresenta correlação linear positiva com o teor em zircónio, exceto para as amostras SE 11 e SE 2, que apresentam teores de Zr muito elevados e as amostras SE 4, SE 9b e SE 9c que apresentam os mais baixos

valores em Zr. Não há correlação evidente entre o fracionamento das TRL e o teor de Zr (Fig. 136).

Relativamente à anomalia do Eu, quase todas as litologias estudadas apresentam uma anomalia negativa (Fig. 132), sendo essa anomalia mais baixa, ou seja, menos negativa, nas amostras com maior ∑TR, nomeadamente nas amostras de metavulcanitos – SE 2 e SE 11. Por outro lado, as amostras com maior anomalia do Eu é o mármore de Monforte (SE 4) e o metavulcanito ácido de Vila Boim (SE 9c), que também possuem os valores mais baixos de ∑TR. O mármore dolomítico de Vila Boim (SE 9b), apesar de também possui um dos valores mais baixos de ∑TR, possui uma anomalia pouco negativa. (Fig. 133).

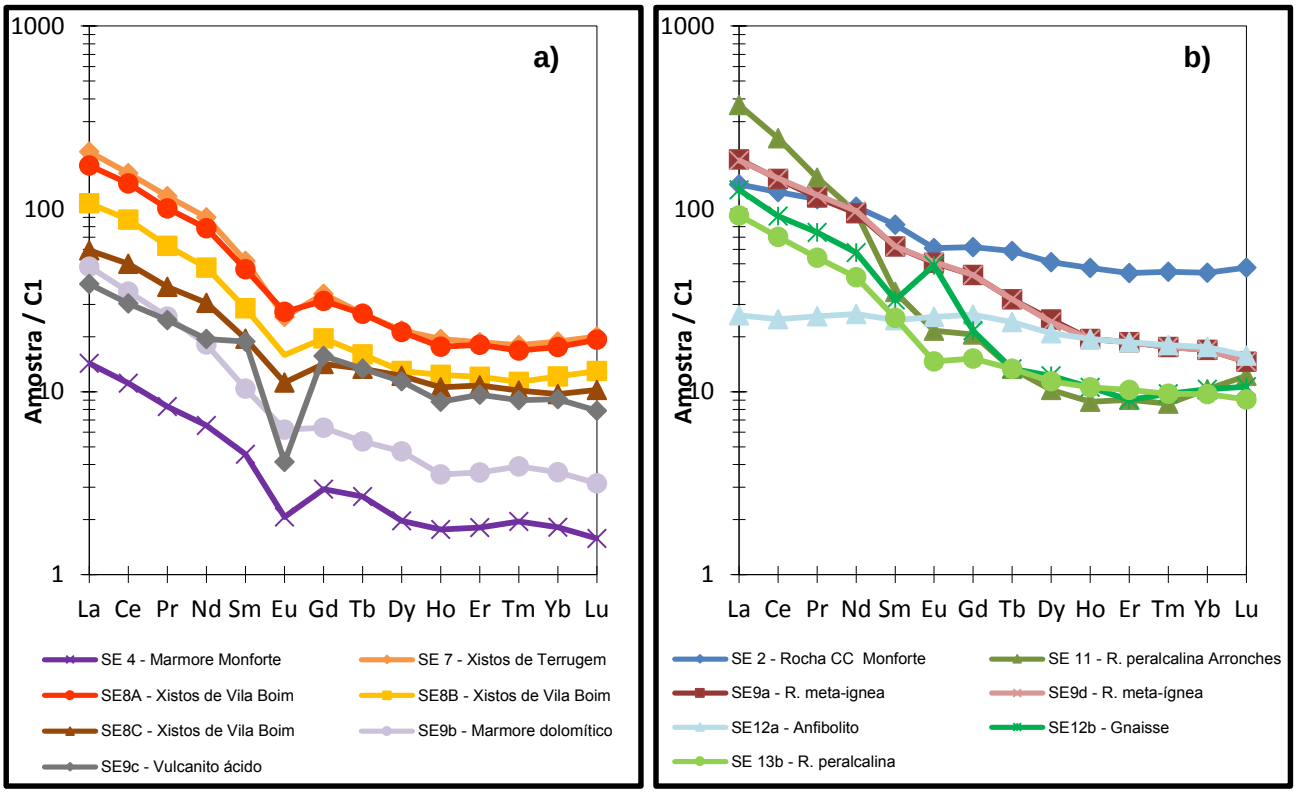


Figura 132 - Espectros TR normalizados ao condrito segundo valores de Evensen *et al.*, (1978): a) Rochas metassedimentares, b) Rochas meta-ígneas.

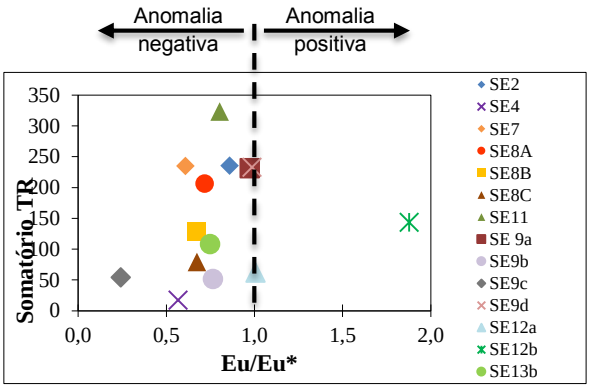


Figura 133 - Valores Eu/Eu* vs Somatório TR.

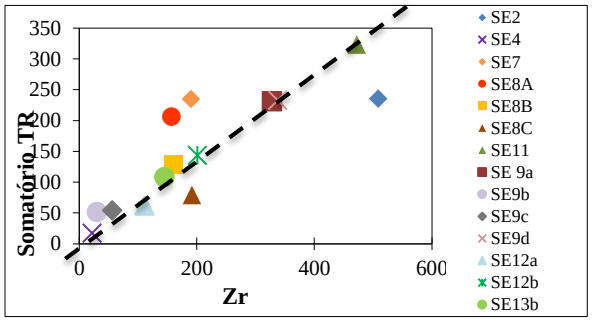


Figura 134 - Valores de Zr vs Somatório TR.

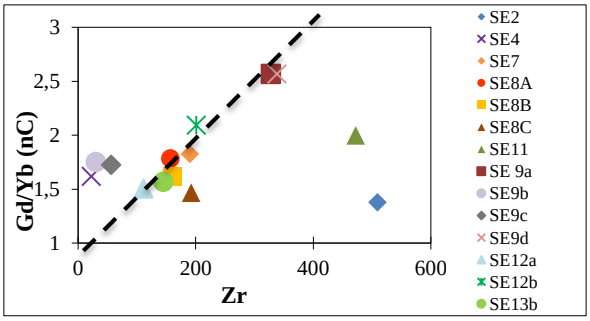


Figura 135 - Valores de Zr vs Gd/Yb.

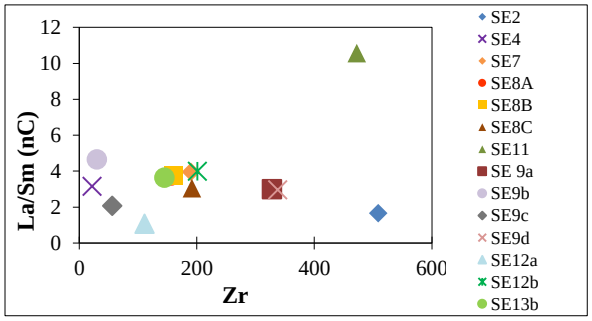


Figura 136 - Valores de Zr vs La/Sm.

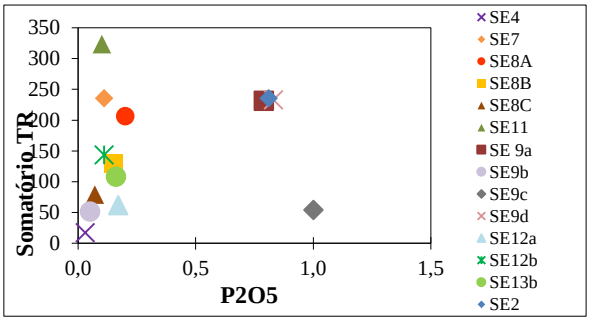


Figura 137 - Valores de P2O5 vs Somatório TR.

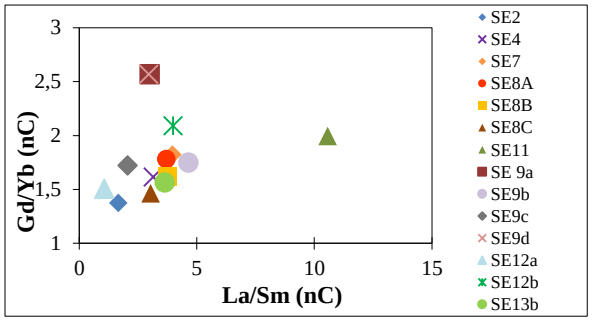


Figura 138 - Valores La/Sm vs Gd/Yb.

Analisando os dados obtidos de forma a perceber qual a contribuição crustal nas diversas litologias estudadas percebe-se que as unidades litológicas representadas na figura 132a, que compreendem rochas pelíticas e carbonatadas, mostram um padrão de TR típico da crusta continental superior (Taylor & McLennan, 1985). Estas apresentam um alto teor de fracionamento das Terras Raras Leves (TRL), forte anomalia negativa do Európio (Eu) e baixo fracionamento de Terras Raras Pesadas (TRP), embora com diferentes valores de ∑TR. Assim, as rochas carbonatadas (SE 4 e SE 9b) evidenciam valores baixos para o ∑TR e anomalia do Eu igual a 0,57 e 0,76 e as rochas mais pelíticas (amostras SE 7, SE 8a, SE 8b, SE 8c e SE 9c) mostram valores

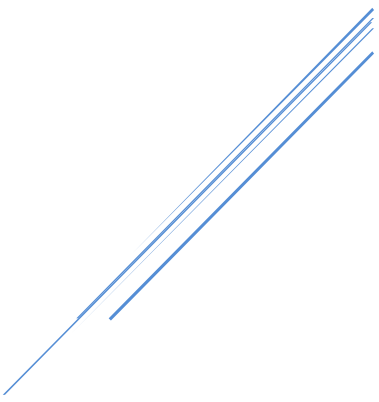
mais elevados para o ∑TR e valores de anomalia do Eu na ordem dos 0,24 e 0,72 (Fig. 132).

No que diz respeito às rochas meta-ígneas, estas apresentam padrões bem diferentes de TR (Fig. 132b). As rochas peralcalinas, calcossilicatadas (SE 11 e SE 13b) e os metavulcanitos (SE 2) têm uma anomalia do Eu baixa ou quase nula e mostram um padrão de TRL bastante íngreme e um padrão planar de TRP. As amostras SE 9a e SE 9d parecem pertencer à mesma litologia e possuem um perfil ligeiramente fracionado, mas sem evidenciar qualquer anomalia do Eu. Pelo contrário, a amostra SE 12b, distingue-se das restantes rochas devido a possuir anomalia positiva do Eu. Por fim, a SE 12a, apresenta um fracionamento das TRL ligeiramente superior ao das TRP, apresentando porém um traçado linear e sem anomalia do Eu.

Estes dados indicam que as litologias metassedimentares derivam de uma fonte da crusta continental superior e que as rochas meta-ígneas apresentam uma assinatura intermédia entre a crusta inferior e o manto, com estádios de fracionamento distintos.

Em suma, a análise geoquímica das litologias do encaixante do CPSE evidencia o carácter heterogéneo e a grande diversidade de litologias metassedimentares e meta-ígneas aqui presentes.

ESTUDO DOS FLUIDOS



VII. ESTUDO DOS FLUIDOS

O principal objetivo deste estudo consiste na determinação da geometria da microfraturação, materializada por Planos de Inclusões Fluidas (PIF), assim como na caracterização dos fluidos aprisionados nas diferentes fácies do Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE). De salientar que este estudo é preliminar, tendo-se analisado apenas algumas amostras, quer no que diz respeito aos PIF, quer relativamente às Inclusões Fluidas (IF).

Os PIF testemunham a existência de uma microfraturação da rocha e dos fluidos que coexistiram durante a abertura dessas microfraturas, assim como marcam a orientação do campo de tensões para um dado local e numa dada época (Lespinasse & Pecher, 1986). Como são marcadores do campo de tensões, os PIF apresentam analogias direcionais com a fraturação observável no terreno. O estudo dos fluidos, que circulam nos PIF, permite reconstituir propriedades físico-químicas e condições de pressão e temperatura (condições P-T) de aprisionamento dos fluidos.

i) PLANOS DE INCLUSÕES FLUIDAS

Os PIF resultam da cicatrização de microfraturas que fossilizaram corredores de fluidos (Roedder, 1984), correspondendo deste modo a alinhamentos de Inclusões Fluidas (IF).

Para a formação dos PIF nos minerais é necessária a existência de um regime frágil, pelo que o limite de plasticidade da rocha tem que ser ultrapassado, ocorrendo assim a deformação por rotura.

Consoante o caráter de crescimento das fraturas e a sua relação com a *tip line*, ou linha de crescimento da fratura, podem considerar-se três modos de abertura (*in* Nogueira, 1997, 1998; Fig. 139):

Modo 1: o crescimento da fratura é paralelo à *tip line*, havendo assim deslocação relativa dos dois blocos separados na direção perpendicular à direção da fratura;
Modo 2: o crescimento faz-se segundo a direção da fratura e perpendicularmente à *tip line*, havendo movimento relativo entre os blocos fraturados;
Modo 3: o crescimento da fratura faz-se por um desenvolvimento paralelo à *tip line* e com uma deslocação relativa dos blocos fraturados.

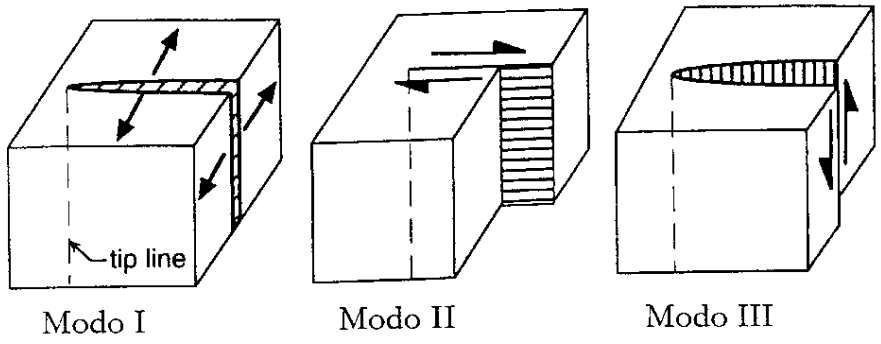


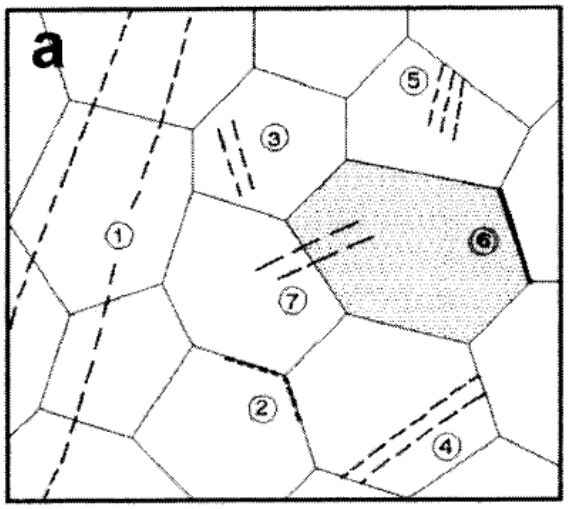
Figura 139 – Esquema representativo do modo de abertura de fraturas (*in* Nogueira, 1997).

No caso dos PIF a rotura ocorre por tração, onde os dois blocos que estão fraturados afastam-se e constituem deste modo microfraturas abertas. Os PIF são então considerados microfraturas abertas em Modo 1 (microfraturas de extensão), que se formam no plano σ1σ2 e são perpendiculares à compressão mínima, σ3 (Lespinasse, 1991; Fig. 139).

Após a abertura da microfratura a sua cicatrização é feita com o mesmo material do grão hospedeiro, pelo que microfraturas no quartzo vão ser preenchidas por quartzo (sílica). Isto é particularmente importante uma vez que contribui para que os PIF não alterem o comportamento reológico do grão que os contem. O processo de cicatrização ou "selagem" neste tipo de fraturas é designado por *crack and seal* (Ramsay, 1967 *in* Sant'Ovaia, 2000).

É essencialmente no quartzo onde podemos encontrar os PIF devido à rápida velocidade de cicatrização, quando comparada com outros fenómenos geológicos. Noutros minerais, como por exemplo nos carbonatos e feldspatos, os fluidos não são sempre preservados devido a vários fatores tais como a alteração ou dissolução.

Devido à presença de clivagens, limites de sub-grão ou planos de macla as microfraturas podem apresentar um padrão complexo. Assim, os PIF podem ser classificados, de acordo com a terminologia proposta por Simmons & Richer, 1976 e Kranz, 1983 (*in* Kerkhof & Hein, 2001), com base nas suas relações espaciais em: transgranulares, intergranulares e intragranulares (Fig. 140).



1. Transgranular, -grão

2. Intergranular, -grão

3. Intragranular, -grão interior

4. Intragranular, limite → limite

5. Intragranular, limite → interior

6. Interfase

7. Transfase

Figura 140 - Classificação dos PIFs segundo Simmons & Richer, 1976 e Kranz, 1983 *in* Kerkhof & Hein, 2001.

Os melhores registos da circulação dos fluidos são os paleofluidos sob a forma de inclusões fluidas aprisionadas aquando a cicatrização das microfraturas (Lespinasse & Pecher, 1986; Lespinasse, 1999). O padrão dos PIF pode ajudar na determinação da sua cronologia relativa.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para realização do estudo dos PIF, utilizaram-se lâminas espessas (cerca de 200 μm), polidas de ambos os lados, orientadas e cortadas a partir dos cilindros recolhidos no campo e que foram anteriormente utilizados no estudo de ASM. Em cada lâmina foram medidas as direções dos PIF recorrendo a um analisador de imagens do DGAOT/CGUP (Fig. 141).

Este analisador consiste num computador equipado com uma placa de interface com incrustação de imagem, que recebe o sinal enviado por uma câmara de vídeo montada num microscópio petrográfico de transmissão. O microscópio está munido de uma platina de movimentos X-Y para o melhor varrimento da lâmina.

A análise de imagens foi realizada através de um programa de computador, o *PLANIF* (Nogueira & Noronha, 1995; Nogueira, 1998), que nos permite realizar o mapeamento de estruturas lineares, cálculos estatísticos e rosetas de orientação. A imagem da lâmina ao microscópio é observada também no ecrã do computador e, com a ajuda do "rato", assinalam-se as direções observadas. Esta tarefa deve ser realizada

de forma cuidadosa, para evitar que haja PIF não assinalados ou que sejam medidos mais do que uma vez.

O *PLANIF* constrói um ficheiro de dados onde são armazenados parâmetros como a direção, comprimento, abertura, tipo de fluido e frequência dos PIF. Neste estudo apenas utilizamos informações relativas às direções dos PIF e optamos por utilizar o programa *Stereonet* para a construção dos respetivos diagramas de rosetas.

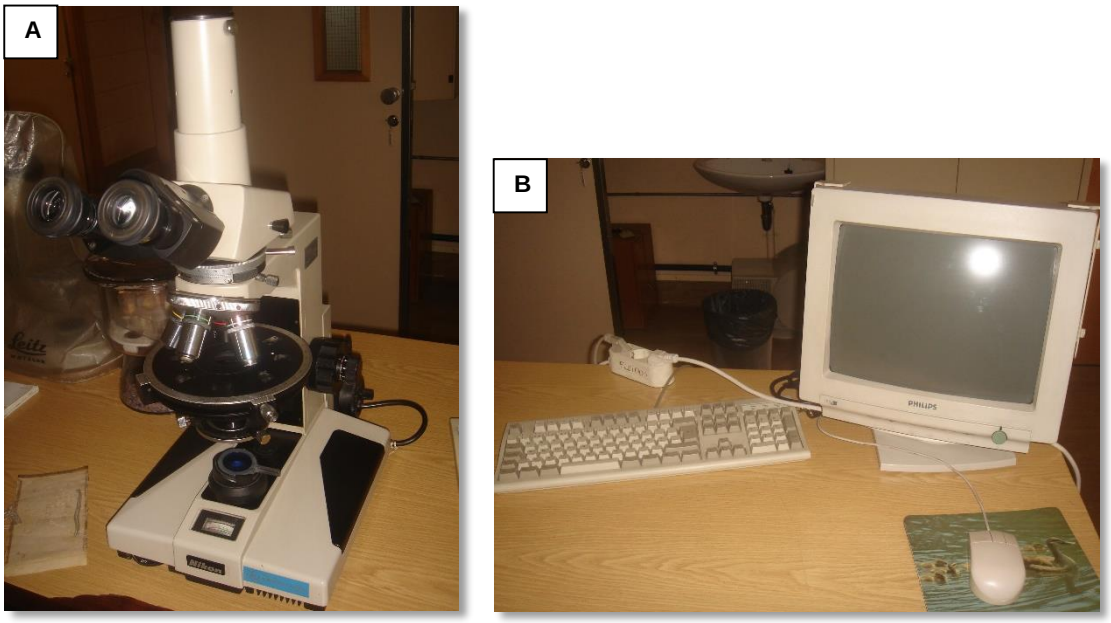


Figura 141 - Equipamento utilizado para o estudo dos PIF: (A) Microscópio petrográfico de transmissão; (B) Computador de mesa com o *software* PLANIF instalado.

Para a realização deste estudo foram selecionadas 8 amostras pertencentes às diferentes fácies do CPSE, a saber (Figs.142, 143 e 144):

- ASM 001, ASM 004, ASM 020 e Af 31.0 da fácies G0 (Figs. 142, 144);
- ASM 006, ASM 007, ASM 092 e ASM 097 da fácies G1 (Figs. 143, 144).

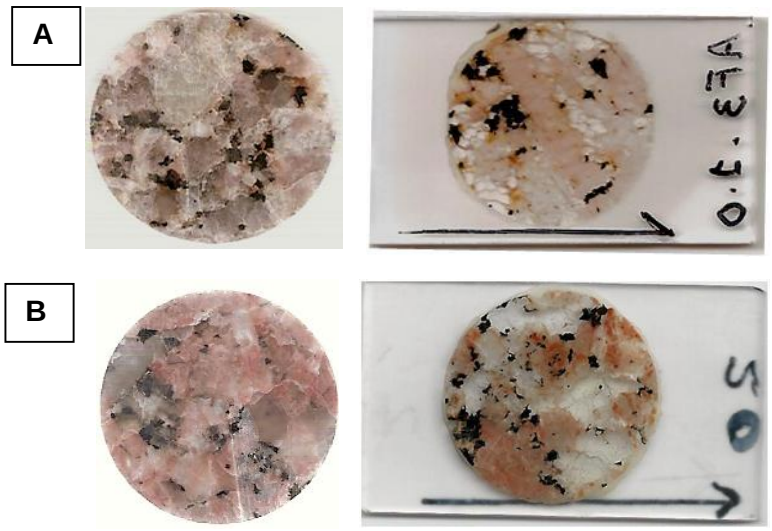


Figura 142 - Aspeto macroscópico de duas amostras da fácies G0 e respetivas lâminas espessas orientadas. A – Af 31.0; B - ASM20.

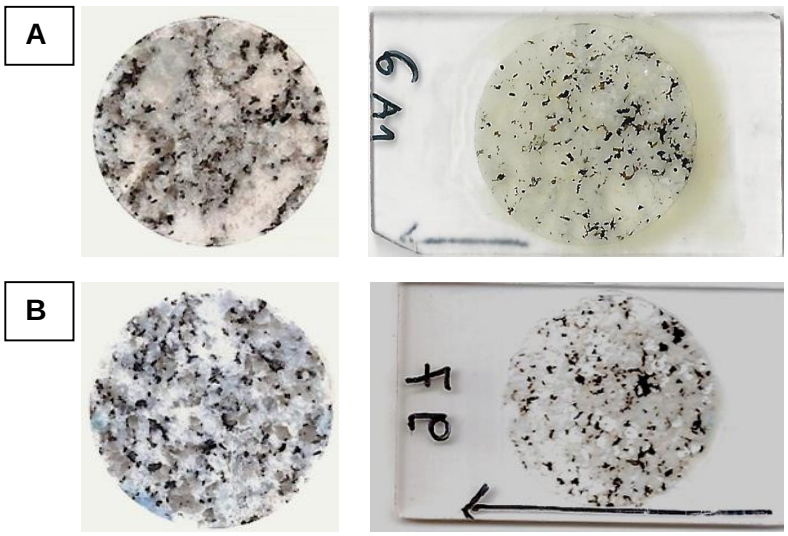


Figura 143 - Aspeto macroscópico de duas amostras da fácies G1 e respetivas lâminas espessas orientadas. A - ASM 006; B - ASM 97.

RESULTADOS OBTIDOS

No mapa da figura 144 estão localizadas e representadas as rosetas de orientação dos PIF das amostras estudadas. Em anexo (Anexo VI) apresentam-se os diagramas de rosetas de orientação dos PIF observados nos quartzos das diferentes fácies graníticas.

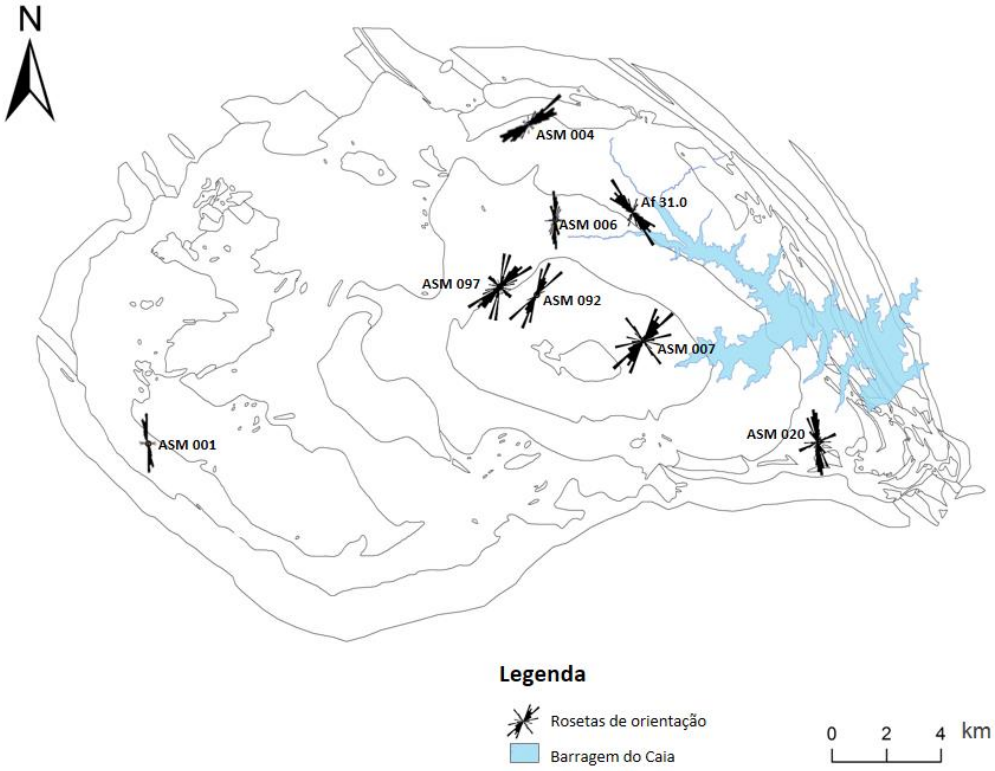


Figura 144 - Rosetas de orientação e respetiva localização no CPSE.

Ao analisar os diagramas de roseta obtidos pode dizer-se que os PIF indicam a existência de campos de tensões distintos nas duas fácies durante os episódios de tectónica tardia, frágil. Estas direções são predominantemente compatíveis com as estruturas regionais no caso da fácies G0, com direção predominante NW-SE e com o campo de tensões tardi-varisco, regionalmente com direção NE-SW no caso da fácies G1.

Estes dados sugerem processos petrogenéticos distintos para as duas fácies do CPSE, uma vez que parecem não ter sido alvo do mesmo campo de tensões.

Em G0 e G1 as direções locais que foram determinadas para os PIF são subparalelas às foliações magnéticas obtidas (Sant'Ovaia, 2012b). Esta concordância de direção dos PIF e das foliações magnéticas sugere que a microfraturação (ocorrida num estado frágil) aproveitou uma anisotropia prévia adquirida num estado magmático.

A microfraturação NNW-SSE na amostra ASM 020 (fácies G0) pode também estar relacionada com uma anisotropia decorrente de um carreamento existente neste mesmo setor e com a mesma direção.

ii) CARACTERIZAÇÃO DOS FLUIDOS

No seguimento do estudo da geometria da microfraturação (PIFs) patente nas litologias do CPSE iniciou-se o estudo microtermométrico dos fluidos aprisionados nas IF que coexistiram com a abertura das microfraturas associadas às fácies G0 e G1 do complexo em estudo.

As IF são testemunhos atuais dos paleofluidos que circularam no mineral hospedeiro e representam amostras de fluidos originados aquando a génese dos minerais (inclusões primárias), contemporâneas do crescimento do mineral (inclusões pseudo-secundárias), ou ainda de fluidos posteriores à sua formação (inclusões secundárias; Weisbrod & Poty 1975; Roedder 1981, 1984; *in* Dória, 1999).

O estudo das inclusões fluidas permite-nos deste modo reconstruir as características físico-químicas da circulação dos fluidos e compreender melhor as interações fluido-rocha. Assim, através do estudo das inclusões fluidas, pode obter-se informações diretas da composição e das condições de pressão e temperatura de aprisionamento dos paleofluidos (Dória, 1999).

Na maior parte dos casos, o estudo das inclusões fluidas é efetuado em minerais pouco solúveis, onde as reações com o mineral hospedeiro são limitadas e podem ser desprezáveis. Contudo, certas modificações físicas ocorridas nas inclusões após o seu aprisionamento conduzem à interpretação incorreta dos resultados obtidos. Como exemplo, pode falar-se das mudanças na forma (estrangulamento) e no volume (decrepitação), assim como na "fuga" (*leakage*) de fluidos (Roedder, 1979, 1981, 1984 e Bakker & Jansen, 1990 *in* Dória, 1999).

O estrangulamento (*necking down*) de uma inclusão é a separação de uma inclusão inicial única, em duas ou mais inclusões com composições e densidades diferentes, pelo que nenhuma delas é representativa do fluido original. Contudo, temos que ter em consideração que nem todas as inclusões são formadas a partir de um fluido homogéneo, pelo que uma grande parte das inclusões aprisiona fluidos heterogéneos. Deste modo, a sua distinção é crucial para uma interpretação válida dos resultados obtidos.

A decrepitação (natural ou no laboratório) das inclusões ocorre quando a pressão no seu interior se torna superior à resistência das paredes da inclusão (Leroy 1979 *in* Dória, 1999), conduzindo a uma fuga total ou parcial do seu conteúdo.

A perda de fluido (*leakage out*) pode ocorrer na decrepitação como também, resultar da microfissuração causada pela deformação do mineral hospedeiro. A microfraturação poderá causar a reabertura de inclusões preexistentes e a sua contaminação por fluidos tardios (*leakage in*).

As inclusões fluidas (IF) podem ser descritas através de parâmetros visuais como tamanho, forma, cor, índice de refração e, particularmente pelas fases presentes num intervalo de temperaturas.

As IF podem apresentar uma só fase líquida (L) ou vapor (V) - monofásicas (Fig.145). Normalmente num dado intervalo de temperaturas, estão presentes mais que uma fase (L+V – bifásicas (Fig.146) ou trifásicas (L1+L2+V) (Fig.147). Podem também apresentar fases sólidas (S), as quais podem ser acidentalmente aprisionadas ou formadas durante o arrefecimento.

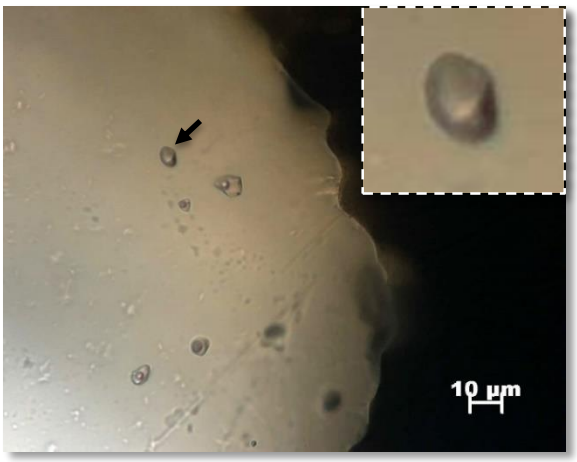


Figura 145 – Exemplo de IF monofásica (amostra Af31.0); em destaque à direita.

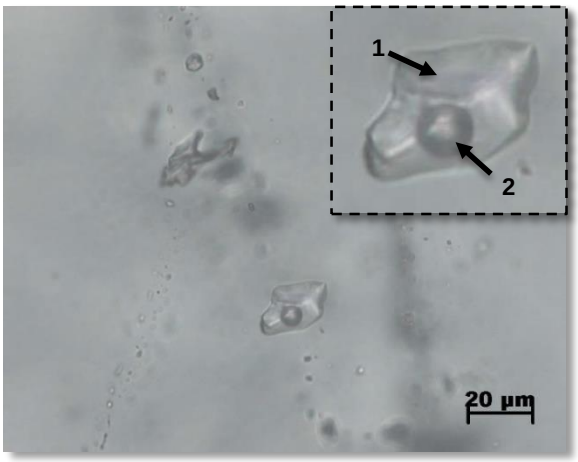


Figura 146 – Exemplo de IF bifásica aquosa (amostra Af31.0); em destaque à direita; 1-fase líquida, L; 2-fase vapor, V.

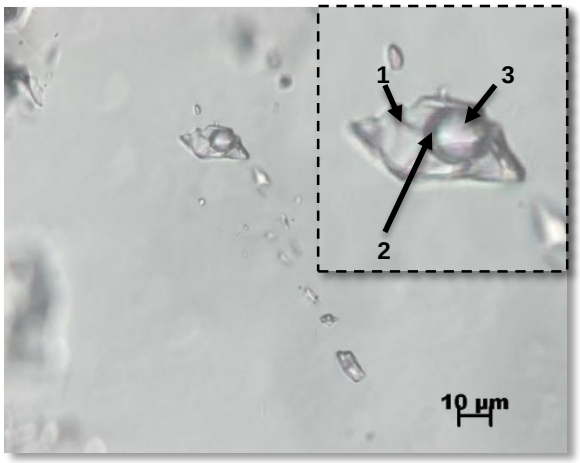


Figura 147 – Exemplo de IF trifásica aquocarbónica (amostra ASM 020); em destaque à direita; 1-fase líquida, L1; 2-fase líquida, L2; 3-fase vapor, V.

ESTUDO MICROTERMOMÉTRICO

Das técnicas utilizadas no estudo de fluidos, a análise microtermométrica é aquela que é mais utilizada e a primeira etapa a realizar, logo após ao estudo petrográfico. A microtermometria é uma técnica não destrutiva e requer equipamentos

relativamente baratos e de simples utilização acoplados a microscópios óticos. Este método pode ser aplicado a minerais transparentes (ex: quartzo) e consiste na observação das temperaturas nas quais se verificam mudanças no número e/ou estado das fases fluidas no decorrer do arrefecimento (criometria) e aquecimento (termometria) das IF. Dependendo da composição do fluido em estudo podemos observar a fase sólida, líquida e vapor (Shepherd *et al*, 1985).

MATERIAIS E MÉTODOS

Na criometria utilizou-se o microscópio de luz transmitida ao qual se acoplou uma platina Chaixmeca (Poty *et al*., 1976) permitindo, assim, arrefecer ou aquecer as amostras em estudo (Fig. 148). O arrefecimento foi efetuado através da circulação de azoto líquido, permitindo realizar ensaios entre temperaturas compreendidas entre -180ºC e +30ºC. A leitura é feita durante o aquecimento gradual das inclusões fluidas, logo após o seu arrefecimento. Na termometria são registados os valores das temperaturas compreendidas entre +30ºC até +1500ºC. Das temperaturas registadas são especialmente importantes as temperaturas de fusão (Tf) e as temperaturas de homogeneização (Th).

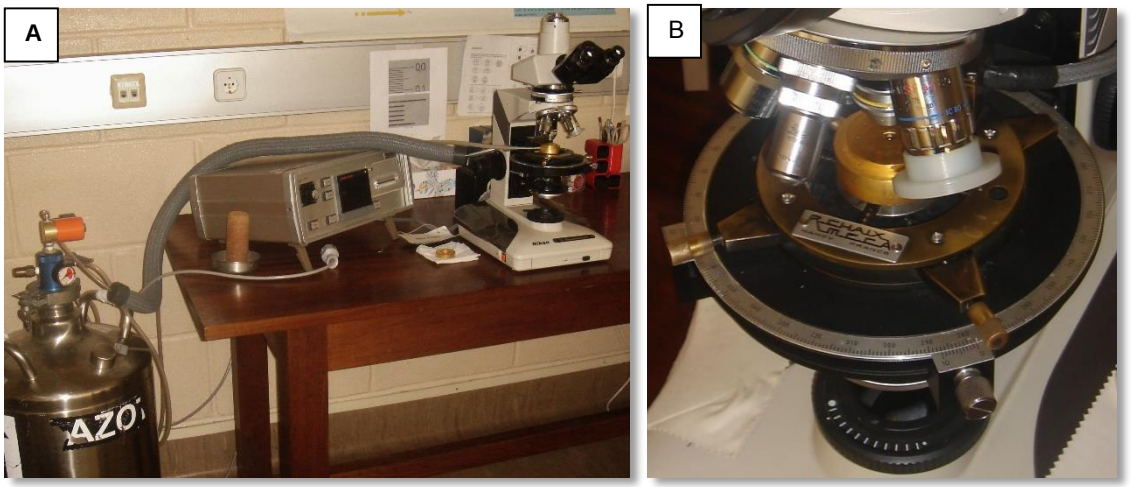


Figura 148 - (A) Equipamento utilizado para o estudo das IF; (B) Pormenor da platina usada para a criometria.

Para uma boa repetibilidade das leituras procedeu-se à calibração das platinas com uma certa regularidade. Para a calibração da platina a baixas temperaturas utilizaram-se como padrões, inclusões naturais e inclusões sintéticas.

As IF naturais são inclusões aquocarbónicas contendo CO_2 puro cujo ponto de fusão ($TfCO_2$) ocorre a T= -56,6ºC; as IF sintéticas são inclusões aquosas pertencentes

ao sistema H_2O-NaCl em que a fusão do gelo (TfG) ocorre à temperatura -0,4ºC. A velocidade de aquecimento foi monitorizada de forma a obter uma precisão de ±0,2ºC durante os ensaios de criometria. Na termometria são utilizados como padrões produtos sólidos com pontos de fusão conhecidos e fabricados pela marca *Merck Co Schlemzkorper* e a precisão das medidas foi de ±1ºC. A salinidade, expressa em % peso eq. NaCl, foi calculada a partir dos dados microtermométricos utilizando a equação de Bodnar (1993). O cálculo da fração volumétrica da fase aquosa (Flw) foi estimado recorrendo aos quadros de referência de Shepherd *et* al, (1985).

Neste trabalho serão somente apresentados os resultados referentes aos ensaios de criometria.

Foram selecionadas as amostras Af 31.0 e ASM 020 pertencentes à fácies G0 e a amostra ASM 097 da fácies G1 do CPSE para a realização do estudo microtermométrico preliminar das inclusões fluidas contidas nos PIF. O estudo foi efetuado em lâminas espessas (espessura de cerca de 200µm) polidas de ambos os lados anteriormente elaboradas para o estudo da geometria dos planos de inclusões fluidas (PIFs). O estudo das IF com sinais de deformação ou com perda de fluido (*leakage*) foi evitado.

TIPOLOGIA ADOTADA

Tipo L – as mais simples; encontram-se preenchidas somente por fase líquida (monofásicas);

Tipo V – preenchidas somente por vapor de baixa densidade (normalmente misturas de CO_2, CH_4, H_2O, N_2) sem líquido visível;

Tipo S – quando contêm fase sólida;

Tipo G – aprisionadas a partir do *melt* de silicatos, formando-se inclusões cristalinas ou inclusões com vidro se o arrefecimento foi rápido. As inclusões com vidro são mais comuns em fenocristais de rochas vulcânicas.

Índices:

c – CO_2, espécie dominante na fase volátil

m – CH_4, espécie dominante na fase volátil

w – indicativo da presença de uma fase aquosa (H_2O +/- sais)

s – presença de uma fase sólida.

Inclusões aquosas – Lw (H_2O +/- NaCl)

Inclusões carbónicas – Lc

Inclusões aquo-carbónicas – Lc-w ou Vc-w

RESULTADOS OBTIDOS

Na tabela 4 apresentam-se os resultados obtidos no decurso do estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas contidas nos PIF das amostras estudadas.

Fácies G0

- ***Amostra Af 31.0***

As inclusões fluidas estudadas no quartzo desta amostra pertencem ao sistema H_2O-NaCl (tipo Lw1). Ocorrem essencialmente em PIFs intragranulares com orientações: NW-SE (dominante), N-S e E-W, subverticais (Fig. 149).

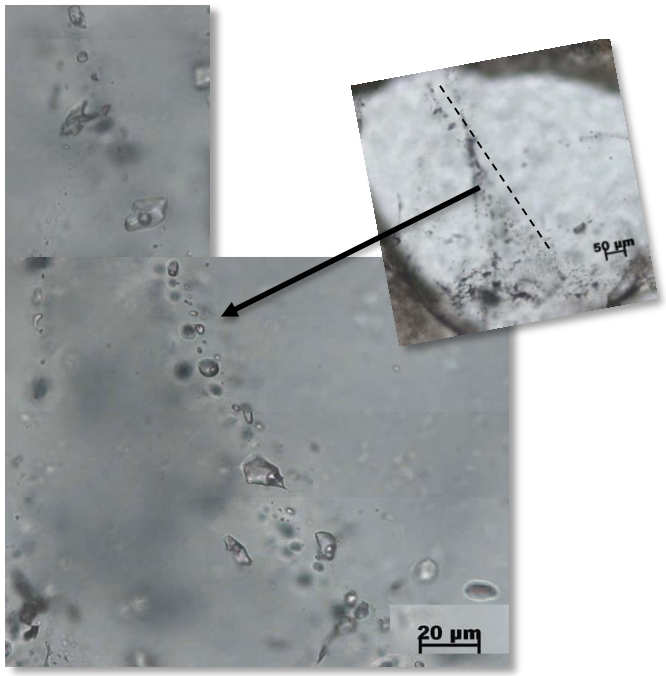


Figura 149 - Exemplo de algumas IF estudadas representativas das orientações predominantes das microfraturas do quartzo.

Estas inclusões são bifásicas à temperatura ambiente e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,80 e 0,95. Apresentam formas predominantemente regulares e dimensões entre 5 e 23µm (Fig. 149). Nos PIF NW-SE as temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -0,1 e -3,1ºC, correspondendo a salinidades compreendidas entre 0,18 e 5,11% p eq. NaCl. Os PIF N-S e E-W apresentam uma gama de variação da TfG um pouco inferior entre -1,7/-2,1ºC e -1,6/-2,2ºC respetivamente, a que correspondem salinidades variando entre 2,74 e 3,71% p eq. NaCl (Tab. 4).

Tabela 4 - Dados microtermométricos das inclusões fluidas contidas nos PIF do quartzo das amostras estudadas. A abreviatura dos parâmetros microtermométricos é referida no texto; n.o.: não observado.

		Petrografia						Microtermometria					
Amostra	**Localização**	**Mineral**	**IF**	**Ocorrência**	**Dimensão (µm)**	**Tipo**	**Flw**	**TfCO2(ºC)**	**TfG(ºC)**	**eq.wt%NaCl**	**TfCl(ºC)**	**ThCO2(ºC)**	**Modo**
AF 31.1	CPSE G0	Quartzo	1	PIF NW/SE	15,7	Lw1	0,80		-2,3	3,87			
		Quartzo	3		10,0		0,90		-1,4	2,41			
		Quartzo	4		5,7		0,90		-0,6	1,05			
		Quartzo	5		5,7		0,80		-0,6	1,05			
		Quartzo	6		10,0		0,80		-2,6	4,34			
		Quartzo	7		7,1		0,90		-1,8	3,06			
		Quartzo	8		10,0		0,90		-3,1	5,11			
		Quartzo	9		5,7		0,90		-1,9	3,23			
		Quartzo	10		7,1		0,95		-0,1	0,18			
		Quartzo	11		7,1		0,80		-3,1	5,11			
		Quartzo	12		22,9		0,90		-2,1	3,55			
		Quartzo	14		12,9		0,90		-1,7	2,90			
		Quartzo	15		10,0		0,95		-0,9	1,57			
		Quartzo	1	PIF N/S	6,9		0,90		-1,9	3.23			
		Quartzo	2		5,0		0,95		-2,1	3,55			
		Quartzo	3		5,0		0,90		-2,1	3,55			
		Quartzo	4		5,0		0,95		-1,7	2,9			
		Quartzo	5		8,0		0,90		-2,1	3,55			
		Quartzo	6		7,0		0,90		-1,7	2,9			
		Quartzo	7	PIF E/W	7,0		0,90		-1,9	3,23			
		Quartzo	8		15,0		0,90		-1,6	2,74			
		Quartzo	9		15,0		0,90		-2,1	3,55			
		Quartzo	10		6,0		0,90		-2,0	3,39			
		Quartzo	11		14,0		0,90		-2,2	3,71			
		Quartzo	12		10,0				-1,9	3,23			

Tabela 4 – (Cont.)

		Petrografia						Microtermometria					
Amostra	**Localização**	**Mineral**	**IF**	**Ocorrência**	**Dimensão (µm)**	**Tipo**	**Flw**	**TfCO2(ºC)**	**TfG(ºC)**	**eq.wt%NaCl**	**TfCl(ºC)**	**ThCO2(ºC)**	**Modo**
		Quartzo	1	PIF NW/SE(N135)		Lc-w		-57,4			n.o	n.o	
		Quartzo	1	PIF N/S(N13)			0,50	-57,7	n.o.		7,8	27,4	L
		Quartzo	5	PIF N/S(N13)			0,80	-59,6	n.o.		7,5	19,9	L
		Quartzo	6	PIF N/S(N13)			0,70	-56,7	n.o.		n.o	n.o	
		Quartzo	1				0,70	-58,0	n.o.		6,6	24,3	V
		Quartzo	2				0,70	-58,5	n.o.		6,7	24,0	V
		Quartzo	2	PIF N/S(N13)		Lw-c	0,60		-5,3		7,1		
		Quartzo	3	PIF N/S(N13)			0,50		n.o.		5,6		
		Quartzo	4	PIF N/S(N13)			0,60		n.o.		3,6		
		Quartzo	2	PIF NW/SE(N135)					n.o.		6,9		
		Quartzo	1	PIF NE-SW(N15)	6,0-8,0	Lw1	0,90-0,95		-4,0	6,45			
ASM 020	CPSE G0	Quartzo	2						-4,0	6,45			
		Quartzo	3						-5,2	8,14			
		Quartzo	4						-3,8	6,16			
		Quartzo	5						-1,1	1,91			
		Quartzo	6						-2,9	4,80			
		Quartzo	7						-2,6	4,34			
		Quartzo	1	PIF NE/SW(N10)			0,90-0,95		-4,5	7,17			
		Quartzo	2						-4,0	6,45			
		Quartzo	3						-4,8	7,59			
		Quartzo	4						-4,1	6,59			
		Quartzo	5						-4,5	7,17			
		Quartzo	6						-1,1	1,91			
		Quartzo	1	PIF NW/SE(N140)			0,95		-6,0	9,21			

Tabela 4 – (Cont.)

		Petrografia				Microtermometria						
Amostra	**Localização**	**Mineral**	**IF**	**Ocorrência**	**Dimensão (µm)**	**Tipo**	**Flw**	**TfCO2(ºC)**	**TfG(ºC)**	**eq.wt%NaCl**	**TfCl(ºC)**	**ThCO2(ºC)**	**Modo**
		Quartzo	2				0,90		-5,8	8,95			
		Quartzo	3				0,95		-6,0	9,21			
		Quartzo	1	PIF NW/SE(N140)			0,90		-4,9	7,73			
		Quartzo	2				0,95		-4,8	7,59			
		Quartzo	3				0,95		-4,6	7,31			
		Quartzo	4				0,95		-5,0	7,86			
		Quartzo	7	PIF NE/SW (N15)		Lw1			-1,8	3,06			
		Quartzo	8						-3,3	5,41			
		Quartzo	9						-4,0	6,45			
		Quartzo	9	PIF NE/SW(N35)			0,95		-3,1	5,11			
ASM 020	CPSE G0	Quartzo	10						-3,5	5,71			
		Quartzo	11						-3,5	5,71			
		Quartzo	12				0,90		-3,6	5,86			
		Quartzo	13				0,95		-3,3	5,41			
		Quartzo	1	PIF NE/SW(N25)		Lw1	0,90-0,95		-0,5	0,88			
		Quartzo	2						-2,4	4,03			
		Quartzo	3*						-0,7	1,23			
		Quartzo	4						-3,0	4,96			
		Quartzo	5						-2,6	4,34			
		Quartzo	1	PIF NE/SW(N30)			0,95		-3,4	5,56			
		Quartzo	2				0,90		-3,6	5,86			
		Quartzo	3				0,95		-4,0	6,45			
		Quartzo	4	PIF N/S			0,90		-3,6	5,86			

Tabela 4 – (Cont.)

		Petrografia					Microtermometria					
Amostra	**Localização**	**Mineral**	**IF**	**Ocorrência**	**Dimensão (µm)**	**Tipo**	**Flw**	**TfCO2(ºC)**	**TfG(ºC)**	**eq.wt%NaCl**	**TfCl(ºC)**	**ThCO2(ºC)**	**Modo**
ASM 020	CPSE G0	Quartzo	6				0,95		-3,2	5,26			
		Quartzo	7						-3,0	4,96			
		Quartzo	8						-3,1	5,11			
		Quartzo	1	PIF NE/SW(N40)			0,95		-5,1	8,00			
		Quartzo	2				0,95		-5,3	8,28			
		Quartzo	3				0,90		-4,6	7,31			
		Quartzo	4				0,90		-4,4	7,02			
		Quartzo	5				0,90		-4,2	6,74			
		Quartzo	6				0,95		-4,2	6,74			
		Quartzo	7				0,90		-4,0	6,45			
		Quartzo	8				0,95		-4,4	7,02			
		Quartzo	9				0,90		-4,4	7,02			
		Quartzo	1	PIF NW/SE(N155)		Lw2			-20,0				
		Quartzo	2						-14,3				
		Quartzo	1	PIF NE/SW (N15)			0,95		-21,0				
		Quartzo	2						-18,2				
		Quartzo	3						-21,3				
ASM097	CPSE G1	Quartzo	1	PIF NE-SW(N55)	12,0	Lw1	0,80		-7,2	10,73			
		Quartzo	2		10,0		0,80		-7,1	10,61			
		Quartzo	3		10,0		0,80		-6,8	10,24			
		Quartzo	4		10,0		0,80		-5,9	9,08			
		Quartzo	5		10,0		0,80		-5,5	8,55			
		Quartzo	6				0,95		-2,6	4,34			
		Quartzo	7		4,0		0,90		-3,3	5,41			
		Quartzo	8		5,0		0,95		-4,0	6,45			

- ***Amostra ASM 020***

Nesta amostra foram observadas quatro tipos de inclusões fluidas: Lc-w, aquocarbónicas; Lw-c, aquocarbónicas bifásicas; Lw1, aquosas de baixa a média salinidade e Lw2, aquosas de elevada salinidade.

Inclusões aquocarbónicas - Lc-w

Ocorrem essencialmente em PIF N-S a N15ºE e N135º com dimensões compreendidas entre 6 e 20 µm. As de menores dimensões (6 a 8 µm) apresentam formas em cristal negativo e as de maiores dimensões apresentam formas mais complexas (Figs. 150 e 151). A fase carbónica representa 50 a 80% do seu volume total. À temperatura ambiente são normalmente trifásicas – CO_2 (L), CO_2 (V), H_2O (L). As temperaturas de fusão do CO_2 ($TfCO_2$) ocorrem entre -59,6 e -56,7ºC com temperaturas de homogeneização ($ThCO_2$) variando entre 19,9 e 27,4ºC em fase líquida. As IF cuja $ThCO_2$ se dá em fase vapor (entre 24,0 e 24,3ºC) apresentam $TfCO_2$ entre -58,5 e -58,0ºC. As $TfCO_2$ inferiores a -56,6ºC (ponto triplo do CO_2 puro) são indicadoras da presença de outras espécies voláteis tais como CH_4, N_2 e H_2S. A temperatura de fusão dos "gases hidratados" ou simplesmente "clatratos" (TfCla) varia entre +6,6 e +7,8ºC. Posteriormente estes valores de TfCla serão utilizados para determinar a salinidade deste tipo de IF. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) são de difícil observação (Tab.4).

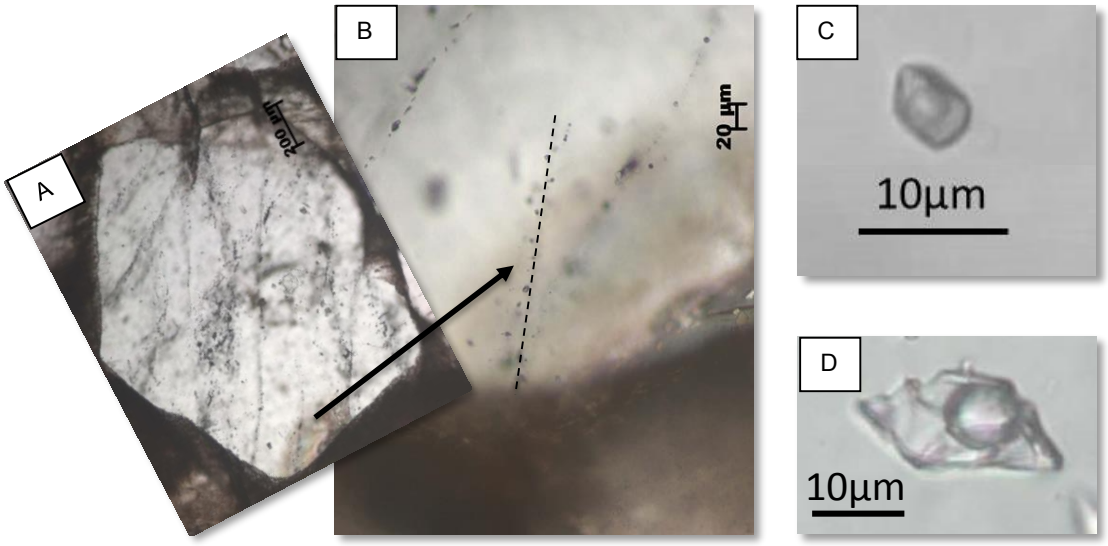


Figura 150 - (A) Inclusões fluidas aquocarbónicas (tipos Lc-w/Lw-c) em PIF ~N15º; (B) Pormenor da figura anterior; (C) Exemplo de IF Lc-w-$ThCO_2$ em fase líquida; (D) $ThCO_2$ em fase vapor.

Inclusões aquocarbónicas bifásicas - Lw-c

Ocorrem essencialmente em PIFs associadas às do tipo Lc-w (Figs. 151-A e 151-B). As IF estudadas são bifásicas à temperatura ambiente e apresentam formas em cristal negativo com dimensões maioritariamente compreendidas entre 6 e 10 μm. O seu volume aquoso varia entre 0,50 e 0,70. Como a densidade da fase volátil é baixa, comparativamente às do tipo Lc-w, durante o arrefecimento não se observa o aparecimento de uma outra fase de CO_2 mas apenas se observa a formação de clatratos. As temperaturas de fusão dos clatratos (TfCla) dão-se entre +3,6 e +7,1ºC. As TfG estão compreendidas entre -5,0 e -5,3ºC (Tab.4).

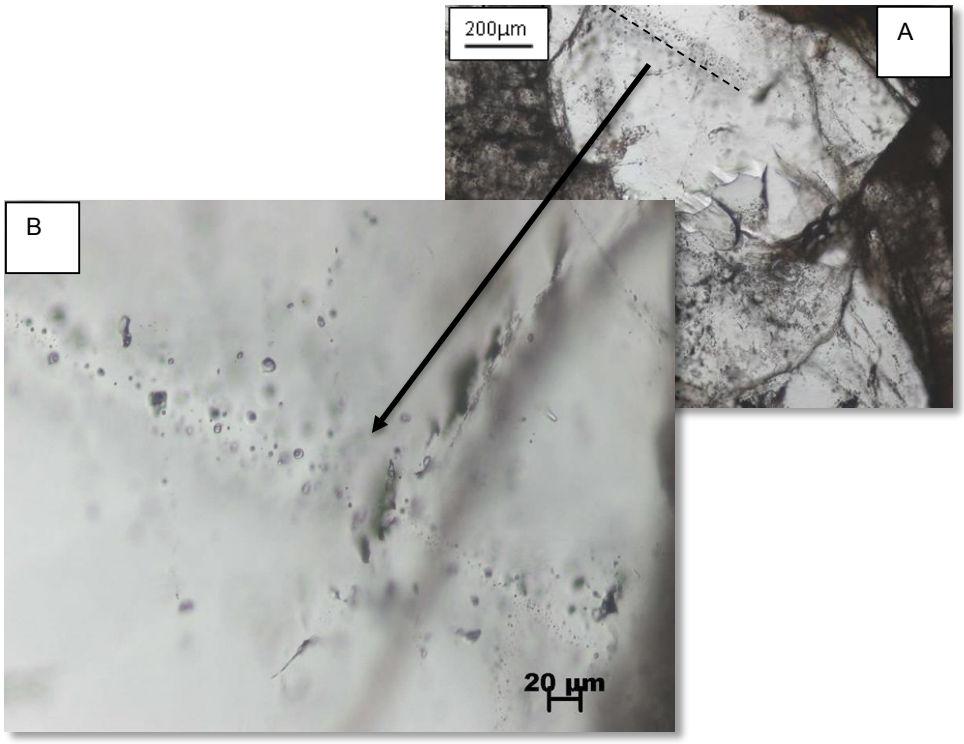


Figura 151 – (A) Inclusões fluidas aquocarbónicas (tipos Lc-w/Lw-c) em PIF ~N135ºE;
(B) Pormenor da figura anterior.

Inclusões aquosas de baixa a média salinidade, Lw1

Este tipo de IF pertence ao sistema NaCl-H_2O. Ocorrem essencialmente em PIF com orientações N-S a N40ºE e N140ºE. São bifásicas à temperatura ambiente e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,90 e 0,95. As IF estudadas apresentam formas complexas e dimensões variadas (entre 5 e 25 μm).

Nas direções N-S a N40ºE (Fig.152) as temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -0,5 e -5,3ºC, correspondendo a salinidades compreendidas entre 0,88 e 8,28% p. eq. NaCl. Nas IF que ocorrem nos PIFs N140º as TfG ocorrem entre -4,6 e -6,0ºC, correspondendo a salinidades um pouco mais elevadas entre 7,31 e 9,21% p. eq. NaCl (Tab. 4).

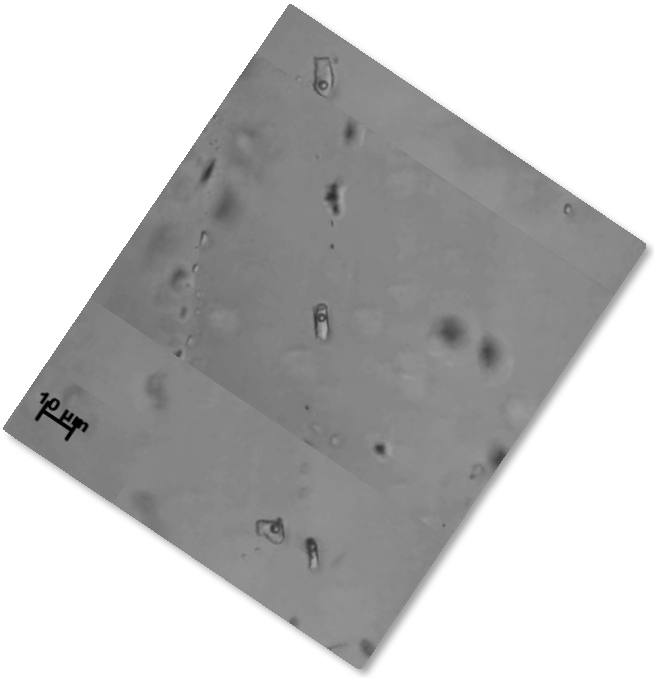


Figura 152 - Inclusões fluidas aquosas (tipo Lw1) em PIF ~N-S.

Inclusões aquosas de elevada salinidade, Lw2

Caracterizam-se por apresentarem salinidades mais elevadas (salinidades entre 17,4 e 21,2% p. eq. $NaCl+CaCl_2$) com temperaturas do eutético inferiores a -52ºC, indicando a presença de catiões bivalentes (Ca^{++}e/Mg^{++}). Apresentam com frequência formas irregulares (Fig.153) e dimensões compreendidas entre 8 e 25 µm. As (TfG) estão compreendidas entre -14 e -21ºC (Tab. 4).

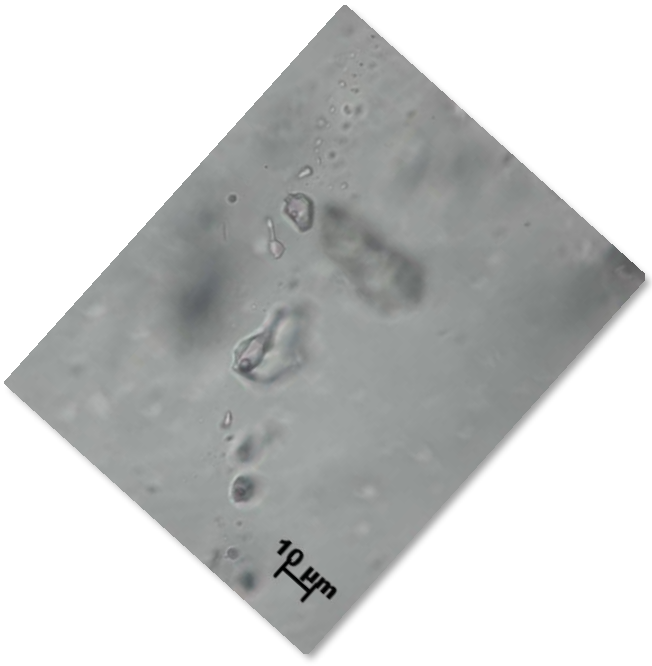


Figura 153 - Inclusões fluidas aquosas (tipo Lw2) em PIF ~N15ºE.

Fácies G1

- ***Amostra ASM 097***

As inclusões fluidas estudadas nos quartzos da ASM 097 ocorrem essencialmente em PIFs intragranulares de orientação dominante NE-SW (Fig. 154). Estas inclusões são bifásicas à temperatura ambiente (tipo Lw1) e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,80 e 0,95.

Apresentam formas predominantemente regulares e dimensões entre 5 e 12 µm. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -2,6 e -7,2ºC, correspondendo a salinidades compreendidas entre 4,34 e 10,73% p eq. NaCl (Tab. 4).

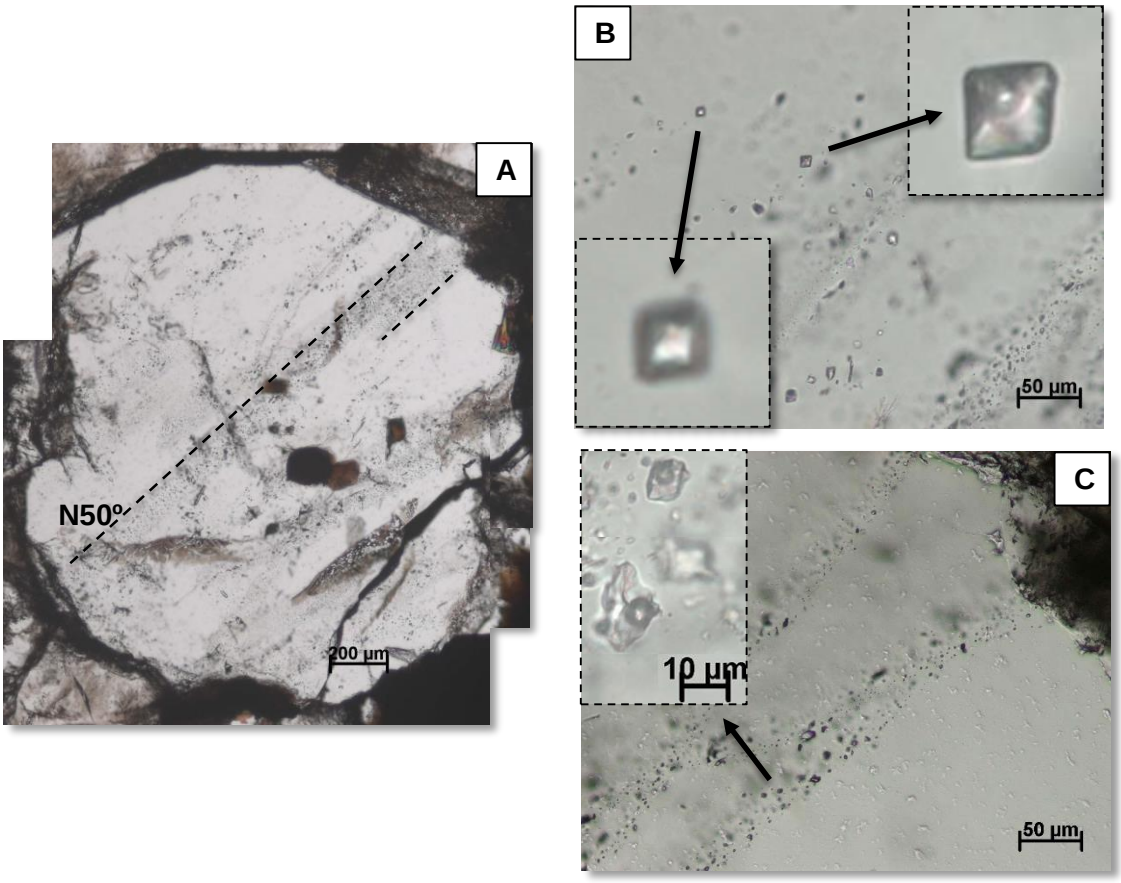


Figura 154 – (A) Inclusões fluidas aquosas (Tipos Lw1); (B) Inclusões de formas regulares e com dimensões entre 10 a 12 µm; (C) Inclusões em PIFs ~N50º.

Através dos valores obtidos para a salinidade das IF, realizaram-se histogramas de modo a avaliar qual a fácies granítica que contém os fluidos mais salinos (Fig. 155).

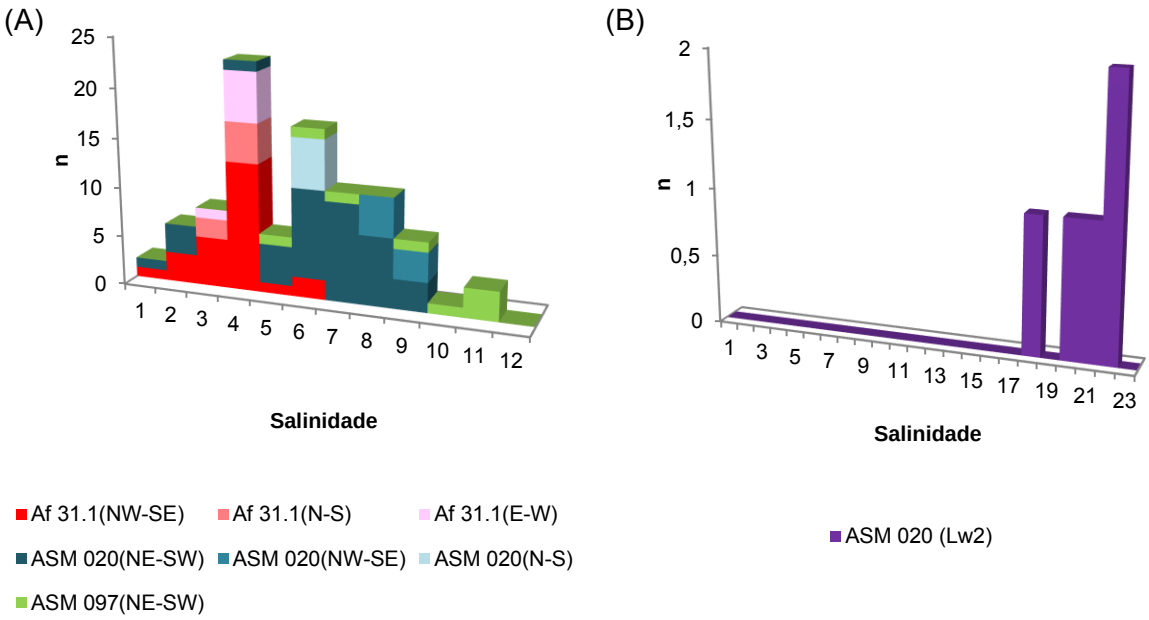


Figura 155 - Histogramas relativos à salinidade das IF Lw1 (A) e Lw2 (B).

Analisando os histogramas, observa-se que as IF aquosas (Lw1) mais salinas estão presentes na amostra ASM 097 da fácies G1 (Fig. 155-A). Contudo, na amostra ASM 020 da fácies G0 também se observaram inclusões muito salinas (Fig. 155-B), em PIF tardios e de orientação predominante N-S, estando porém estas IF no domínio $CaCl_2$ uma vez que as temperaturas relativas ao *first melting* são inferiores a -50ºC, indicando-nos a presença de catiões Ca+.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

VIII. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

Este trabalho resultou de um estudo multidisciplinar cujo principal objetivo foi compreender quais os efeitos metamórficos induzidos pelo Complexo Plutónico de Santa Eulália nas litologias envolventes. Como complemento a este estudo, foi ainda realizada a caracterização dos fluidos aprisionados nas fácies G0 e G1 do CPSE, assim como as características magnéticas das rochas do encaixante/*roof pendants*, nomeadamente os parâmetros de Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM) e de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI).

Da análise conjunta dos dados obtidos, podemos sintetizar as seguintes conclusões:

Parâmetros Magnéticos do Encaixante:

Os valores obtidos da suscetibilidade média (Km) das rochas do encaixante variam entre 55,9 e 717,8 x 10^{-6} SI. Relativamente à anisotropia magnética (P%) e ao parâmetro de forma (T), estes também apresentam valores muito distintos, onde o parâmetro P% varia entre 0,8 e 18,3% e o parâmetro de forma apresenta valores entre -0,359 e 0,622.

Assim, estes dados apontam comportamentos magnéticos distintos (paramagnéticos e ferromagnéticos), anisotropias variadas e diferentes formas para elipsoide magnético, nas diversas litologias. No entanto o *fabric* magnético, expresso pelas foliações magnéticas, NW-SE materializa a tendência regional.

O estudo da MRI indicou que apenas duas das amostras em análise saturam para o campo de 1T. Estas amostras, nomeadamente a amostra ASM 26 (anfibolito da Formação de Vila Boim) e ASM 27 (filito do Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem), sugerem a existência de estruturas do tipo magnetite.

As amostras Af 3.0 (anfibolito do Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem), Af 6.0 (filito da Formação de Barrancos), ASM JD1 (mármore da Formação Carbonatada) e ASM J58 (corneana pelítica da Formação de Vila Boim), não saturam para campos a 1T, o que evidencia a existência de poucos ou nenhuns minerais ferromagnéticos.

Mais uma vez, valores de SIRM, são muito heterogéneos, apresentando uma grande amplitude de valores dentro das litologias pertencentes quer aos *roof pendants*, quer à envolvente do CPSE.

Estudo Petrográfico:

O estudo petrográfico foi uma das fases mais importantes e, por isso, compreende o capítulo mais desenvolvido neste trabalho.

O estudo de litologias com idênticos protólitos no encaixante pôs em evidência que os efeitos térmicos da intrusão do CPSE foram significativos apenas nos *roof pendants*.

A análise petrográfica mostrou que, quer no bordo este quer no bordo oeste do CPSE, as rochas encaixantes não evidenciam um efeito térmico significativo, pelo que muitas das amostras meta-ígneas ainda preservam as suas características ígneas no que diz respeito à textura e composição mineralógica. Por outro lado, nos *roof pendants* do setor ocidental do CPSE o efeito térmico já é visível tanto nas rochas quartzo-pelíticas como nos mármores, sendo este evidenciado quer pelos aspetos texturais quer por aspetos mineralógicos. Nos aspetos texturais salienta-se a poligonização do quartzo, calcite e/ou plagioclase, e os indícios de fusão parcial indicados por *pool* de quartzo a envolver a plagioclase (amostra ASM 116). Nos aspetos mineralógicos realça-se a paragénese com vesuvianite, tremolite e epídoto nos mármores e a presença de silimanite-fibrolítica nas rochas pelíticas.

Importa referir que as amostras na faixa NE do CPSE, nomeadamente as amostras ASM 110, ASM 111, SE 13a e SE 13b, apesar de manifestarem características texturais de blastese e/ou recristalização próprias de um metamorfismo térmico, este não estará necessariamente associado à intrusão do CPSE. Assim, pensa-se que poderá dever-se à intrusão do granito de duas micas, no caso das amostras ASM 110 e ASM 111 ou, eventualmente à circulação de fluidos hidrotermais na Falha de Assumar. Relativamente às amostras SE 13a e SE 13b, deverá ser resultante de efeitos hidrotermais associados às anisotropias subverticais próximo do extremo ESE do CPSE.

Estudo Geoquímico:

As litologias metassedimentares apresentam alto teor de fracionamento das TRL, forte anomalia negativa do Eu e baixo fracionamento de TRP, embora com diferentes valores de ∑TR.

No que diz respeito às rochas meta-ígneas, estas apresentam padrões bem diferentes de TR, apresentando anomalia do Eu baixa ou quase nula, um padrão de TRL bastante íngreme e um padrão planar de TRP. Exceção a estes valores são as amostras SE 12a e SE 12b. A SE 12a (anfibolito) apresenta um traçado linear com fracionamento das TRL ligeiramente superior ao das TRP e sem anomalia do Eu, e a

amostra SE 12b (gnaisse intercalado na Série Negra), possui, ao contrário das restantes, anomalia positiva do Eu.

Analisando os dados geoquímicos de forma a perceber qual a contribuição crustal nas diversas litologias estudadas percebe-se que as litologias metassedimentares derivam de uma fonte da crusta continental superior e que as rochas meta-ígneas apresentam uma assinatura intermédia entre a crusta inferior e o manto, com estádios de fracionamento distintos. Em suma, a análise geoquímica das litologias do encaixante do CPSE evidencia o carácter heterogéneo e a grande diversidade de litologias metassedimentares e meta-ígneas aqui presentes.

Estudo dos Fluidos:

Ao analisar os diagramas de roseta obtidos pode dizer-se que os PIF indicam a existência de campos de tensões distintos, nas duas fácies, durante os episódios de tectónica tardia, frágil. Estas direções são compatíveis com as estruturas regionais no caso da fácies G0, com direção predominante NW-SE e com o campo de tensões tardi-varisco, regionalmente com direção NE-SW no caso da fácies G1.

Estes dados sugerem processos petrogenéticos distintos para as duas fácies do CPSE, uma vez que parecem não ter sido alvo do mesmo campo de tensões.

Correlacionando os dados obtidos com os PIF e os parâmetros magnéticos observa-se que tanto em G0 como em G1 as direções locais determinadas para os PIF são subparalelas às foliações magnéticas obtidas com os estudos de ASM. Esta concordância de direções sugere que a microfraturação aproveitou uma anisotropia, já existente, adquirida num estado magmático.

A microfraturação NNW-SSE na amostra ASM 020 (fácies G0) pode estar relacionada com uma anisotropia decorrente de um carreamento existente neste mesmo setor e com a mesma direção.

A partir do resultado do estudo preliminar de inclusões fluidas verifica-se uma predominância de fluidos aquosos de baixa a média salinidade em ambas as fácies do CPSE (G0 e G1), pelo que fluidos aquocarbónicos apenas foram observados numa amostra (ASM 020) da fácies G0. Relativamente à salinidade, as IF mais salinas observaram-se na amostra ASM 020, em PIF tardios e de orientação predominante N-S, estando esta amostra localizada no bordo ESE do CPSE. Este teor elevado poderá estar relacionado com a intrusão de greisens, presentes neste local e sensivelmente com a mesma direção N-S a NNW-SSE.

Trabalhos futuros:

A área envolvente ao CPSE, como se foi referindo ao longo do trabalho, é bastante complexa e contempla litologias muito diversificadas.

Para compreender melhor a geologia na área de Santa Eulália poder-se-ia realizar estudos mais aprofundados, e com maior número de amostras, de diversos parâmetros, referindo-se de seguida apenas alguns exemplos.

Os estudos de ASM e MRI poderiam ser aplicados a um maior número de amostras, das diversas litologias, de forma a retirar conclusões mais precisas sobre a mineralogia magnética e o *fabric* magnético do encaixante (envolvente e *roof pendants*) do CPSE.

Uma outra área que poderia ser mais explorada é a geoquímica, onde se poderia analisar amostras de todas as litologias do encaixante e, posteriormente, correlacionar com os dados petrográficos. Um dos aspetos importantes seria a realização de análises isotópicas no sentido de avaliar com maior consistência os efeitos metamórficos e/ou metassomáticos do CPSE no seu encaixante.

Relativamente à microtermometria, este estudo poderá ser retomado com o intuito de o complementar e melhorar. Deste modo será necessário completar o estudo dos fluidos continuando o tratamento e interpretação dos dados de IF, nomeadamente o cálculo da composição global e análise à microssonda *Raman*, a fim de se proceder ao traçado de isócoras que permitirão estimar as condições P-T de aprisionamento e circulação de fluidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo, A., Piçarra Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, J. T. (2013). As regiões central e sul da Zona de Ossa Morena. Em: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J. C. Kullerberg (eds.), Geologia de Portugal, Volume I- Geologia Pré-mesozóica de Portugal, Escolar Editora. Lisboa.

Bodnar, R.J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H2O-NaCl solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 683-684.

Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Folha 32-B – Portalegre, 1973
- Folha 32-D – Sousel, 1975
- Folha 33-A – Assumar, 1978
- Folha 33-C – Campo Maior, 1972
- Folha 36-B – Estremoz, 1974
- Folha 37-A – Elvas, 1970

Carta Geológica de Portugal. Escala 1:500 000. Folha 2. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 1992.

Dória, A. (1999). Evolução dos fluidos associados a processos mineralizantes: aplicação à região aurífera de Vila Pouca de Aguiar. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto. 345pp. (Tese de Doutoramento).

Dória, A., Morais, P., Santos, M. (2010). Estudo da microfracturação do maciço granítico de Castelo Branco através dos Planos de Inclusões Fluidas. GEOTIC – Sociedade Geológica de Portugal. VIII Congresso Nacional de Geologia. Revista Electrónica de Ciências da Terra vol.11, nº21.

Evenson, N.M., Hamilton, P.J. & O´Nions, R.K. (1978). Rare earth abundances in chondrite meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 1199-1212.

Lespinasse, M. & Pecher, A. (1986). Microfacturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion plans in a granit the Massif Central, France. Journal of Structural Geology. 8: 169-180pp.

Lespinasse, M. (1991). Les trainées d'inclusion fluids: marqueurs microstructuraux des paléocontraintes et des migrations fluids. Mém. Géol. Géochim. Uranium, 19, 251pp.

Lespinasse, M. (1999). Are fluid inclusion planes useful in structural geology? Journal of Structural Geology, 21, 1237-1243pp.

Lopes, J.M.C. (1989). Petrologia e Geoquímica de Granitóides Hercínicos na Zona de Ossa-Morena: O Maciço de Sta. Eulália. Univ. Évora, pp. 138-139.

Lopes, J.M.C. & Lopes, J.L. & Lisboa, J.V. (1997). Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do Complexo Plutónico de Monforte – Santa Eulália (NE-Alentejo, Portugal). Estudos, notas e trabalhos, Instituto Geológico e Mineiro, tomo 39, pp. 141-157.

Lopes, J.M.C., Munhá, J., Wu. C. T., Oliveira, V. M. J. (1998). O Complexo Plutónico de Monforte-Santa Eulália (Alentejo-NE, Portugal Central): caracterização geoquímica e considerações petrogenéticas. Comum. Inst. Geol. Min., 83: 127-142.

Menéndez, L.G., Azor, A., Pereira, M.D., Acosta, A. (2006). Petrogénesis de plutón de Santa Eulália (Alto Alentejo, Portugal). Revista de la Sociedad Geológica de España, 19 (1-2): 69-86.

Nogueira, P. & Noronha, F. (1995). PLANIF: Um programa de análise de imagens para o estudo de microstruturas das rochas. In: F. Sodré Borges& M.M.Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, Resumos Alargados. Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc.Univ.Porto, 4: 379-382.

Nogueira, P. (1997). Estudo de paleofluídos mineralizantes (Au, Ag, As) e sua migração. Aplicação a regiões auríferas do Norte de Portugal, 220 pp. Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento).

Nogueira, P. (1998). Os planos de inclusões fluidas (PIF) no estudo da evolução de sistemas hidrotermais. GEOlogos, Porto, 3: 26-37pp.

Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe, Coruña, 16, 221-250.

Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Medina, J., Solá, A.R. (2010). Evolução estratigráfica do Sudoeste do Maciço Ibérico do Ediacariano ao Devónico inferior. Em: J.M. Cotelo Neiva... [et al.] (eds.), Volume I - Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História. Lisboa.

Pereira, M.F., Silva, J.B., Solá, A.R., Chichorro, M. (2013). Nordeste Alentejano. Em: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J. C. Kullerberg (eds.), Geologia de Portugal, Volume I-Geologia Pré-mesozóica de Portugal, Escolar Editora. Lisboa.

Poty, B., Leroy, J., Jachimowicz, L., 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope, l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr., 99: 182-186.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. In: Reviews in Mineralogy. Vol. 12. 644 pp. Mineralogical Society of America.

Sant'Ovaia, H. (2000). O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar – Estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação, Universidade do Porto, Université Paul Sabatier (Toulouse III) 314 pp. (Tese de Doutoramento).

Sant'Ovaia, H., Lopes, J.C., Nogueira, P., Gomes, C., Cruz, C., Machado, J. (2012a). Petrophysical and geochemical characterization of the late-variscan Santa Eulália Plutonic Complex (Ossa-Morena Zone, Portugal). Em: Geo-Temas Volumen 13. Oviedo, 2012. Sociedade Geológica España. España. 1224-1227.

Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Lopes, J.C., Dória, A., Gomes, C., Cruz, C., Noronha, F. (2012b). Petrofísica e Geoquímica no Complexo Plutónico de Santa Eulália. 46º Congresso Brasileiro de Geologia e 1º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa. São Paulo, 2012. Sociedade Brasileira de Geologia do Brasil. Brasil.

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M. (1985). A Pratical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie et Son, LTD. New York.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in the sedimentry rocks, 312 pp. Blackwell Scientific Publ., London

Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F. (2001). Fluid inclusion petrography. Lithos 55: 27-47pp.

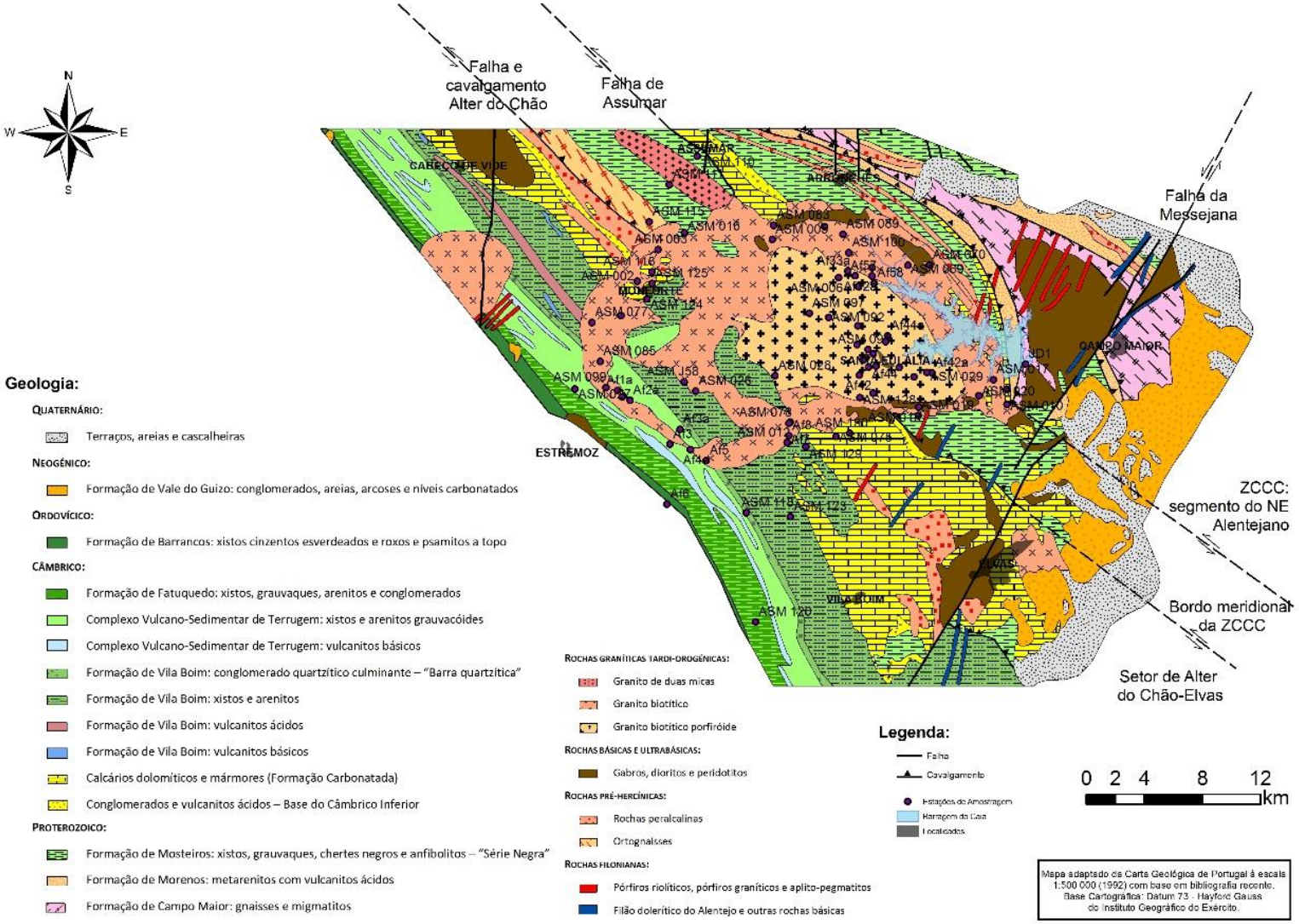
ANEXOS

ANEXOS

ANEXO	TÍTULO
ANEXO I	Mapa de Amostragem Total
ANEXO II	Parâmetros magnéticos: MRI
ANEXO III	Estudo petrográfico: Fichas petrográficas por lâmina
ANEXO IV	Estudo petrográfico: Tabela de síntese
ANEXO V	Estudo geoquímico: Tabela de dados
ANEXO VI	Estudo dos fluidos: Rosetas dos PIF estudados
ANEXO VII	Publicações no âmbito do Projeto/Dissertação

ANEXO I

MAPA DE AMOSTRAGEM TOTAL


N
W
E
S
Falha e cavalgamento Alter do Chão
Falha de Assumar
Falha da Messejana
ZCCC: segmento do NE Alentejano
Bordo meridional da ZCCC
Setor de Alter do Chão-Elvas
CABEÇO DE VIDE
ARRONCHES
CAMPO MAIOR
ESTREMOZ
ELVAS
VILA BOIM
Geologia:
QUATERNÁRIO:
Terraços, areias e cascalheiras
NEOGÉNICO:
Formação de Vale do Guizo: conglomerados, areias, arcoses e níveis carbonatados
ORDOVÍCICO:
Formação de Barrancos: xistos cinzentos esverdeados e roxos e psamitos a topo
CÂMBRICO:
Formação de Fatuquedo: xistos, grauvaques, arenitos e conglomerados
Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem: xistos e arenitos grauvacóides
Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem: vulcanitos básicos
Formação de Vila Boim: conglomerado quartzítico culminante – "Barra quartzítica"
Formação de Vila Boim: xistos e arenitos
Formação de Vila Boim: vulcanitos ácidos
Formação de Vila Boim: vulcanitos básicos
Calcários dolomíticos e mármores (Formação Carbonatada)
Conglomerados e vulcanitos ácidos – Base do Câmbrico Inferior
PROTEROZOICO:
Formação de Mosteiros: xistos, grauvaques, chertes negros e anfibolitos – "Série Negra"
Formação de Morenos: metarenitos com vulcanitos ácidos
Formação de Campo Maior: gnaisses e migmatitos
ROCHAS GRANÍTICAS TARDI-OROGÉNICAS:
Granito de duas micas
Granito biotítico
Granito biotítico porfiróide
ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS:
Gabros, dioritos e peridotitos
ROCHAS PRÉ-HERCÍNICAS:
Rochas peralcalinas
Ortognaisses
ROCHAS FILONIANAS:
Pórfiros riolíticos, pórfiros graníticos e aplito-pegmatitos
Filão dolerítico do Alentejo e outras rochas básicas
Legenda:
Falha
Cavalgamento
Estações de Amostragem
Harragem da Casa
Localidades
0 2 4 8 12
km
Mapa adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (1992) com base em bibliografia recente.
Base Cartográfica: Datum 73 - Hayford Gauss do Instituto Geográfico do Exército.

ANEXO II

PARÂMETROS MAGNÉTICOS:

MAGNETIZAÇÃO REMANESCENTE ISOTÉRMICA

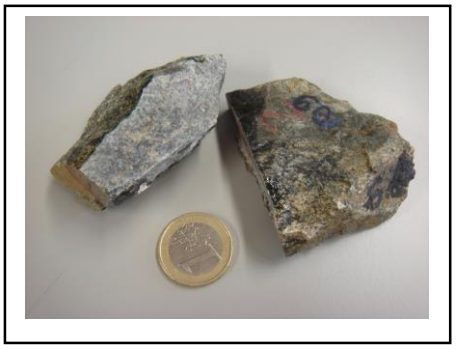
Intensidade (mT)	AF 6.0	ASM JD1	ASM 026	ASM J58	ASM 027	AF 3.0Maf
0	0,00016	0,03698	0,05794	0,00182	0,00123	0,00785
25	0,04247	0,30321	0,30113	0,08172	0,02333	0,07586
50	0,10699	0,53693	0,53739	0,17824	0,34118	0,12296
75	0,21954	0,71377	0,70264	0,27209	0,55230	0,21404
100	0,34592	0,76316	0,80868	0,36820	0,68841	0,24226
150	0,48254	0,85001	0,89905	0,51927	0,78260	0,30748
200	0,58436	0,85930	0,93246	0,62424	0,85359	0,37125
250	0,66399	0,89303	0,94894	0,70824	0,88920	0,41954
300	0,71050	0,86928	0,95464	0,73126	0,93017	0,47088
500	0,84672	0,91391	1,00000	0,86814	0,96159	0,64459
700	0,92032	0,94466	0,99202	0,95715	0,99356	0,82210
900	0,97427	0,94524	0,95953	0,99667	1,00000	0,96259
1000	1,00000	1,00000	0,97480	1,00000	0,99851	1,00000
0	1,00000	1,00000	0,97480	1,00000	0,99851	1,00000
-25	0,85748	0,37045	0,36885	0,64337	0,60220	0,81915
-50	0,63265	0,13904	0,02936	0,39149	0,13931	0,64035
-75	0,41638	0,39994	-0,39154	0,16219	-0,28906	0,50528
-100	0,24069	-0,54440	-0,56465	0,00662	-0,43450	0,42323
-150	0,04347	-0,68734	-0,73797	-0,23418	-0,62594	0,26314
-200	-0,20879	-0,74312	-0,79625	-0,38719	-0,75716	0,12575
-250	-0,35482	-0,75972	-0,82558	-0,50274	-0,79902	0,03864
-300	-0,45873	-0,77853	-0,84620	-0,59446	-0,83763	-0,11450
-500	-0,69264	-0,83887	-0,87137	-0,80798	-0,94998	-0,48572
-700	-0,81864	-0,87088	-0,87119	-0,90923	-0,96319	-0,70490
-900	-0,90319	-0,92314	-0,88661	-1,00481	-1,00718	-0,87469
-1000	-0,93688	-0,91803	-0,90379	-0,99791	-0,97489	-0,92226

ANEXO III

ESTUDO PETROGRÁFICO:

FICHAS PETROGRÁFICAS POR AMOSTRA

⚒ Amostra SE 2 (*roof pendant*)

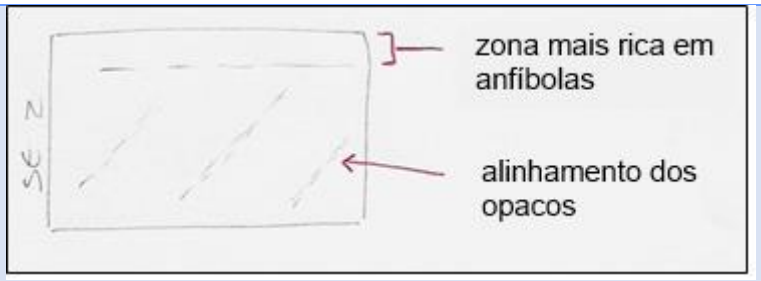




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [ ]
TIPO DE ROCHA	Níveis básicos metassomatizados da **Formação Vila Boim** (Vulcanitos básicos) Rocha calcossilicatada por metassomatismo de anfibolito.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Estrutura homogénea não orientada. Rocha de grão fino com uma superfície ferruginosa resultante da alteração.
TEXTURA	A textura geral é granoblástica heterogranular. Possui veios mais escuros de composição anfibolítica com níveis de composição calcossilicatada.
MINERALOGIA	Calcite + anfíbola + plagioclase + quartzo + biotite + apatite + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Rocha calcossilicatada por metassomatismo de anfibolito (silicificação de anfibolito) num *roof pendant* - Monforte; ‣ Rocha com metassomatismo por silicificação; ‣ Nas zonas mais anfibólicas há alinhamento preferencial dos cristais de anfíbola paralelo ao limite da zona com cristais de plagioclase ricas em inclusões tabulares de anfíbola; alguns dos aglomerados tabulares estão associados a minerais opacos anédricos e irregulares; Anfíbola = Horneblenda; ‣ Zona lateral mais escura composta essencialmente por anfíbolas tabulares, alguns opacos, biotite e plagioclase alinhados paralelamente à banda, no encosto dessa zona lateral de anfíbolas tabulares ocorrem anfíbolas euédricas; ‣ Há alinhamento preferencial de opacos; Os minerais opacos concentram-se, essencialmente no limite da zona com mais anfíbola e no restante contacto entre a faixa mais anfibolítica. A faixa dos opacos é marcada por quartzo com uma textura poligonal; ‣ Quartzo poligonal associado a plagioclase e ferrugenização dos espaços intergranulares; ‣ Biotite pouco abundante; Ocorre esporadicamente e parece estar associada e sobre anfíbola e não em substituição; ‣ Aglomerados granoblásticos de anfíbola, por vezes associada a biotite, quartzo ou plagioclase de textura isogranular poligonal; ‣ A plagioclase ocorre em cristais de diferentes dimensões, os maiores intercrescidos com quartzo subédrico de menor dimensão e cristais de plagioclase de menor dimensão, e pouco alterados, que poderão corresponder a distintas gerações: uma caracterizada por cristais de maiores dimensões e uma geração posterior pouco alterada;

- Presença de apatite euédrica a subédrica;
- Há vestígios da textura original da rocha anfibólica de textura mais grosseira e mais heterogranular – Plagioclase 1 (de maiores dimensões, mais alterada e heterogranular); e também há evidências de metassomatismo por silificação – zonas com quartzo + anfíbola + plagioclase 2 (está associada ao qz e é límpida e de dimensões menores, próximas da dimensão do qz) – de textura granoblástica isogranular e poligonização +/- evidente no qz.

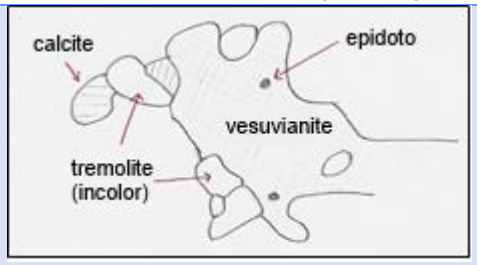
DESENHO(S) DA LÂMINA



⚒ Amostra SE 4 (*roof pendant*)

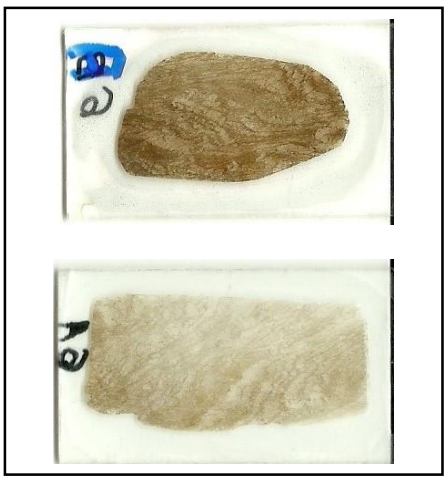




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada**. Rocha CC (mármore impuro) com cristais bem visíveis de vesuvianite.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha de granularidade bem visível com cristais centimétricos de vesuvianite.
TEXTURA	Sem foliação evidente; Textura granoblástica heterogranular com cristais de calcite de granularidade heterogénea, com alguma tendência para a poligonização. Cristais de epídoto subédricos (+/-arredondados).
MINERALOGIA	Tem calcite + vesuvianite + tremolite (aspeto fibroso/ asbestiforme e cristais anédricos a subédricos, mais esverdeados ou mais incolor, =anfíbola) + epídoto (com pleocroísmo de relevo) + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Mármore em contexto térmico de alto grau, metamorfismo de contacto; ‣ Há pontos triplos (ângulos ~ 120°); Estes ângulos existem entre minerais da mesma espécie (ex. calcite); Os pontos triplos implicam poligonização, associada a alto grau metamórfico; ‣ Tem epídoto (cristais pequenos) - sobre tremolite (cristais subédricos) - sobre calcite; ‣ A tremolite está sobretudo concentrada nos espaços intergranulares da calcite; ‣ A calcite evidencia uma textura granoblástica poligonal heterogranular com epídoto granular a ocupar sobretudo os espaços intergranulares.
DESENHO(S) DA LÂMINA	

⚒ Amostra SE 6a (bordo SE CPSE)

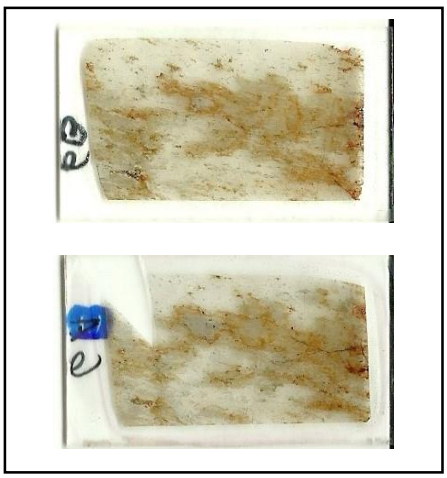




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Série Negra.** Filito
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha pelítica anisotrópica com foliação paralela/subparalela a um bandado fino, infra milimétrico, de níveis mais claros e cinzentos mais escuros.
TEXTURA	Textura grano-lepidoblástica.
MINERALOGIA	Quartzo + moscovite + biotite incipiente +/- turmalina
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Rocha pelítica; ‣ Localizada próximo do bordo SE do CPSE; ‣ É uma rocha pelítica “associada” a uma rocha carbonatada (=JD1); ‣ Blastese incipiente de biotite que é posterior à foliação (pois não está orientada com a foliação); ‣ Cristais de turmalina dispersos; ‣ Blastese incipiente de biotite pós-deformação evidencia um efeito térmico de baixa temperatura – zona da biotite.

⚒ Amostra SE 6b (bordo SE CPSE)

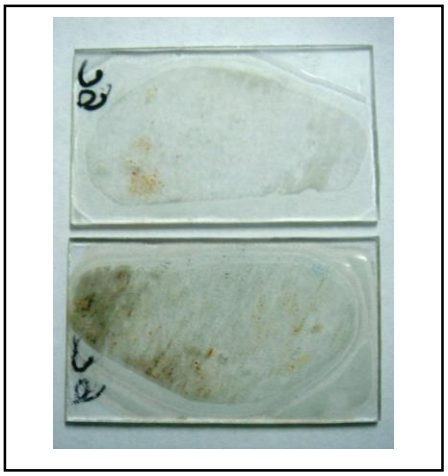


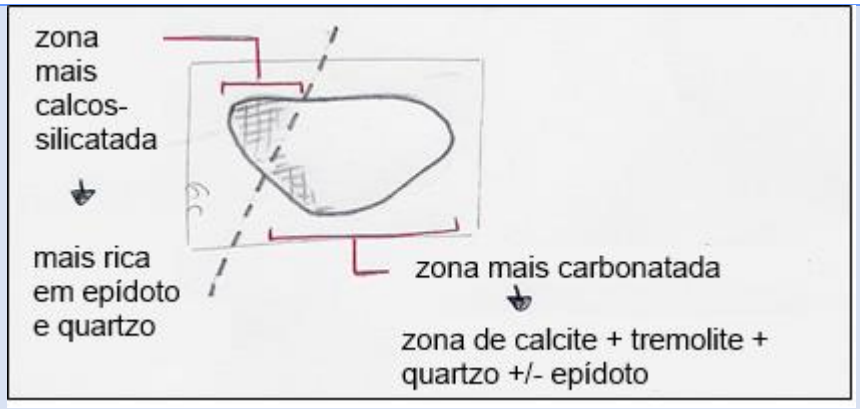


TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada.** Rocha calcossilicatada.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha com bandado composicional e textural pouco regular com alteração amarelo-acastanhada típica na zona superficial e nas zonas mais fraturadas. Bandas mais claras, mais siliciosas e mais calcíticas; bandas mais escuras (acastanhadas) mais ricas em epídoto.
TEXTURA	Textura granoblástica fina, heterogranular e com bandas composicionais.
MINERALOGIA	Quartzo + epídoto + calcite + clorite + moscovite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Rocha de baixo grau de metamorfismo; ‣ Filonetes preenchidos sobretudo por epídoto mas também por calcite; ‣ Quartzo microcristalino sem recristalização; quartzo sem poligonização evidente; ‣ Há moscovite secundária associada à clorite; ‣ Lentículas de quartzo poligonado; ‣ Alinhamento de quartzo nalguns locais; ‣ Bandas com muito quartzo e outras com pouco quartzo.

⚒ Amostra SE 6c (bordo SE CPSE)





TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada.** Mármore impuro.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha compacta de granularidade visível e homogénea. Cristais aciculares de tremolite visíveis macroscopicamente e marcando um alinhamento preferencial paralelo ao bandado composicional.
TEXTURA	Textura granoblástica marcada por grãos heterogranulares de calcite, associado à tremolite com textura fibro-radiada.
MINERALOGIA	Calcite + tremolite + quartzo + epídoto + biotite + clorite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ A rocha apresenta bandado composicional de composição calcossilicatada e zonas de composição mais carbonatada; ‣ Rocha de baixo grau metamórfico; ‣ Zona calcossilicatada – tem quartzo heterogranular a cripto-cristalino associado a epídoto + tremolite + biotite cloritizada; ‣ Tendência de poligonização mais marcada do que na amostra JD1 e evidente nas zonas de composição mais carbonatada; ‣ Tremolite com textura fibro-radiada; tremolite ocorre sobretudo nos espaços intergranulares da calcite; ‣ Biotite a cloritizar.
DESENHO(S) DA LÂMINA	

⚒ Amostra SE 9a (Sul CPSE)

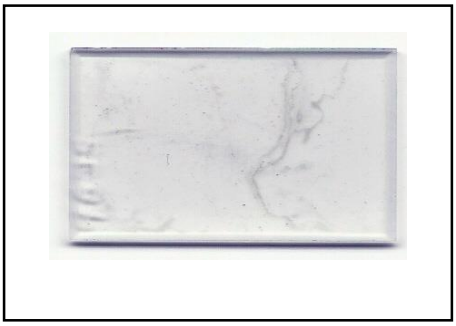




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada** (Junto a Vila Boim). Rocha meta-ígnea cloritizada - anfibolito.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha compacta de estrutura homogénea e não orientada de granularidade fina e cor cinzenta esverdeada; Grãos de sulfuretos bem visíveis e dispersos; Fraturas secantes com carbonatos/ alguns filonetes calcíticos.
TEXTURA	Textura em geral não orientada com alguma tendência fibro-radiada e heterogranular; Vesiculas, filonetes e zonas de orientação preferencial das anfíbolas; Textura marcada sobretudo pela plagioclase preservando uma textura ígnea.
MINERALOGIA	Plagioclase + clorite + calcite + epídoto + quartzo + esfena/leucoxena + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Calcite dispersa ou em filonetes; ‣ Há uma zona com composição mais clorítico-moscovítica, opacos, quartzo e sem plagioclase; ‣ Vesículas com preenchimento de calcite e quartzo; ‣ Plagioclase com tendência para textura fibro-radiada; ‣ Fraturas secantes com preenchimento de carbonatos; ‣ Rocha meta-ígnea com efeitos térmicos pouco evidentes. Local poligonização do quartzo em pequenas vesículas.

⚒ Amostra SE 9b (Sul CPSE)

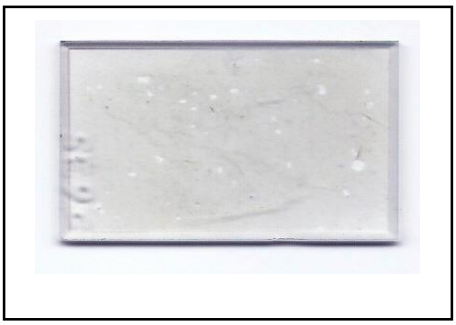




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada** (Junto a Vila Boim). Mármore dolomítico.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Estrutura não orientada e não homogénea com veios irregulares com diferenças texturais e/ou composicionais.
TEXTURA	Textura granoblástica heterogranular com bandas de granularidade muito fina e outras de granularidade mais grosseira.
MINERALOGIA	Calcite + quartzo + plagioclase + tremolite + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Mármore impuro; ‣ Rocha muito porosa; ‣ Tremolite esporádica; ‣ Os grãos de quartzo tem formas irregulares e interpenetradas com cristais de calcite; ‣ Evidência de recristalização em condições de baixa temperatura devendo as diferenças texturais e composicionais ser condicionadas pela estratificação.

⚒ Amostra SE 9c (Sul CPSE)



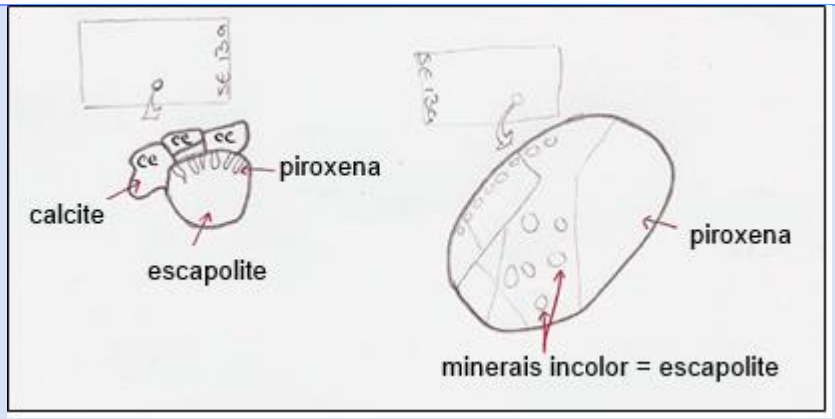


TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada** (Junto a Vila Boim). R. porfirítica ácida/ Vulcanito ácido.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha homogénea não orientada com fraturas irregulares com carbonatos.
TEXTURA	Textura porfirítica de matriz fina com fenocristais euédricos e/ou arredondados de quartzo, plagioclase
MINERALOGIA	Quartzo + plagioclase + calcite + feldspato + moscovite + clorite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Fenocristais de quartzo euédricos; ‣ Fenocristais de plagioclase muito moscovitizados; ‣ Associado ao mármore SE9b; ‣ Fenocristais de plagioclase substituídos por calcite; ‣ Matriz de granularidade fina com quartzo + feldspato + moscovite + clorite + calcite dispersa e secundária associada à alteração dos feldspatos; ‣ Agregados fibro-radiados de quartzo e feldspato.

⚒ Amostra SE 13a (NNE CPSE)

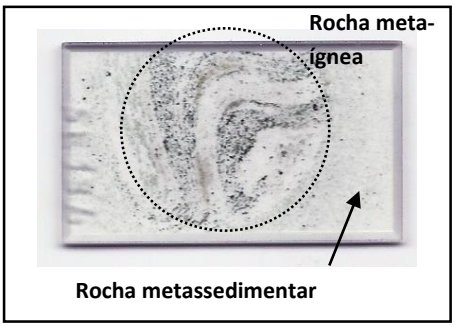




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Rocha peralcalina** meta-ígnea. Corneana.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Estrutura homogénea não orientada.
TEXTURA	Textura homogénea, granoblástica heterogranular não orientada.
MINERALOGIA	Clinopiroxena (aegirina-augite e/ou diópsido) + escapolite + epídoto + calcite + riebequite + quartzo + feldspato K pertítico + plagioclase + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Metamorfismo térmico; ‣ A rocha SE13a tem a mesma composição mineralógica e a mesma textura da envolvente do nódulo na amostra SE13b; ‣ Riebequite está em veios ou alinhamentos e pontualmente nas bordas da piroxena; ‣ Piroxena é poicilítica com pequenas inclusões arredondadas a euédricas de escapolite; ‣ Tem filonete de anfíbola = riebequite; ‣ Franjas simpletíticas entre a clinopiroxena e a escapolite – os cristais cresceram ao mesmo tempo; ‣ Poucas anfíbolas sódicas – riebequite – e estão em geral rodeadas por clinopiroxena; a clinopiroxena está a substituir a anfíbola (por ação da temperatura crescente).
DESENHO(S) DA LÂMINA	

⚒ Amostra SE 13b (NNE CPSE)





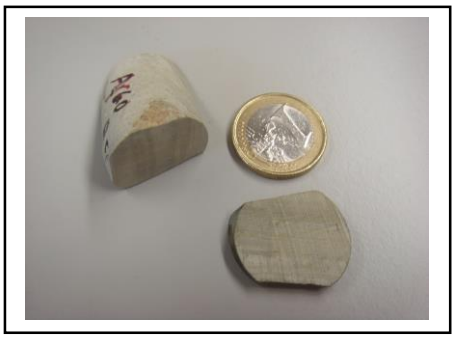
TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Rocha peralcalina**. Corneana calcossilicatada.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Corneana com encrave dobrado. Macroscopicamente evidencia uma estrutura dobrada, com geometria nodular, sendo o dobramento marcado em bandas de diferente composição. Na envolvente a estrutura é homogénea e sem orientação.
TEXTURA	Granoblástica heterogranular sendo a variação da dimensão do grão sobretudo marcada pelo quartzo.
MINERALOGIA	**No encrave**: anfíbola = riebequite + epídoto + clinozoizite + quartzo + escapolite + apatite + feldspato potássico + plagioclase + opacos **Na envolvente do encrave:** quartzo + calcite + clinopiroxena (diópsido e/ou aegirina-augite) + epídoto + opacos + riebequite + feldspato
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Metamorfismo térmico; ‣ O epídoto aparece em pequenos cristais de tendência euédrica; ‣ Feldspato potássico com exsudação de albite; ‣ A clinozoizite aparece em massas anédricas, frequentemente associadas a opacos; ‣ A escapolite está associada ao epídoto; ‣ O quartzo aparece com forma e dimensão irregular mas há alguns arredondados dispersos numa matriz calcítica; ‣ O nódulo representa a rocha peralcalina com menor efeito de metamorfismo de contacto; ‣ **No encrave**: zonas mais ricas em epídoto e em riebequite, associada à escapolite; zonas mais quartzo-feldspáticas associadas também à escapolite, riebequite e epídoto; ‣ **Na envolvente**: rica em quartzo heterogranular e alguns de forma arredondada; muita calcite, algum epídoto disperso e alguma escapolite; epídoto ocorre esporadicamente; Há clastos policristalinos de quartzo. ‣ O efeito térmico manifestado pela textura e blastese e/ou recristalização deverá ser resultante mais de efeitos hidrotermais associadas às anisotropias sub-verticais do que a efeitos de contacto do CPSE. Esta interpretação é favorecida pelo facto das litologias carbonatadas e pelíticas da Série Negra, no contacto este com o CPSE, não apresentarem efeitos térmicos evidentes (são exemplo as amostras ASM JD1 e SE6).

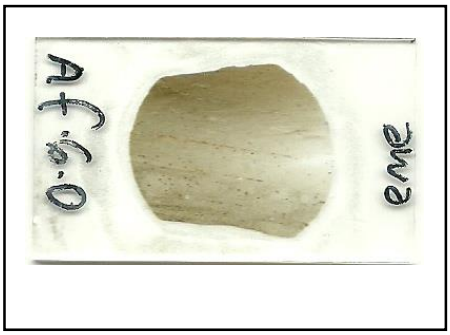
⚒ Amostra Af 3.0 (SW CPSE)

---	

TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [ ]
TIPO DE ROCHA	**Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem.** Anfibolito (rocha meta-básica).
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	---
TEXTURA	Textura ígnea predominante; Textura heterogranular com alinhamento preferencial das plagioclases Zonas com textura granular heterogénea marcada por grandes plagioclases e anfíbolas; Textura tipo sub-ofítica (embora não tenha continuidade ótica) com cristais alongados de plagioclase associados a anfíbola; textura intermédia entre sub-ofítica e intersticial.
MINERALOGIA	Plagioclase + tremolite-actinolite + epídoto + opacos +/- calcite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Comparar com ASM 26; ‣ No bordo SW do maciço, muito próximo do contacto; ‣ Metamorfismo de baixo grau; ‣ Textura ígnea embora localmente haja recristalização da plagioclase e anfíbolas; É uma rocha metamórfica que preserva as características texturais e mineralógicas ígneas; ‣ Apresenta plagioclase em cristais alongados e subédricos associados a anfíbolas (tremolite-actinolite) também subédricas; ‣ Localmente a plagioclase apresenta subgranulação e poligonização metamórfica; nestas zonas surge mais epídoto, preferencialmente associado a opacos; ‣ O epídoto encontra-se preferencialmente em zonas recristalizadas e preferencialmente associada a opacos; Por vezes estas zonas definem alinhamentos paralelos às grandes plagioclases; ‣ Anfíbolas com intercrescimento de plagioclase.

⚒ Amostra Af 6.0 (SW CPSE)

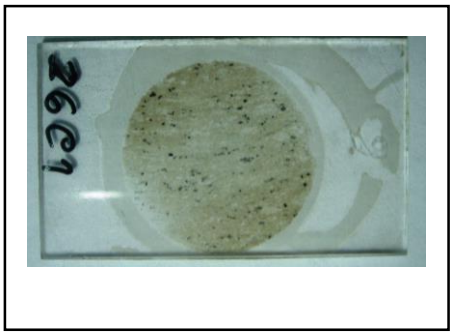




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação de Barrancos**. Filito.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Estrutura definida por lâminas milimétricas +/- siliciosas que correspondem à estratificação (S_0).
TEXTURA	Textura lepidoblástica; orientação marcada por pequenos cristais de moscovite e clorite; A textura das bandas/lâminas é menos orientada e mais ricas em quartzo. Presença de micro-fraturas transversas à foliação.
MINERALOGIA	Moscovite + clorite + quartzo + biotite + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Existem opacos dispersos; mais abundantes nas zonas mais quartzosas; ‣ Opacos têm forma anédrica; ‣ Cristais mais desenvolvidos ligeiramente transversos à foliação; ‣ Grãos de intercrescimento biotite/clorite ligeiramente transversos à foliação – “Folia de biotite e clorite” ‣ Bandas/lâminas +/- opacas paralelas à foliação.

⚒ Amostra ASM 26 (*roof pendant*)



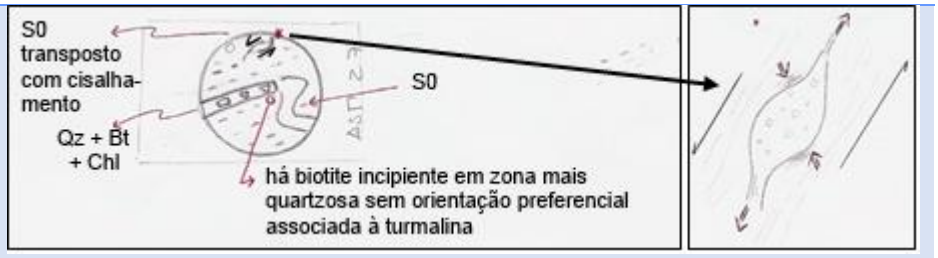


TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [ ]
TIPO DE ROCHA	**Formação de Vila Boim**. Anfibolito com orientação.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha homogénea compacta com textura fina.
TEXTURA	Textura granoblástica heterogranular com zonas de granularidade distinta; Zonas de granularidade mais grosseira marcada por anfíbola + quartzo + plagioclase (?) com predomínio da anfíbola; zonas de granularidade mais fina com predominância de quartzo associado a plagioclase e anfíbola com forte tendência de poligonização do quartzo; Bandas irregulares de diferente granularidade.
MINERALOGIA	Tremolite(-actinolite) + plagioclase + quartzo + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Próxima da J58; ‣ Textura metamórfica – metamorfismo térmico ou de contacto; ‣ Rocha calcossilicatada sobre rocha carbonatada ou rocha básica; ‣ Protólito diferente da rocha que deu origem à SE2 e SE9a; ‣ Plagioclase recristalizada; porfiroblastos de plagioclase com inclusões de anfíbola; ‣ Zonas de textura mais fina onde há blastese de plagioclase que inclui pequenos cristais de anfíbola = tremolite; ‣ Quartzo poligonado associado a plagioclase também ela poligonal – poligonização de qz + plag + anf; ‣ Anfíbola na zona granoblástica, mais grosseira, sem orientação preferencial.

⚒ Amostra ASM 27 (W CPSE)

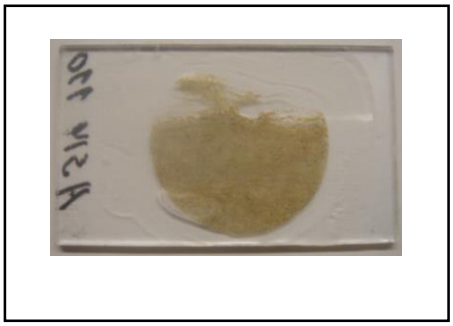




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	Xistos da **Formação de Terrugem**. Junto ao contacto com G0. É um filito de muito baixo grau.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Estrutura orientada com foliação e filonetes de quartzo dobrados.
TEXTURA	Granolepidoblástica e com a estratificação dobrada ou lenticulada. Os grãos de quartzo têm texturas de carácter clástico com heterogeneidade granulométrica e formas heterogéneas.
MINERALOGIA	Quartzo + moscovite + clorite + biotite + turmalina + rutilo + apatite + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Próximo do bordo W do CPSE; ‣ Existe um filonete de qz+bio+clo // à foliação (S_N) e microfilonetes de qz também // S_N.; ‣ A intrusão do filonete não causou blastese ou recristalização na rocha adjacente; ‣ A foliação está // ao plano axial (PA) definido por S0; ‣ Tem clastos de quartzo numa matriz essencialmente micássia recristalizada; ‣ O efeito térmico da intrusão granítica nesta amostra não é significativo. Apenas houve a intrusão de filonetes de qz+bio+clo. Não há orla de metamorfismo; ‣ A moscovite ocorre em pequenas palhetas definindo a foliação por alinhamento preferencial; ‣ A clorite ocorre em lamelas associadas à moscovite ou em cristais um pouco mais desenvolvidos no contacto com cristais de quartzo e associados a opacos; ‣ Nas zonas mais quartzosas há mais turmalina (pequenos cristais euédricos) e menos moscovite e clorite; ‣ O filonete dobrado tem biotite a alterar para clorite, tem agulhas de rutilo e apatite; ‣ A amostra não apresenta bandado por diferenciação metamórfica. As bandas e lentículas com diferentes texturas e composição são de origem sedimentar primária.
DESENHO(S) DA LÂMINA	

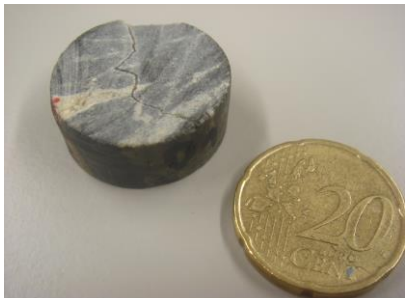
⚒ Amostra ASM 110 (Norte CPSE)

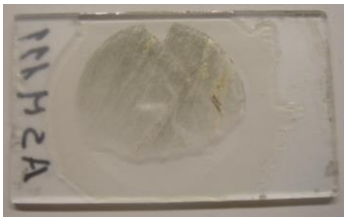




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Série Negra**. Rocha pelítica tectonizada.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Estrutura orientada e bandado com bandas ricas em quartzo e plagioclase com formas subédricas sem contactos mútuos.
TEXTURA	Textura granoblástica heterogranular e poligonal. Apresenta foliação.
MINERALOGIA	Quartzo + moscovite + clorite + plagioclase + biotite incipiente + esfena leucoxena + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Próximo da falha de Assumar a N do CPSE; Metamorfismo térmico pós-deformação com poligonização do quartzo; ‣ Existe moscovitização de minerais poicilíticos (porfiroblastos de cordierite ou andaluzite); ‣ Há porfiroblastos de cordierite substituídos por quartzo + moscovite + clorite + plagioclase; nos porfiroblastos com substituição também ocorrem opacos de matéria orgânica definindo alinhamentos paralelos à foliação externa; estes porfiroblastos podem também ter inclusões de esfena-leucoxena; ‣ Há porfiroblastos com substituição de moscovite + clorite + biotite; ‣ Porfiroblastos poicilítico com inclusões de quartzo de menores dimensões que o quartzo envolvente do pórfiro; *Ribbon* de quartzo; feldspato com inclusões de quartzo; ‣ Existe uma foliação anastomosada em torno de porfiroblastos e dos grãos subédricos de quartzo e de feldspato; ‣ Filonetes de quartzo com muita deformação ao lado de outros com textura poligonal e fitas (*ribbon*) de quartzo associadas; ‣ Existem grãos de quartzo poligonal; ‣ A plagioclase ocorre muito fraturada e um pouco alterada; ocorre em cristais de diferentes dimensões; ‣ O quartzo apresenta lamelas de deformação; pode estar associado ao feldspato e há também quartzo poligonal; ‣ Opacos dispersos ou mais concentrados nas zonas mais pelíticas, definindo alinhamentos; ‣ Os efeitos térmicos registados nesta amostra podem ser resultantes da proximidade ao granito de duas micas ou eventualmente a uma circulação de fluidos hidrotermais na, também próxima, falha de Assumar.

⚒ Amostra ASM 111 (Norte CPSE)





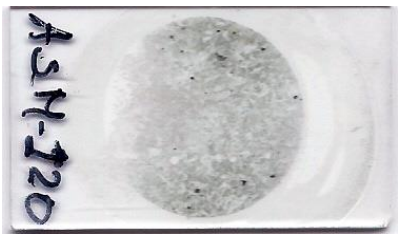
TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Série Negra**. Anfibolito ou Xisto-anfibólico.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha bandada e com fraturas; Estrutura bandada sendo esta marcada por diferenças mineralógicas e texturais; bandas ricas em epídoto e menor quantidade de anfíbola.
TEXTURA	Textura nematoblástica.
MINERALOGIA	Anfíbola + plagioclase + esfena + epídoto + quartzo + calcite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Metamorfismo térmico no contacto com o granito de duas micas; ‣ Junto à intrusão do granito de duas micas; ‣ Presença de clinozoizite e epídoto; ‣ Existem faixas de textura mais grosseira, sobretudo com anfíbola e plagioclase; ‣ A clinozoizite é secundária e define veios.

⚒ Amostra ASM 116 (*roof pendant*)



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [ ]
TIPO DE ROCHA	**Formação de Vila Boim** (em Monforte). Corneana quartzo-pelítica .
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Microestrutura: rocha com bandas de diferente textura; algumas delas com orientação preferencial marcada por alongamento preferencial dos grãos de quartzo, feldspato e silimanite fibrolítica a preencher os espaços intergranulares. Estas zonas parecem corresponder a microzonas de cisalhamento; Fora destas zonas a textura é granoblástica sem orientação preferencial das biotites e com alguns cristais de andaluzite anédricos e um pouco poicilíticos.
TEXTURA	Textura heterogranular poligonal marcada essencialmente por quartzo e plagioclase; alguma tendência porfiroblástica com blastese de biotite; Alinhamento anastomosado em volta da andaluzite.
MINERALOGIA	Quartzo + plagioclase + biotite + feldspato potássico + andaluzite + silimanite-fibrolítica + moscovite + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ A rocha apresenta zonas de cisalhamento com locais onde são visíveis aspetos de fusão parcial; ‣ A blastese de biotite e de fibrolite é posterior aos corredores de cisalhamento; ‣ Silimanite-fibrolitica ocorre concentrada nos espaços intergranulares; ‣ A silimanite-fibrolítica ocorre nos espaços intergranulares e associada à biotite; ocorre desorientada mas define alinhamentos; também pode ocorrer associada à andaluzite; ‣ As temperaturas atingiram o ponto de fusão do quartzo pelo que a plagioclase (no estado sólido) foi envolvida por um “filme” de quartzo (“pool” de quartzo); ‣ Plagioclase com textura poligonal; ‣ Moscovite residual intercrescida com a biotite formando franjas simpletíticas; ‣ A andaluzite ocorre ligeiramente anédrica e em pequenos cristais dispersos adjacentes aos pequenos cristais dispersos; Há também cristais de andaluzite de maiores dimensões que são poicilíticos com inclusões de quartzo e opacos; ‣ Quartzo + plagioclase + feldspato tem grãos mais alongados cujos espaços intergranulares são preenchidos por silimanite-fibrolítica não orientada; sobre estes espaços crescem cristais de biotite transversos.

⚒ Amostra ASM 120 (SWS CPSE)



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação de Fatuquedo**. Rocha meta-ígnea.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	---
TEXTURA	Textura heterogranular marcada no epídoto e na clorite. As plagioclases preservam a textura ígnea original. A matriz envolvente (epídoto, clorite, esfena, moscovite, biotite) apresenta caracter granoblástico heterogranular.
MINERALOGIA	Plagioclase + epídoto + clorite + esfena + moscovite (mais tardia) + biotite a cloritizar (muito descorada).
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ SSW do CPSE e a W de Vila Boim (longe do granito); ‣ Não apresenta deformação evidente; ‣ Textura ígnea preservada nos cristais de plagioclase, sem orientação preferencial; ‣ Efeitos metamórficos evidenciados pela recristalização da matriz.

⚒ Amostra ASM 123 (Sul CPSE)





TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação de Vila Boim.** Rocha detrítica sem efeitos metamórficos. Genericamente é um arenito. Vaque quártzico (a metavaque quártzico).
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Tem um filonete de calcite.
TEXTURA	Textura clástica com mal rolamento dos grãos. Matriz argilosa recristalizada com moscovite microcristalina e clorite; por vezes associada a opacos.
MINERALOGIA	Clastos: quartzo + plagioclase + moscovite + opacos + turmalina e zircões detríticos Matriz: moscovite microcristalizada + clorite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Localizada a Sul do CPSE; ‣ Tem um filonete de calcite com crescimento em pente (cristais perpendiculares aos bordos do filonete e algumas bifurcações). Na parte interna do filonete há algum preenchimento de óxidos e hidróxidos de ferro. ‣ Clastos dominantes – grãos monocristalinos de quartzo. Há clastos raros de quartzo em grãos policristalinos poligonados. Alinhamento dos clastos // S0. ‣ Possui micas detríticas + plagioclase + turmalina detrítica e alguma turmalina com inicio de recristalização nos bordos. ‣ Há clorite (metamórfica) recristalizada associada a opacos. ‣ É observável uma superfície de estratificação (S0) marcada por zona com maior nº de clastos e zona com mais matriz (mal rolados e baixa esfericidade) e cujo alongamento é // S0. ‣ Há zonas na matriz com menor número de clastos e de menores dimensões; com níveis mais finos subordinados ao aspeto geral (à esquerda de S0). ‣ A recristalização da matriz moscovítica também é // S0. ‣ A calcite só ocorre nas proximidades do veio que atravessa a lâmina. ‣ Rocha metassedimentar com recristalização da matriz em condições de baixo grau – zona da clorite.

⚒ Amostra ASM 124 (*roof pendant*)



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [ ]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada.** Mármore recristalizado.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	---
TEXTURA	Textura granoblástica heterogranular de tendência poligonal; Texturas simpletíticas entre clinopiroxena + quartzo e/ou plagioclase
MINERALOGIA	Calcite + clinopiroxena + quartzo + epídoto + plagioclase + opacos
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Recristalização total por efeito térmico – metamorfismo de contacto; ‣ Tendência poligonal dos grãos de calcite associados a quartzo e plagioclase a ocupar espaços intergranulares.

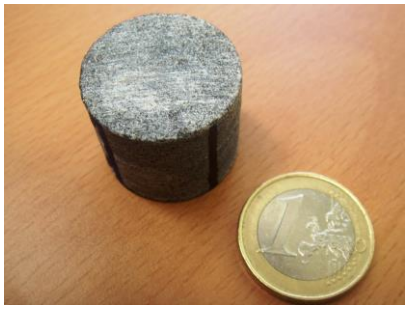
⚒ Amostra ASM 125 (*roof pendant*)





TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [ ]
TIPO DE ROCHA	**Série Negra.** Anfibolito.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha homogénea de granularidade percetível a olho nú. Rocha relativamente clara.
TEXTURA	Textura granoblástica heterogranular (textura metamórfica).
MINERALOGIA	Plagioclase + anfíbola + quartzo + feldspato potássico + calcite + epídoto + apatite + esfena + clinopiroxena + clorite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Rocha totalmente recristalizada com poligonização do quartzo – metamorfismo de contacto; ‣ Rocha com muito feldspato; ‣ Anfíbola em processo de cloritização e quartzo metamórfico; ‣ “Matriz” de plagioclase e esfena; ‣ Plagioclase com textura metamórfica.

⚒ Amostra ASM J58 (*roof pendant*)

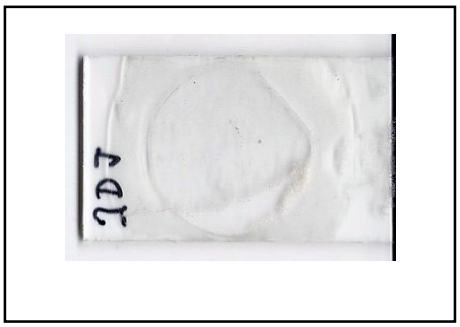




TIPO DE LÂMINA	- Delgada [X] - Polida [ ]
TIPO DE ROCHA	**Formação de Vila Boim**. Corneana pelítica com cordierite.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha de granularidade bem visível, um pouco heterogénea;
TEXTURA	Textura granoblástica heterogranular com tendência poligonal
MINERALOGIA	Quartzo + cordierite + biotite + plagioclase + opacos + clorite +/- apatite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Total recristalização por efeito térmico - Metamorfismo de contacto; ‣ Localizada num *roof pendant;* ‣ A cordierite está muito alterada. ‣ Cordierite com inclusões de pequenos cristais de biotite e alterada nos bordos ‣ A cordierite é caracterizada pela alteração nos bordos e por ter uma associação com a biotite ‣ Cordierite presente em cristais anédricos muito poicilíticos com inclusões de bio e opacos

⚒ Amostra JD1 (NE CPSE)





TIPO DE LÂMINA	- Delgada [ ] - Polida [X]
TIPO DE ROCHA	**Formação Carbonatada.** Mármore.
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES…)	Rocha homogénea de granularidade fina.
TEXTURA	Textura heterogranular não poligonal.
MINERALOGIA	Calcite + moscovite
OUTRAS OBSERVAÇÕES	‣ Rocha carbonatada com alguma calcite, sem aspetos de poligonização por efeito térmico; ‣ Sem efeitos metassomáticos (ao contrário da SE 4). ‣ Como tem moscovite indica metamorfismo de baixo grau.

ANEXO IV

ESTUDO PETROGRÁFICO:

TABELA DE SÍNTESE

Amostra	Localização		Geologia		Estrutura/ Textura	Mineralogia	Localização relativa ao CPSE	Condições metamórficas/ tipo metamorfismo	Observações
	Coordenadas (Lat/Long)	Descrição	Unidade litostratigráfica	Litologia					
SE 2	39°3'32.54'' 7°26'46.06''	Pedreira junto a Monforte	Formação Vila Boim	Rocha calcos-silicatada por metas-somatismo de Anfibolito	Estrutura homogénea não orientada; Textura granoblástica	Calcite + anfíbola + plagioclase + quartzo + biotite + apatite + opacos	*Roof pendant* a NW	Metamorfismo térmico	
SE 4	39º3'4.40'' 7º26'46.89''	IP2 numa barreira a W de Monforte	Formação Carbonatada	Mármore	Rocha de granularidade bem visível; Sem foliação evidente; Textura granoblástica heterogranular com cristais de calcite de granularidade heterogénea	Calcite+ vesuvianite+ tremolite+ epídoto+opacos	*Roof pendant* a NW	Metamorfismo térmico	Cristais de calcite com tendência para a poligonização; tem cristais de vesuvianite visíveis macroscopicamente
SE 6A	39º0'18.49'' 7º8'18''	Margem esquerda do Rio Caia, junto à albufeira	Formação de Mosteiros - "Série Negra"	Filito	Apresenta foliação; Textura grano-lepidoblástica	Quartzo+ moscovite+ biotite+/-turmalina	A cerca de 1,5km do bordo este do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	Blastese insipiente da biotite
SE 6B	39º0'18.49'' 7º8'18''	Margem esquerda do Rio Caia, junto à albufeira	Formação Carbonatada	Rocha calcossilica-tada	Rocha com bandado composicional e textural pouco regular com alteração; Textura granoblástica fina, heterogranular e com bandas composicionais	Quartzo + epídoto + calcite + clorite + moscovite	A cerca de 1,5km do bordo este do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	
SE 6C	39º0'18.49'' 7º8'18''	Margem esquerda do Rio Caia, junto à albufeira	Formação Carbonatada	Mármore	Rocha compacta de granularidade visível e homogénea; Textura granoblástica marcada por grãos heterogranulares de calcite, associado à tremolite com textura fibro-radiada.	Calcite + tremolite + quartzo + epídoto + biotite + clorite	A cerca de 1,5km do bordo este do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	
SE 9A	38□51'51.36'' 7□15'23.96''	Junto à localidade de Vila Boim	Formação Carbonatada	Rocha meta-ígnea cloritizada (anfibolito)	Estrutura homogénea e não orientada; Textura em geral não orientada com alguma tendência fibro-radiada e heterogranular;	Plagioclase+ clorite+ calcite+ epídoto+ quartzo+ esfena/leucoxen+ opacos	A cerca de 12km a sul do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	Filões boudinados sem efeitos metamórficos ou metassomáticos

Amostra	Localização		Geologia		Estrutura/ Textura	Mineralogia	Localização relativa ao CPSE	Condições metamórficas/ tipo metamorfismo	Observações
	Coordenadas (Lat/Long)	Descrição	Unidade litostratigráfica	Litologia					
SE 9B	38º51'51.36'' 7º15'23.96''	Junto à localidade de Vila Boim	Formação Carbonatada	Mármore dolomítico	Estrutura não orientada e não homogénea com veios irregulares com diferenças texturais e/ou composicionais; Textura granoblástica heterogranular	Calcite+quartzo+ plagioclase+ tremolite+opacos	A cerca de 12km a sul do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	
SE 9C	38º51'51.36'' 7º15'23.96''	Junto à localidade de Vila Boim	Formação Carbonatada	Rocha porfirítica ácida/ vulcanito ácido	Rocha homogénea não orientada com fraturas irregulares; textura porfirítica de matriz fina com fenocristais euédricos e/ou arredondados de quartzo e plagioclase	Quartzo+ plagioclase+ calcite+feldspato+ moscovite+ clorite	A cerca de 12km a sul do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	
SE 13A	39º4'10.82'' 7º11'21.14''		Rocha meta-ígnea (Rochas peralcalinas)	Corneana	Estrutura homogénea não orientada; Textura homogénea, granoblástica heterogranular não orientada	Clinopiroxena+ escapolite+ epídoto+ calcite+ riebequite+ quartzo+ feldspato+ plagioclase+ opacos	A cerca de 930m a NW do CPSE	Metamorfismo térmico	Piroxena é poicilítica com pequenas inclusões arredondadas a euédricas de escapolite. Tem filonete de anfíbola = riebequite
SE 13B	39º4'10.82'' 7º11'21.14''		Rocha calcossilicatada (Rochas peralcalinas)	Corneana	Na envolvente a estrutura é homogénea e sem orientação. Macroscopicamente evidencia uma estrutura dobrada, bem visível. Textura granoblástica heterogranular sendo a variação da dimensão do grão sobretudo marcada pelo quartzo	**No encrave**: riebequite + epídoto+ clinozoizite + quartzo + escapolite + apatite + feldspato K + plagioclase + opacos; **Na envolvente do encrave**: quartzo+ calcite+ clinopiroxena + epídoto + opacos + riebequite + feldspato	A cerca de 930m a NW do CPSE	Metamorfismo térmico	
Af 3.0		A norte da localidade de Extremoz	Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem	Anfibolito (rocha meta básica)	Textura heterogranular com alinhamento preferencial das plagioclases	Plagioclase+ tremolite-actinolite +epídoto+opacos +/- calcite	A cerca de 240m a SW do CPSE	Metamorfismo regional/orogénico	

Amostra	Localização		Geologia		Estrutura/ Textura	Mineralogia	Localização relativa ao CPSE	Condições metamórficas/ tipo metamorfismo	Observações
	Coordenadas (Lat/Long)	Descrição	Unidade litostratigráfica	Litologia					
Af 6.0		A SW da estrutura de Juromenha	Formação de Barrancos	Filito	Estrutura definida por lâminas milimétricas +/- siliciosas que correspondem à estratificação (S0); Textura lepidoblástica; orientação marcada por pequenos cristais de moscovite e clorite.	Moscovite + clorite + quartzo + biotite + opacos	Aprox. 4km a SW do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	
ASM 26			Formação de Vila Boim	Anfibolito	Rocha homogénea compacta com textura fina; Textura granoblástica heterogranular com zonas de granularidade distinta	Tremolite(-actinolite) + plagioclase+ quartzo+ opacos	*Roof pendant* a SW	Metamorfismo térmico	
ASM 27		Na mesma faixa da ASM 120 mas mais a NW	Formação de Terrugem	Filito	Apresenta foliação e filonetes dobrados; textura granolepidoblástica com estratificação dobrada ou lenticulada	Quartzo+ moscovite+ clorite+biotite+ turmalina+ rutilo+ apatite+opacos.	Aprox. a 1km do bordo W do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	Bandado de origem sedimentar; matriz essencialmente micácea recristalizada; Filonete de composição granítica (qz+bio+ clo+agulhas de rutilo+apatite)
ASM 110			Série Negra	Rocha pelítica tectonizada	Estrutura orientada e bandado com bandas ricas em quartzo e plagioclase com formas subédricas sem contactos mútuos; Textura granoblástica heterogranular e poligonal. Apresenta foliação	Quartzo + moscovite + clorite + plagioclase + biotite+ esfena-leucoxena + opacos	Aprox. a 4km a N do CPSE; junto à falha de Assumar	Metamorfismo térmico	Próximo da falha de Assumar e da intrusão do granito de duas micas.
ASM 111			Série Negra	Anfibolito ou Xisto-anfibólico	Estrutura bandada sendo esta marcada por diferenças mineralógicas e texturais; Textura nematoblástica	Anfíbola + plagioclase + esfena + epídoto + quartzo + calcite	Aprox. a 3,5km a N do CPSE; junto ao contacto com granito de duas micas	Metamorfismo térmico	Próximo da falha de Assumar e da intrusão do granito de duas micas.
ASM 116		Junto à localidade de Monforte	Formação de Vila Boim	Corneana quartzo-pelítica	Textura heterogranular poligonal marcada essencialmente por quartzo e plagioclase; alguma tendência porfiroblástica com blastese de biotite	Quartzo + plagioclase + biotite + feldspato potássico + andaluzite + silimanite-fibrolítica + moscovite + opacos	*Roof pendant* a NW	Metamorfismo térmico	

Amostra	Localização		Geologia		Estrutura/ Textura	Mineralogia	Localização relativa ao CPSE	Condições metamórficas/ tipo metamorfismo	Observações
	Coordenadas (Lat/Long)	Descrição	Unidade litostratigráfica	Litologia					
ASM 120			Formação de Fatuquedo	Rocha meta-ígnea	Textura granoblástica e heterogranular	Plagioclase + epídoto + clorite + esfena + moscovite + biotite a cloritizar	A cerca de 11km a sul do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	
ASM 123			Formação de Vila Boim	Vaque quártzico	Apresenta filonete; Textura clástica com mau rolamento dos grãos	Quartzo+ plagioclase+ moscovite+ opacos + turmalina e zircões detriticos	A cerca de 5km a sul do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	Matriz moscovítica; filonete de calcite com preenchimento em pente
ASM 124		Junto à localidade de Monforte	Formação Carbonatada	Mármore recristalizado	Textura granoblástica heterogranular de tendência poligonal; Texturas simpletíticas entre clinopiroxena + quartzo e/ou plagioclase	Calcite + clinopiroxena + quartzo + epídoto + plagioclase + opacos	*Roof pendant* a NW	Metamorfismo térmico	
ASM 125		Junto à localidade de Monforte	Série Negra	Anfibolito	Rocha homogénea de granularidade percetível a olho nú; Textura granoblástica heterogranular	Plagioclase + anfíbola + quartzo + feldspato K + calcite + epídoto + apatite + esfena + clinopiroxena + clorite	*Roof pendant* a NW	Metamorfismo térmico	
ASM J58			Formação de Vila Boim	Corneana pelítica	Rocha de granularidade bem visível, um pouco heterogénea; Textura granoblástica heterogranular com tendência poligonal	Quartzo+ cordierite+biotite+ plagioclase+ opacos+clorite+/- apatite	*Roof pendant* a SW	Metamorfismo térmico	Cordierite poicilítica com inclusões de pequenos cristais de biotite e opacos
ASM JD 1		Margem esquerda do Rio Caia, junto à albufeira	Formação Carbonatada	Mármore	Rocha homogénea de granularidade fina; Textura heterogranular não poligonal	Calcite+ moscovite	A cerca de 1,5km do bordo este do maciço	Metamorfismo regional/orogénico	Sem efeitos metassomáticos

ANEXO V

ESTUDO GEOQUÍMICO

TABELA DE DADOS

	SE2	SE4	SE7	SE8A	SE8B	SE8C	SE11	SE9a	SE9b	SE9c	SE9d	SE12a	SE12b	SE13b
	Vulc. Ácido Monforte	Mármore Monforte	Xistos Terrugem	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Ortognaisse (R. peralcalinas) Arroches	R. meta-ígnea da Form. Carbonatada	Mármore dolomí-tico da Form. Carbonatada	Vulcanito ácido Form. Carb.	R. meta-ígnea Form. Carb.	Anfibolito Série Negra	Gnaisse Série Negra	Corneana calcossilicatada (R. Peralcalina)
SiO2	57,56	10,19	60,06	60,4	72,91	81,34	61,29	46,81	16,97	74,65	48,47	49,79	60,46	33,94
Al2O3	15,89	1,85	17,93	18,31	14,22	9,36	18,21	15,93	3,44	13,16	16,48	15,44	16,74	10,01
Fe2O3	5,41	0,85	6,59	6,46	3,07	2,8	4,93	8,85	1,89	1,02	9,98	11,72	6,16	3,6
MnO	0,045	0,024	0,089	0,009	0,005	0,006	0,127	0,037	0,073	0,032	0,03	0,184	0,233	0,093
MgO	3,49	1,54	2,12	1,77	0,08	0,04	0,28	4,94	15,76	0,3	5,1	6,09	0,39	2,37
CaO	5,02	48,14	0,81	0,39	0,3	0,13	1,27	5,19	23,24	0,55	4,05	11,89	3,49	28,71
Na2O	7,24	0,17	0,75	1,89	7,97	5,27	6,09	4,99	1,39	3,32	5,2	2,87	5,38	1,92
K2O	0,45	0,75	3,97	4,58	0,24	0,11	6,08	0,72	0,31	4,71	0,16	0,44	5,41	1,95
TIO2	2,194	0,082	0,856	0,816	0,651	0,42	0,351	2,854	0,147	0,021	2,947	1,591	0,46	0,535
P2O5	0,81	0,03	0,11	0,2	0,15	0,07	0,1	0,79	0,05	0.01	0,83	0,17	0,11	0,16
P,F,	0,56	35,47	5,24	4,03	0,39	0,53	0,67	7,89	33,19	1,59	7,17	0,69	0,62	15,64
Total	98,67	99,1	98,52	98,86	99,98	100,1	99,39	99,01	96,46	99,35	100,4	100,9	99,46	98,91

	SE2	SE4	SE7	SE8A	SE8B	SE8C	SE11	SE9a	SE9b	SE9c	SE9d	SE12a	SE12b	SE13b
	Vulc. Ácido Monforte	Mármore Monforte	Xistos Terrugem	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Ortognaisse (R. peralcalinas) Arronches	R. meta-ígnea da Form. Carbonatada	Mármore dolomí-tico da Form. Carbonatada	Vulcanito ácido Form. Carb.	R. meta-ígnea Form. Carb.	Anfibolito Série Negra	Gnaisse Série Negra	Corneana calcossilicatada (R. Peralcalina)
Be	4	1	3	4	1	1	4	3	1	5	3	1	2	2
Sc	14	2	15	19	7	6	1	12	5	3	14	42	3	8
V	100	17	103	121	79	52	11	196	23	5	183	305	7	58
Cr	60	20	90	90	280	140	60	20	20	150	20	420	80	70
Co	6	1	18	10	2	1	3	11	3	1	15	45	3	7
Ni	20	20	20	40	30	20	20	20	20	50	20	130	20	30
Cu	10	10	30	10	10	10	10	10	10	10	10	130	10	30
Zn	30	30	110	30	30	30	70	480	30	30	30	100	120	50
Ga	23	2	28	25	15	9	22	30	5	23	31	18	23	13
Ge	2	1	3	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2	1
As	5	5	< 5	5	5	5	5	42	5	21	5	5	5	6
Rb	6	21	203	149	6	2	92	33	5	260	3	6	76	69
Sr	267	3042	60	58	111	60	101	908	61	47	998	233	145	2511
Y	64	3	29	27	20	18	13	33	6	18	32	32	16	17
Zr	509	22	190	157	160	192	472	328	30	56	338	111	201	145
Nb	26	2	19	14	11	7	88	56	3	16	58	5	42	14
Mo	2	2	2	2	4	2	3	3	2	2	3	2	2	2
Cd														
In	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Sn	3	1	7	4	3	1	5	2	1	6	2	12	2	5
Sb	0,5	0,5	0,5	1,2	2,3	1,3	0,5	1,4	0,5	0,9	2,3	0,5	1,8	0,5
Cs	0,5	1,3	7,2	3,3	0,5	0,5	2	0,8	0,5	4,8	0,5	0,5	1	2,8
Ba	66	273	855	295	51	21	132	83	14	77	48	153	1807	314
La	33,3	3,5	50,3	42,3	26,3	14,5	90,6	45,6	11,8	9,5	45	6,4	31,1	22,5
Ce	78,8	7,1	100	87,9	55,7	31,9	155	93	22,5	19,4	93,9	15,9	58,2	44,8

	SE2	SE4	SE7	SE8A	SE8B	SE8C	SE11	SE9a	SE9b	SE9c	SE9d	SE12a	SE12b	SE13b
	Vulc. Ácido Monforte	Mármore Monforte	Xistos Terrugem	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Ortognaisse (R. peralcalinas) Arronches	R. meta-ígnea da Form. Carbonatada	Mármore dolomí-tico da Form. Carbonatada	Vulcanito ácido Form. Carb.	R. meta-ígnea Form. Carb.	Anfibolito Série Negra	Gnaisse Série Negra	Corneana calcossilicatada (R. Peralcalina)
Pr	10,9	0,8	11,3	9,69	6,05	3,61	14,3	11,1	2,48	2,37	11,5	2,49	7,16	5,21
Nd	48,7	3,1	42,5	37,2	22,6	14,5	45,2	44,9	8,6	9,2	46,2	12,6	27,3	20
Sm	12,6	0,7	8	7,2	4,4	3	5,4	9,6	1,6	2,9	9,6	3,8	4,9	3,9
Eu	3,54	0,12	1,49	1,59	0,92	0,65	1,25	2,94	0,36	0,24	2,98	1,49	2,85	0,85
Gd	12,6	0,6	7	6,4	4	2,9	4,2	8,9	1,3	3,2	8,9	5,4	4,4	3,1
Tb	2,2	0,1	1	1	0,6	0,5	0,5	1,2	0,2	0,5	1,2	0,9	0,5	0,5
Dy	13	0,5	5,5	5,4	3,3	3,1	2,6	6,3	1,2	2,9	6,1	5,3	3,1	2,9
Ho	2,7	0,1	1,1	1	0,7	0,6	0,5	1,1	0,2	0,5	1,1	1,1	0,6	0,6
Er	7,4	0,3	3,1	3	2	1,8	1,5	3,1	0,6	1,6	3,1	3,1	1,5	1,7
Tm	1,16	0,05	0,46	0,43	0,29	0,26	0,22	0,45	0,1	0,23	0,45	0,46	0,25	0,25
Yb	7,4	0,3	3,1	2,9	2	1,6	1,7	2,8	0,6	1,5	2,8	2,9	1,7	1,6
Lu	1,21	0,04	0,51	0,49	0,33	0,26	0,31	0,37	0,08	0,2	0,37	0,4	0,27	0,23
Hf	12,5	0,5	5,2	4,2	4,1	4,3	8,4	6,9	0,7	2,8	7,1	2,7	4,7	3
Ta	2	0,1	1,5	1	0,7	0,5	6,1	3,8	0,1	1,9	4	0,3	2,7	1,2
W	2	2	3	2	5	3	2	2	2	5	2	1	3	1
Au														
Pb	<5	5	24	< 5	5	5	10	5	5	53	5	5	26	5
Bi	0,4	0,4	0,9	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Th	5,7	1,4	19,2	11,8	7,2	5,3	13,9	4,1	2,3	22,2	4,3	0,4	3,3	7,3
U	2,4	1	2,7	2,5	1,4	1,2	3,1	1,6	0,9	10,3	1,5	0,3	0,9	2,5
Ag	1,9	0,5	1,1	0,8	1,1	1,1	3,3	3,4	0,5	0,5	2,9	1,1	1,5	2,3
Tl	0,1	0,1	0,9	0,5	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	1,3	0,1	0,1	0,2	0,2

	SE2	SE4	SE7	SE8A	SE8B	SE8C	SE11	SE9a	SE9b	SE9c	SE9d	SE12a	SE12b	SE13b
	Vulc. Ácido Monforte	Mármore Monforte	Xistos Terrugem	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Xistos Vila Boim	Ortognaisse (R. peralcalinas) Arronches	R. meta-ígnea da Form. Carbonatada	Mármore dolomí-tico da Form. Carbonatada	Vulcanito ácido Form. Carb.	R. meta-ígnea Form. Carb.	Anfibolito Série Negra	Gnaisse Série Negra	Corneana calcossilicatada (R. Peralcalina)
Sum REE	235,51	17,31	235,36	206,50	129,19	79,18	323,28	231,36	51,62	54,24	233,2	62,24	143,83	108,14
Eu/Eu*	0,86	0,57	0,61	0,72	0,67	0,67	0,80	0,97	0,76	0,24	0,99	1,01	1,88	0,75
La/Yb (Nc)	3,04	7,87	10,95	9,85	8,88	6,12	35,97	10,99	13,27	4,27	10,85	1,49	12,35	9,49
La/Sm (Nc)	1,66	3,15	3,96	3,70	3,76	3,04	10,56	2,99	4,64	2,06	2,95	1,06	4,00	3,63
Gd/Yb (Nc)	1,38	1,62	1,82	1,78	1,62	1,46	2,00	2,57	1,75	1,72	2,57	1,50	2,09	1,57

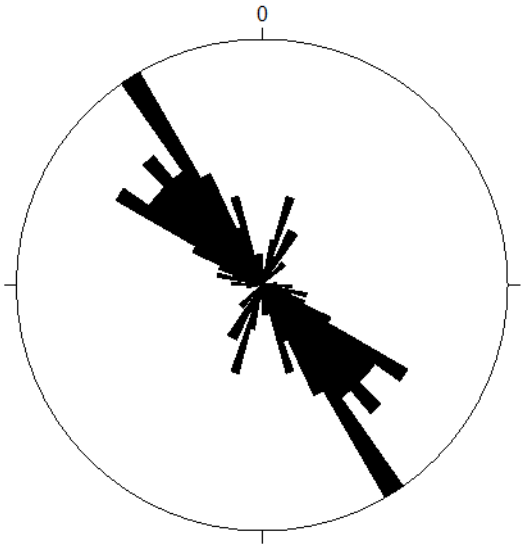
$Eu/Eu^* = Eu_{Nc}/(Sm_{Nc} * Gd_{Nc})^{1/2}$; Nc = Valor normalizado ao condrito seg. valores de Evensen et al., (1978);
Elementos maiores em % em peso dos óxidos; elementos menores em ppm.
As análises foram realizadas no Activation Laboratories,Ltd, Canadá.

ANEXO VI

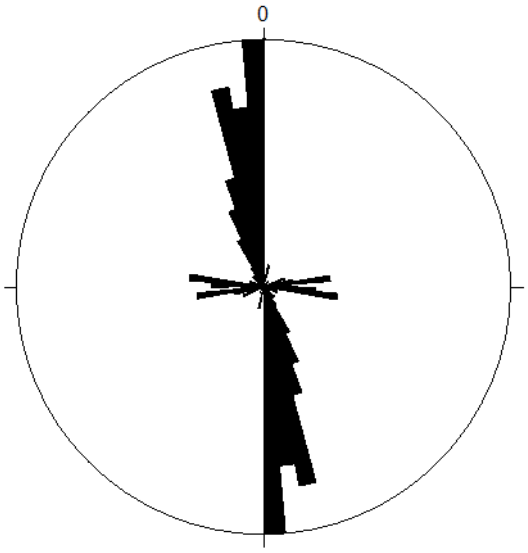
ESTUDO DE FLUÍDOS:

ROSETAS DOS PIF ESTUDADOS

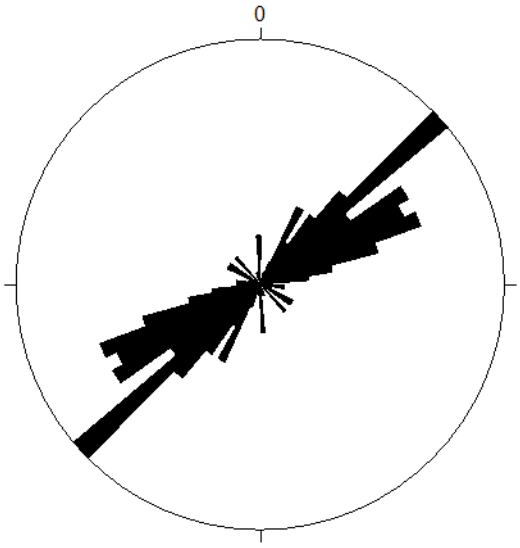
Rosetas obtidas para a fácies G0:



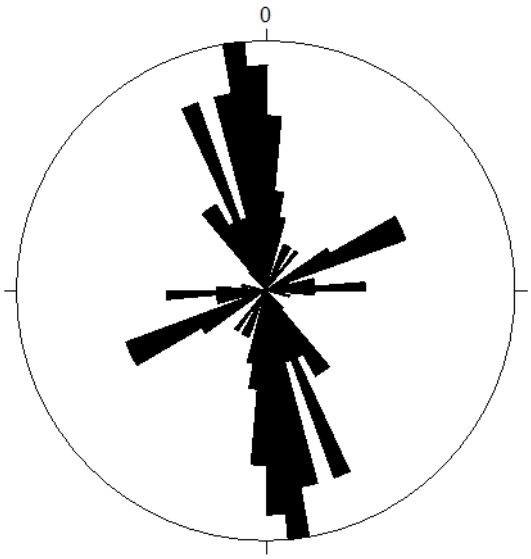
Roseta dos PIFs medidos na estação Af 31.0 (Fácies G0); N= 130.



Roseta dos PIFs medidos na estação ASM 001 (Fácies G0); N= 175.

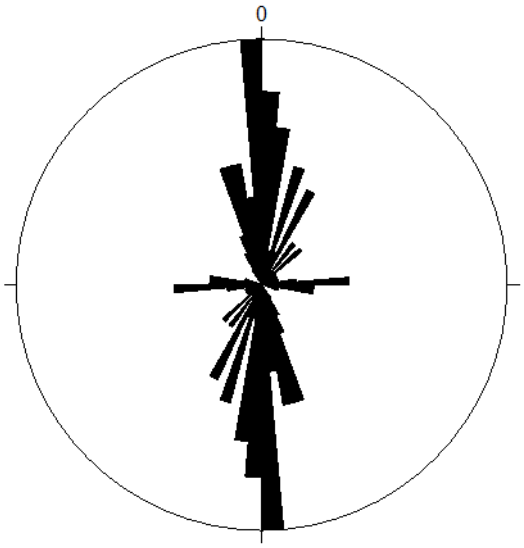


Roseta dos PIFs medidos na estação ASM004 (Fácies G0); N= 144.

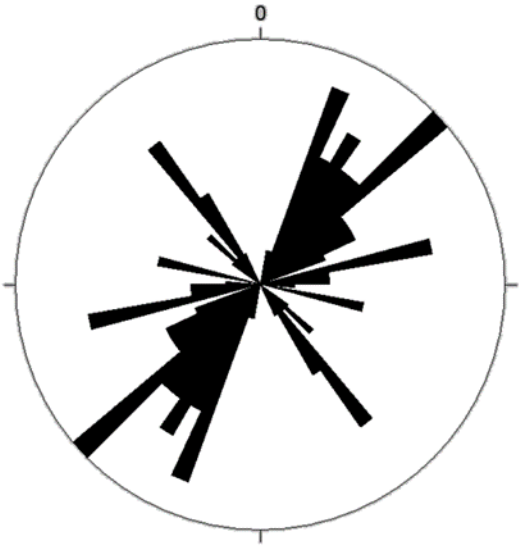


Roseta dos PIFs medidos na estação ASM 020 (Fácies G0); N= 98.

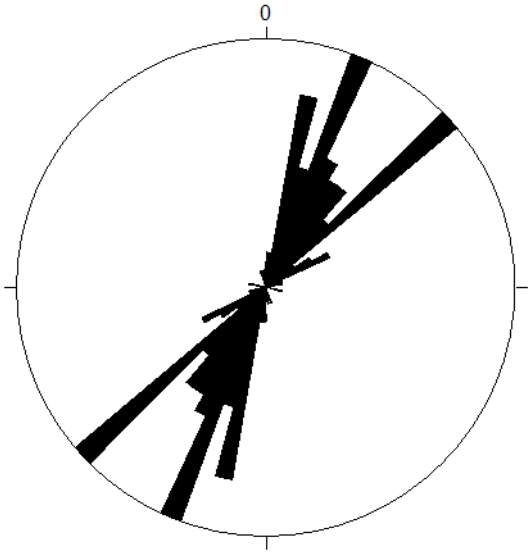
Rosetas obtidas para a fácies G1:



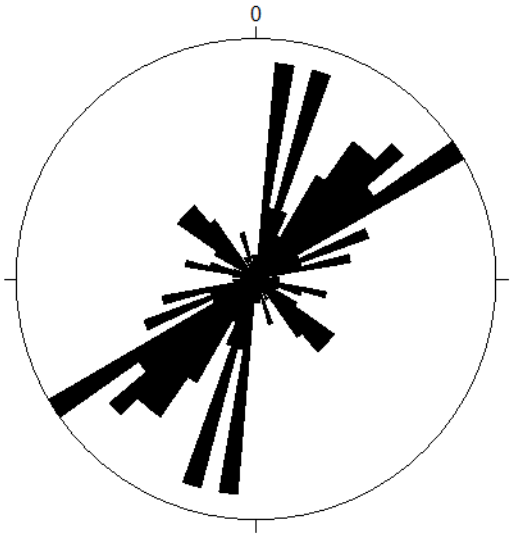
Roseta dos PIFs medidos na estação ASM006 (Fácies G1; N=101.



Roseta dos PIFs medidos na estação ASM007 (Fácies G1); N= 69.



Roseta dos PIFs medidos na estação ASM092 (Fácies G1); N= 92.



Roseta dos PIFs medidos na estação ASM097 (Fácies G1); N= 113.

ANEXO VII

PUBLICAÇÕES NO ÂMBITO DO PROJETO/DISSERTAÇÃO

Geo-Temas

VIII Congreso Geológico de España

Oviedo, 17-19 julio, 2012

VIII Congreso Geológico de España

2012-Oviedo

Volumen 13



Este CD ha sido financiado por:

REPSOL

Petrophysical and geochemical characterization of the late-variscan Santa Eulália Plutonic Complex (Ossa-Morena Zone, Portugal)

Caracterización petrophysica y geoquímica del Complejo Plutónico de Santa Eulalia (Zona Ossa Morena, Portugal)

H. Sant'Ovaia[1], J. Carrilho Lopes[2], P. Nogueira[3], C. Gomes[4], C. Cruz[1] and J. Machado[1]

1 DGAOT. Faculdade de Ciências, Centro de Geologia da Universidade do Porto, Porto (Portugal). hsantov@fc.up.pt
2 Departamento de Geociências, Universidade de Évora; Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Portugal. carrilho@uevora.pt
3 Departamento de Geociências, Universidade de Évora; Centro de Geologia da Universidade do Porto, Portugal. pnogas@gmail.comt
4 CGUC, Departamento de Ciências da Terra, FCTUC, Universidade de Coimbra, Portugal. romualdo@dct.uc.pt

Resumen: *El Complejo Plutónico de Santa Eulalia es un macizo granítico calco-alcalino, situado en la zona norte de la Zona de Ossa Morena, compuesto de un granito de color rosa de grano medio a grueso (grupo G0) que comparte con grandes y alargadas masas de rocas máficas (gabros) a rocas de composición intermedia (granodioriticas), grupo M, y una zona granítica central gris monzonitica (grupo G1) de grano medio. Mediante un enfoque multidisciplinar, análisis de la ASM y de curvas de Imanación Isoterma Remanente, y de y la geoquímica isotópica, (Nd y ^{18}O), se señalan que las diferencias encontradas en sus comportamientos magnéticos, fabricas magnéticas y geoquímica isotópica, pueden reflejar diferentes procesos petrogénicos asociados a diferentes condiciones redox y emplazamientos de los sistemas graníticos G0, G1 y M.*

Palabras clave: *Anisotropia de susceptibilidad magnética, geoquímica, granitos, imanación isoterma remanente.*

Abstract: *The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a calc-alkaline granitic body located in the northern part of the Ossa Morena Zone, composed by a medium- to coarse-grained pink granite (G0 group) involving large elongated masses of mafic (gabbroic) to intermediate (granodioritic) rocks, M-group, and a central gray monzonitic granite (G1 group) which present dominant medium granular facies. A multidisciplinary study, including petrophysical, AMS and IRM measurements, and geochemical data, elemental and isotopic (Nd and ^{18}O), point out differences in magnetic behaviour, magnetic lineations patterns and geochemical features, reflecting distinct petrogenetic processes at the level of the magmatic sources and evolution, as well as the emplacement mechanisms of M, G0 and G1 facies associated in the SEPC.*

Key words: *Anisotropy of magnetic susceptibility, geochemistry, granites, isothermal remanent magnetization.*

INTRODUCTION

The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a calc-alkaline granitic body that occupies an area of 400 km^2 and is located in the northern part of the Ossa Morena Zone of the Variscan Iberian sector, near the limit of the Central Iberian Zone. SEPC is considered as late-Variscan because it cross-cuts the regional variscan structures (Fig.1). The host rocks of the plutonic complex are composed by metamorphic formations from Upper Proterozoic to Lower Paleozoic. In the NE-sector of the shear zone a metasedimentary Ediacaran unit (Série Negra) outcrops, composed by metasedimentary siliciclastic rocks, including some black cherts. In the SW-sector of the shear zone, a low-grade metasedimentary and metavolcanic unit involving quartz-pelitic, carbonated and volcanic rocks correspond to the Early Cambrian sequence. In the western sector of SEPC, several metasedimentary enclaves are present mainly with pelitic and carbonated composition. The SEPC has two main granitic facies which present different compositions and textures. From the rim to the core, there is a medium- to coarse-grained pink granite (G0 group) involving large elongated masses of mafic (gabbroic) to intermediate (granodioritic) rocks, here designated by M-group, and a central gray monzonitic granite (G1 group) which present dominant medium granular facies being also visible textures with a slight porphyritic tendency close to the contact with G0 granite (Fig. 1). In this work a multidisciplinary approach including Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and Isothermal Remanent

Magnetization (IRM) studies and isotopic geochemistry characterization is presented.

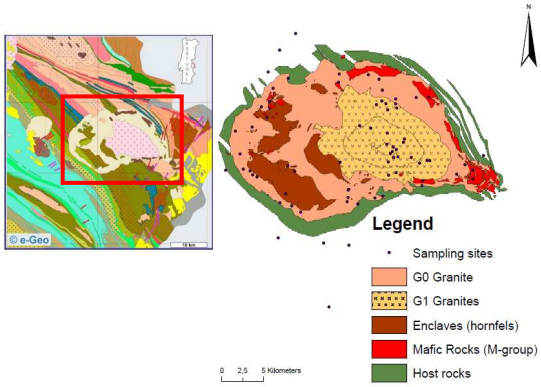


FIGURE 1. *Location of SEPC; sampling sites and mapping of M, G0 and G1 groups.*

MAGNETIC FABRIC

An AMS study was conducted to acquire a magnetic fabric of these granitoids. This study was based on 76 sampling sites where 8 specimens per station were available: 29 sites in G0 facies, 27 in G1 facies, 5 in M-group and 15 in enclaves and host rocks (Fig.1b). The measurements were made in the University of Porto using a KLY-4S Kappabridge susceptometer (AGICO). A sequence of 3 susceptibility measurements along different orientations of each specimen allowed us to compute the orientation and magnitude of the three main axes k1 ≥ k2 ≥ k3 of the AMS ellipsoid. For each site, the AGICO soft-ware enabled us to calculate the mean susceptibility Km and the intensities and orientations of the three axes K1 ≥ K2 ≥ K3, which are its tensorial means. K1, the long axis of the mean ellipsoid, is the magnetic lineation of the site and K3, the short axis, is the normal to the magnetic foliation. P%, the magnetic anisotropy, corresponds to (K1/K3-1)*100 and T, expressed by (2 ln (K2/K3)/ln(K1/K3)-1) is the shape parameter of the AMS ellipsoid.

The Km values range between 41.6 and 7343.7 x 10^{-6} SI in granitic rocks. Two major groups can be established: facies G0, with Km > 10^{-3} SI (mean: 1357.4 x 10^{-6} SI) which supports the presence of magnetite, and the central facies (G1) with Km< 10^{-4} SI (mean: 97.0 x 10^{-6} SI). In the central facies the paramagnetic behavior is due to ferromagnesian minerals, such as biotite, and ilmenite.

In basic rocks from M-group, Km values are homogeneous with a mean of 620.9 x 10^{-6} SI which is typical of gabbros and granodiorites and are due to the high contents of ferromagnesian minerals. In the enclaves and host rocks, Km values range between 55.9 and 717.8 x 10^{-6} SI, with a wide variation due to the different composition of these rocks (Fig.2).

The magnetic anisotropy and the magnetic fabric pattern were characterized only in granitic facies. P% ranges between 1.2 and 18.7% being in mean >5% in facies G0 and <3% in the central facies (G1). The high P% in G0 facies may be caused by the fact that the magnetite, which has a high susceptibility, is the bearer of the magnetic signal. Therefore a weak alignment of magnetite grains leads to a higher anisotropy of the rock. Nevertheless, microscope observations show signs of a post-magmatic deformation in G0. T ranges between -0.354 and 0.768 with the strongest oblate AMS ellipsoids in central facies and the slightly oblate in G0 (Fig.3).

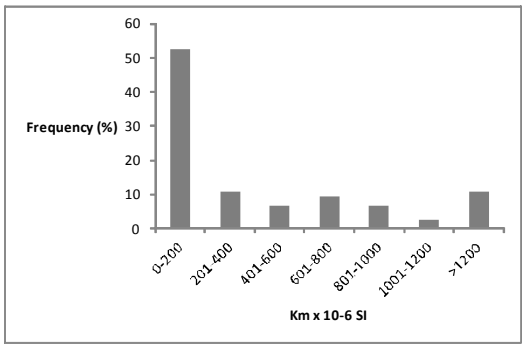


FIGURE 2. *Frequency histogram of bulk magnetic susceptibility.*

The magnetic foliations are subvertical ENE-WSW-striking in G0 and G1 granites. Magnetic lineations are subvertical in G0 and plunge moderated to the SE in facies G1 (Fig. 4).

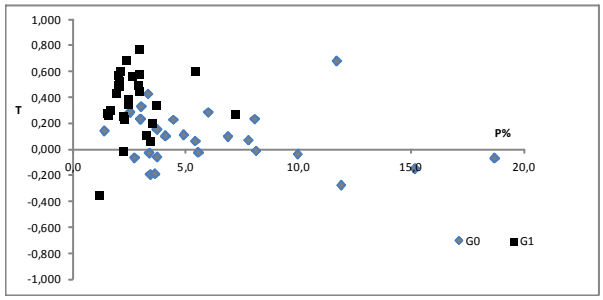


FIGURE 3. *Plot of the shape parameter (T) and anisotropy (P%) showing dominant oblate ellipsoids.*

ISOTHERMAL REMANENT MAGNETIZATION

The Isothermal Remanent Magnetization (IRM) values were measured using a Molspin spinner magnetometer and fields were imparted with a Molspin magnetometer from the University of Coimbra. Measurements were performed on samples in order to obtain the IRM values, the IRM and the -IRM acquisition curves (Fig. 5).

Samples were magnetized firstly in the same direction from 12.5 mT up to 1T and secondly in the opposite direction also from 12.5 mT up to 1T. IRM_{1T} values range from 179.49 to 5875.46 mA/m (mean: 2042.12 mA/m, N=7) in G0; and between 8.09 and 35.59 mA/m (mean: 22.82 mA/m, N= 10) in G1 granites. In G0 granites, the IRM acquisitions curves

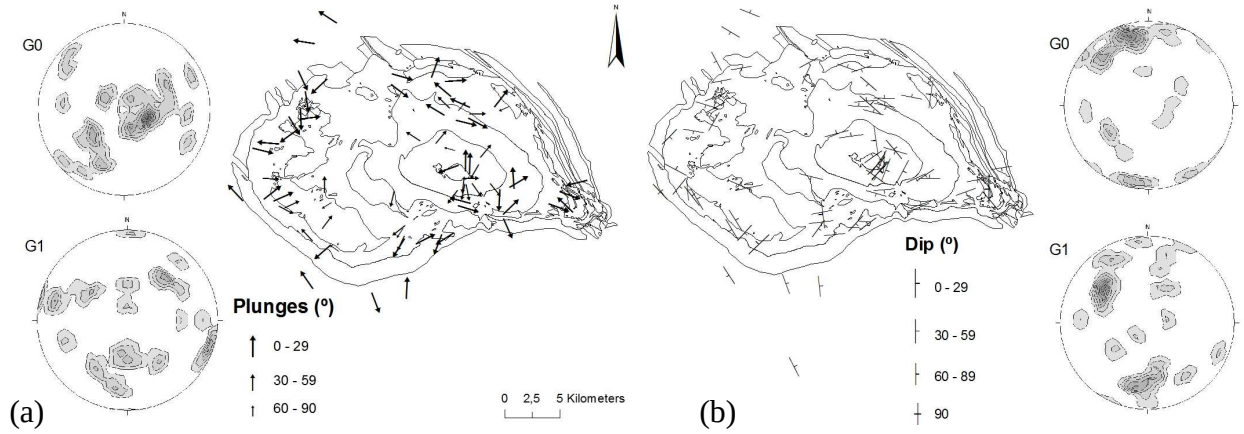
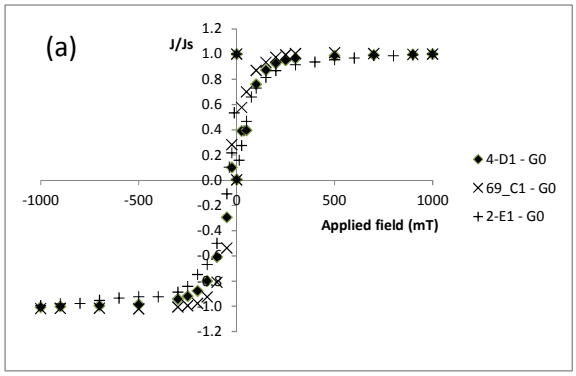


FIGURE 4. *Map of the magnetic lineations (a) and magnetic foliations (b) with orientations stereonets (Schmidt, lower hemisphere projection).*

show saturation in fields between 0.3 and 0.4 T followed by a small increase in intensity in increasing fields, suggesting that the main carrier of the remanence is low magnetite or Ti-magnetite. In G1 facies, the IRM values and acquisition curves point out a paramagnetic and antiferromagnetic fractions but a small fraction of magnetite can also be present (Fig. 5).



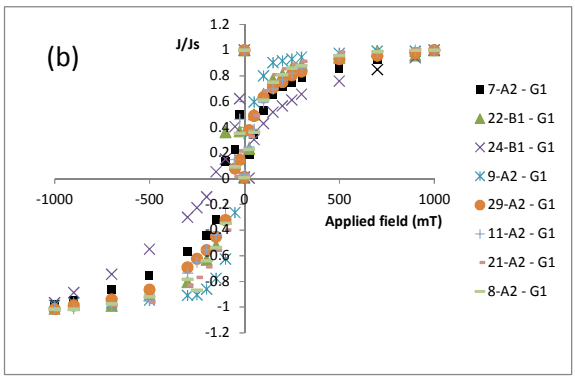


FIGURE 5. *IRM acquisition curves for representative samples. Js: saturation magnetization; J: magnetization. (a) G0 granites and (b) G1 granites.*

GEOCHEMISTRY

Major and trace element geochemical data highlight significant differences between M, G0 and G1 groups. Mafic to intermediate rocks (M group) are typically metaluminous, plot close to *M-type* granitoids (Fig. 6), and the less differentiated facies (gabbro) shows a positive Sr anomaly and a slight negative Ti anomaly. G0 (pink) granites correspond to the more evolved liquids present in SEPC (highest SiO_2 and lowest MgO wt% contents), have a metaluminous tendency, present compositional similarity with *A-type* granitoids (Whalen et al., 1987), and show REE patterns with negative Eu anomalies. Instead, G1 (gray) facies are typically monzonitic granites with a peraluminous (*S-type*) character. When compared with G0 group, G1 granites show high $(La/Lu)_N$ ratios and less pronounced negative Eu and Sr anomalies (Lopes *et al.*, 1998). Considering the mafic-intermediate (M group) and granitic rocks (G0 and G1 groups) of the SEPC as a whole, Nb anomaly (calculated between Th and La) is systematically negative (<1) and covers a wide range of values (0.09<Nb*<0.97) compatible with variable contributions of crustal fractions during magmatic differentiation processes (Fig. 7).

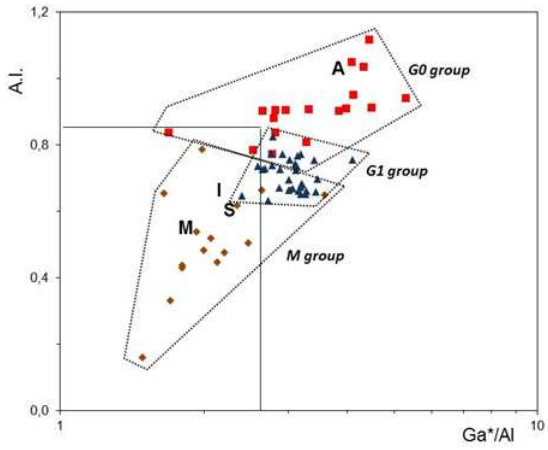


FIGURE 6. *(10^4·Ga/Al) vs. A.I. (agpaitic index) diagram for representative analysis of M, G0 and G1 groups of SEPC. The letters M, I, S and A correspond to average compositions of different types of granitoids according to the classification of Whalen et al. (1987).*

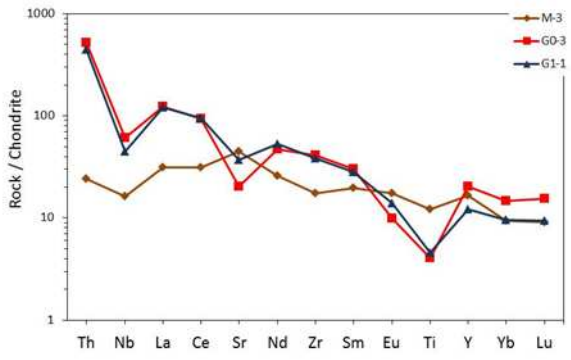


FIGURE 7. *[Th – Lu] spider diagram for representative samples of M, G0 and G1 groups of SEPC. Elemental concentrations normalized with values presented by Sun & McDonough (1989).*

Nd isotopic data are relevant in the petrogenetic approach of the SEPC. Considering an age around 290 My (Pinto, 1984), the less evolved gabbro of the M-group has a Nd isotopic signature ($\varepsilon Nd290=+1.7$) compatible with parental magmas extracted from the mantle. Isotopic data from representative samples of G0 granite ($-2.67<\varepsilon Nd290<-1.86$) are within the range of εNd290 values defined by mafic-intermediate rocks of M group ($-4.0<\varepsilon Nd290<+1.7$). In contrast, the grey granites (G1), placed in the central part of the SEPC, show lower εNd290 values ($-5.9<\varepsilon Nd290<-5.7$) suggesting petrogenetic processes with particular influence of crustal melts (Lopes *et al.*, 2012).

$\delta^{18}O$ values for SPEC were obtained by laser fluorination at the Stable Isotopic Laboratory of Salamanca. The G0 granite has low $\delta^{18}O$ values ranging from 9.5 to 10.3 $^{0}/_{00}$ and the G1 facies have higher values of $\delta^{18}O$ ranging of 10.0 and 11.9 $^{0}/_{00}$.

DISCUSSION

The AMS and IRM data support that the facies G0 and the facies G1 have a distinct magnetic behavior. G0 is controlled by a ferrimagnetic fraction (low magnetite or Ti-magnetite). The G1, $Km< 10^{-4}$ SI, shows a paramagnetic behavior due to ferromagnesian minerals, such as biotite, and ilmenite. However IRM curves also reveal small contents of magnetite. In basic rocks from M-group, Km is typical of gabbros and granodiorites and is due to the high contents of ferromagnesian minerals. These different magnetic behavior suggest different redox conditions in magma genesis of the two main granitic facies. Magnetic anisotropy is higher in G0 granite which is due to the presence of magnetite but microscope observations also show signs of a post-magmatic deformation in G0. The magnetic foliations are subvertical ENE-WSW-striking in both granites. However, magnetic lineations have different patterns: are subvertical in G0 and plunge moderated to the SE in facies G1. Elemental geochemistry and Nd-isotopic results suggest the influence of an *ACF-type* differentiation process in the petrogenesis of SEPC granitoids, being the crustal assimilation more extensive in the case of the G1 facies. There is an inverse relationship between Km and $\delta^{18}O$ values of G0 and G1 granites which agrees with other granites of Iberian massif (Sant'Ovaia et al. 2012) showing that magnetite-type have low values $\delta^{18}O$ and that ilmenite-type are δ18O enriched. The different magnetic behaviour, the magnetic lineations patterns, and geochemical features, reflect distinct petrogenetic processes at the level of the magmatic sources and emplacement mechanisms of M, G0 and G1 facies associated in the SEPC.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been financially supported by PTDC/CTE-GIX/099447/2008 (FCT-Portugal, COMPETE/FEDER).

REFERENCES

Lopes, J.C., Munhá, J., Wu, C.T. and Oliveira, V.M.J. (1998): O Complexo Plutónico de Monforte-Santa Eulália (Alentejo-NE, Portugal Central): caracterização geoquímica e considerações petrogenéticas. *Comun. Inst. Geol. Min.*, 83: 127-142.

Lopes, J.C., Sant'Ovaia, H. and Nogueira, P. (2012): Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis of Santa Eulalia plutonic complex (Central Portugal). *Goldschmidt Conference 2012, Abstracts* Montreal. (submitted).

Pinto, M.S. (1984): Granitóides Caledónicos e Hercínicos na Zona de Ossa-Morena (Portugal). *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 97: 81-94.

Sant'Ovaia, H., Martins, H., Carrilho Lopes, J., Machado, J. and Noronha, F. (2012): Correlation of magnetic susceptibility with $\delta^{18}O$ data in magnetite- and ilmenite-type granites from Iberian massif. *Goldschmidt Conference 2012, Abstracts* Montreal. (submitted).

Sun, S.S.and McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. *in* A.D. Saunders & M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc., London: 313-345.

Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.


SANTOS | SÃO PAULO
46º Congresso Brasileiro de GEOLOGIA
1º Congresso de Geologia dos Países de Língua
30 de setembro a 05 de outubro de 2012
PROMOÇÃO:
REALIZAÇÃO:
APOIO:
PATROCINADORES:
SBG
CAE
IBRAM
PANalytical
SHIMADZU
TESCAN
Schlumberger
SOMA
tratch-mundi
unimonte
CONFERÊNCIAS
RESUMOS

PETROFÍSICA E GEOQUIMICA NO COMPLEXO PLUTÓNICO DE SANTA EULÁLIA

Helena Sant'Ovaia[1]; Pedro Nogueira[2]; José Carrilho Lopes[3]; Armanda Dória[1], Celeste Gomes[4], Claudia Cruz[1], Fernando Noronha[1]

[1]CGUP, DGAOT, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Portugal; [2]CGUP, DG-Universidade de Évora, Portugal; [3]CeGUL, DG-Universidade de Évora; Portugal; [4]CGUC, DCT, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Portugal.

RESUMO: O Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE) é um corpo granítico calco-alcalino situado na parte norte da Zona da Ossa Morena do maciço Ibérico Varisco. O complexo é considerado tardi-Varisco, uma vez que corta estruturas regionais variscas. O CPSE é um complexo anelar onde podem identificar-se, da periferia para o centro: (i) uma fácies granítica de cor rosa e grão médio a grosseiro (G0) que envolve corpos de composição gabróica a granodiorítica (grupo-M); (ii) uma fácies central de granito cinzento monzonítico de grão médio (G1). Neste trabalho apresentam-se resultados de um estudo que inclui: (i) anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM); (ii) magnetização remanescente isotérmica (MRI); (iii) geoquímica isotópica (Nd e O); (iv) orientação dos planos de inclusões fluidas (PIF). Os dados de ASM e MRI suportam o comportamento magnético distinto das duas fácies: G0 com suscetibilidade $>10^{-3}$ SI e MRI_{1T}=2042.1 mA/m, é controlado por uma fração ferrimagnética (magnetite ou titanomagnetite); G1 com suscetibilidade $<10^{-4}$ SI e MRI_{1T}=22.8 mA/m, apresenta um comportamento paramagnético decorrente da presença de biotite, embora as curvas de MRI revelem também uma fração antiferromagnética. A anisotropia magnética é >5% no granito G0 e <3% no granito central G1. A elevada anisotropia de G0 é justificada pela presença de magnetite mas as observações petrográficas indicaram microestruturas indicativas de deformação pós-magmática. As foliações magnéticas são subverticais e com direcção ENE-WSW em G0 e G1. As lineações magnéticas são subverticais na fácies G0 e mergulham moderadamente para SE na fácies G1. Em termos geoquímicos os granitos G0 representam líquidos magmáticos mais evoluídos (>SiO_2 e <MgO, % peso) do que os materializados pelos granitos G1. Assumindo uma idade de 290 Ma para o CPSE, os dados isotópicos de Nd revelam valores compatíveis com uma origem mantélica para a fácies gabróica menos evoluída do grupo M (εNd_{290}=+1.7). O intervalo definido pelo grupo M ($-4.0<\varepsilon Nd_{290}<+1.7$) inclui os valores obtidos nos granitos G0 ($-2.7<\varepsilon Nd_{290}<-1.9$), divergindo dos resultados revelados pelos granitos G1 ($-5.9<\varepsilon Nd_{290}<-5.7$). Estes dados isotópicos sugerem que o CPSE se terá gerado por processos de diferenciação de tipo *ACF* com contribuições crustais mais significativas no grupo G1 do que no conjunto formado pelas fácies M e G0, situadas na periferia do CPSE. Há uma relação inversa entre os valores da suscetibilidade de G0 e G1 e os valores de $\delta^{18}O$ destas fácies, o que está de acordo com o obtido para outros granitos variscos indicando que os granitos da série "magnetite-type" têm valores mais baixos de $\delta^{18}O$ relativamente aos "ilmenite-type" que são enriquecidos em $\delta^{18}O$. Os PIF indicam a existência de campos de tensões distintos nas duas fácies, durante os episódios de tectónica tardia, frágil. Estas direções são compatíveis com as estruturas regionais no caso da fácies G0, com direção predominante NW-SE e com o campo de tensões tardi-varisco, regionalmente com direção NE-SW no caso da fácies G1. O comportamento e *fabric* magnético e a geoquímica isotópica diferentes refletem processos petrogenéticos distintos assim como diferentes mecanismos de instalação para as duas fácies G0 e G1.

Este trabalho é financiado pelo projeto PTDC/CTE-GIX/099447/2008 (FCT-Portugal, COMPETE/FEDER).

PALAVRAS CHAVE: SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA, GEOQUIMICA, GRANITOS

EGU General Assembly 2013

EMRP3.3 Abstracts

Geophysical Research Abstracts
Vol. 15, EGU2013-7985, 2013
EGU General Assembly 2013
© Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.

AMS and IRM studies in the late-variscan Santa Eulália Plutonic Complex (Ossa-Morena Zone, Portugal)

Helena Sant'Ovaia (1), Celeste Gomes (2), José Carrilho Lopes (3), Pedro Nogueira (4), Claudia Cruz (1), and Armando Rocha (2)

(1) Porto, Geology Centre, Geosciences, Environment and Spatial Planning, Porto, Portugal (hsantov@fc.up.pt), (2) CGUC, DCT, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Portugal, (3) CeGUL, DG-Universidade de Évora; Portugal, (4) CGUP, DG-Universidade de Évora

The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a calc-alkaline granitic body, with an area of 400 km2, and is located in the north of the Ossa Morena Zone of the Variscan Iberian sector, near the limit with the Central Iberian Zone. SEPC is considered late-Variscan because it cross-cuts the regional variscan structures. The host rocks are metamorphic formations from Upper Proterozoic to Lower Paleozoic. The SEPC has two main granitic facies with different compositions and textures. From the rim to the core, there is a medium-to coarse-grained pink granite (G0), which involves large elongated masses of mafic to intermediate rocks (M); and a central grey monzonitic granite (G1) which presents a dominant medium granular facies, and also a slight porphyritic texture close to G0. AMS and IRM studies were conducted to characterise these rocks, from 61 sampling sites: 29 in G0, 27 in G1 and 5 in M. The Km values range between 41.6 and 7343.7 x 10-6 SI in granitic rocks: G0, with Km > 10-3 SI (mean: 1357.4 x 10-6 SI) which supports the presence of magnetite, and G1 with Km< 10-4 SI (mean: 97.0 x 10-6 SI). In M, Km values are homogeneous with a mean of 620.9 x 10-6 SI. The magnetic anisotropy (P%) and the ellipsoid shape (T) were only determined in granites. The mean values of P% are 6.2% and 3.1% in G0 and G1, respectively. T shows the strongest oblate ellipsoids in central G1 (mean: 0.365) and slightly oblate in G0 (mean: 0.099). The magnetic foliations are subvertical ENE-WSW-striking in G0 and G1. Magnetic lineations are subvertical in G0 and moderately plunge to the SE in G1.The saturation IRM (SIRM) mean values are 9.345 A/m in G0, 0.027 A/m in G1 and 2.634 A/m in M. In G0 and M, the IRM acquisition curves show saturation between 0.3 and 0.4 T, followed by a small increase in increasing fields, suggesting that the main carrier of remanence is low magnetite or Ti-magnetite. In G1, the acquisition curves demonstrate paramagnetic and antiferromagnetic fractions, but a small magnetite fraction can also be present. SIRM/K have mean values of 7.119 kA/m, 0.298 kA/m and 3.425 kA/m for Go, G1 and M, respectively. The AMS and SIRM data support that G0 and G1 have a distinct magnetic behaviour. G0 is controlled by a ferrimagnetic fraction. G1, with Km< 10-4 SI, shows a paramagnetic behaviour due to ferromagnesian minerals, such as biotite and ilmenite. In M, Km is typical of gabbros and granodiorites and is due to the high contents of ferromagnesian minerals. The magnetic behaviours of G0 and G1 suggest different redox conditions in the magma genesis. Magnetic anisotropy is higher in G0 due to the presence of magnetite, but microscope observations also show signs of a post-magmatic deformation in G0. Although magnetic foliations are subvertical ENE-WSW-striking in both granites, magnetic lineations are different. The differences reflect distinct redox processes at magmatic sources and different emplacement mechanisms of M, G0 and G1.

Acknowledgements: PTDC/CTE-GIX/099447/2008 (FCT-Portugal,COMPETE/FEDER).

Contact-metamorphic effects of the Santa Eulália Plutonic Complex (Southern Portugal): Litological and structural constraints

RIBEIRO, M.A.[1](*), SANT'OVAIA, H. [1], CRUZ, C. [1]

[1] Centro Geologia, Faculdade de Ciências, Univ. Porto, R. Campo Alegre, 4169-007 Porto, Portugal (*correspondence maribeir@fc.up.pt)

- The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a late-variscan granitic pluton in SW sector of the Iberian Orogen. This granite with 400 km² cross-cuts the regional NW-SE variscan structures, namely a major high-grade and high-strain shear zone (Coimbra – Córdova Shear Zone, CCCZ) in the contact between two axial geotectonic zones of the Iberian Varican Belt: the Central Iberian Zone and the Ossa Morena Zone (Fig. 1).
- The host rocks of SEPC (Fig. 1) are composed by low to high grade metasedimentary and meta-igneous rocks from Upper Proterozoic to Lower Paleozoic.
- In the NE-sector of the shear zone a low grade metasedimentary Ediacaran unit (Série Negra) composed by siliciclastic rocks, including black cherts, is located adjacently to a high grade unit (migmatites and gneiss).
- In the SW-sector of the shear zone, a low-grade metasedimentary and metavolcanic Cambrian sequence has quartz-pelitic, carbonate and volcanic rocks.
- The lithostratigraphic units are also tectonic units bounded by major high-strain transcurrent faults placing side by side different rock types and different metamorphic grades, but always characterized by a well-developed vertical foliation.
- Both at east or at west, the host rocks include phyllite and quartz-phyllite, in chlorite zone conditions, without any thermal effects even at short metric distance from the contact. In the westhern border the metapelitic rocks show millimetric veins (2mm thick) of granitic composition (Sample ASM 27) with biotite, quartz, chlorite and apatite, concordant with stratification and low grade foliation (S_0//S_1), without exhibiting any thermal effects on the walls. The Cambrian carbonate rocks outcropping in narrow bands near the ESE border of SEPC did not show any post-kinematic thermal effect (Sample JD1). The associated metapelitic and metavolcanic rocks also show no effects of recrystallization by thermal effect (SE 6a , ASM 123 and Af 3.
- Unlike, in the western sector of SEPC, the extensive roof pendants of different lithologies/units show intense thermal effects with metamorphic and metasomatic paragenesies in pelitic and carbonate hornfels, the later with large vesuvianite crystals (Samples SE 4, J58 and SE 2).
- Our results highlight that the thermal effects of the SEPC in the host rocks are restricted to the roof pendants and the metasomatic effects are constrained by the carbonate rocks.

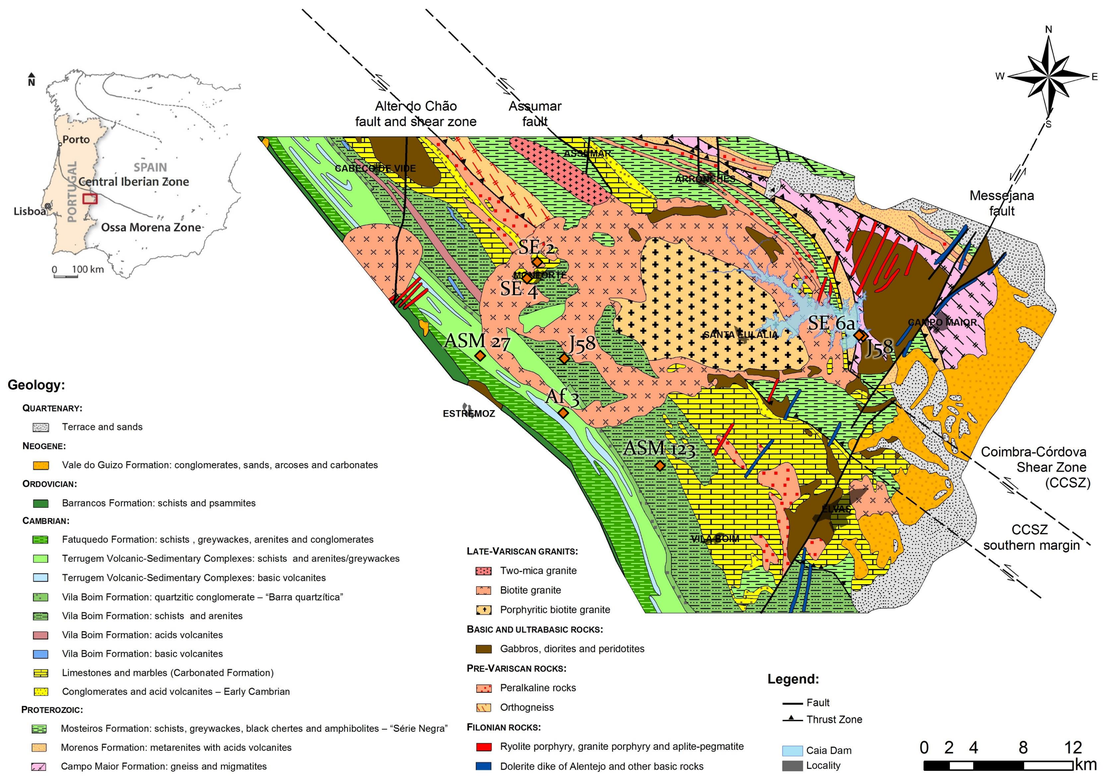
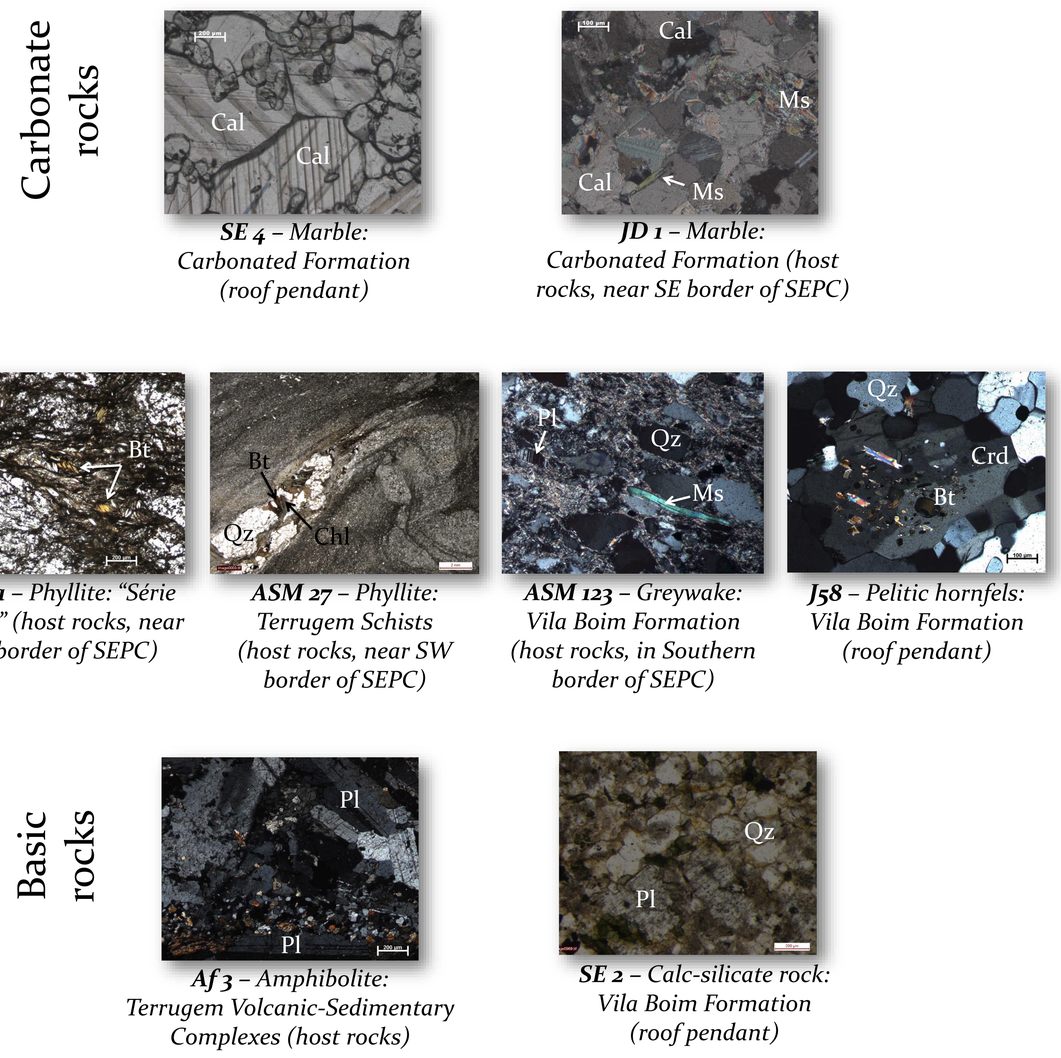


Figure 1: Geological map of SEPC and host rocks with sampling .



***SE 4** – Marble: Carbonated Formation (roof pendant)*

***JD 1** – Marble: Carbonated Formation (host rocks, near SE border of SEPC)*

***SE 6a** – Phyllite: "Série Negra" (host rocks, near SE border of SEPC)*

***ASM 27** – Phyllite: Terrugem Schists (host rocks, near SW border of SEPC)*

***ASM 123** – Greywake: Vila Boim Formation (host rocks, in Southern border of SEPC)*

***J58** – Pelitic hornfels: Vila Boim Formation (roof pendant)*

***Af 3** – Amphibolite: Terrugem Volcanic-Sedimentary Complexes (host rocks)*

***SE 2** – Calc-silicate rock: Vila Boim Formation (roof pendant)*

Figure 2: Photomicrograph of roof pendants and host rocks.

ACKNOWLEDGEMENTS:

This work has been financially supported by PTDC/CTE-GIX/099447/2008 (FCT-Portugal, COMPETE/FEDER)

e-book do colóquio

13 a 14 de Junho de 2013

Anisotropia da Suscetibilidade Magnética Tectónica e (Paleo)magnetismo dos materiais



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

U.PORTO
FACULDADE DE CIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DO PORTO

CGUC
CENTRO DE GEOFÍSICA

PETROPHYSICAL STUDIES IN THE LATE-VARISCAN SANTA EULÁLIA PLUTONIC COMPLEX (OSSA-MORENA ZONE)

Helena Sant'Ovaia[1], Celeste Gomes[2], José Carrilho Lopes[3], Pedro Nogueira[4], Cláudia Cruz[1], Armando Rocha[2]

[1] CGUP, DGAOT, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
[2]CGUC, DCT, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra
[3]CeGUL, DG, Universidade de Évora
[4]CGUP, DG, Universidade de Évora

Key-words: AMS; granites, magnetic fabric, MRI

Introduction - The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a calc-alkaline granitic body, with an area of 400 km^2 located in the north of the Ossa Morena Zone of the Variscan Iberian sector, near the limit with the Central Iberian Zone. The SEPC is considered late-Variscan because it cross-cuts the regional variscan structures. The host rocks are metamorphic formations from Upper Proterozoic to Lower Paleozoic. The SEPC has two main granitic facies with different compositions and textures. From the rim to the core, there is a medium-to coarse-grained pink granite (G0), which involves large elongated masses of mafic to intermediate rocks (M) and central grey monzonitic granite (G1) which presents dominant medium granular facies. In this study we present petrophysical studies comprising Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), Isothermal Remanent Magnetization (IRM) and thermomagnetic studies which enabled us to better understand the magnetic fabric and behavior of the granite and mafic rocks.

Methods - At each site, in-situ, four oriented cores (25 mm in diameter) were collected with a portable drill machine. Then, each core was sawed in two (or three) 22 mm long specimens. At least 8 specimens were obtained per station. This study is based on 637 rock-cylinders from 76 sampling sites roughly distributed in the SPEC and also in the host rocks: 29 sites in G0 facies, 27 in G1 facies, 5 in the M-group and 15 in roof-pendants and host rocks. AMS measurements were performed using the KLY-4S Kappabridge from "Centro de Geologia" at Porto University. For each site, the mean susceptibility Km, which is the mean of the eight (or more) individual arithmetic means (k1 + k2 + k3)/3, was calculated. Also obtained were the intensities and orientations of the three axes K1 ≥ K2 ≥ K3, tensorial means of the k1 ≥ k2 ≥ k3 axes for the 8 specimens. The IRM values were measured using a Molspin spinner magnetometer and fields were imparted with a Molspin magnetometer from the University of Coimbra. Measurements were performed on samples in order to obtain the IRM values and the IRM and the -IRM acquisition curves. Samples were magnetized firstly in the same direction from 12.5 mT up to 1T and, secondly, in the opposite direction also from 12.5 mT up to 1T. The IRM at 1 T was defined as the saturation IRM (SIRM). In order to identify different ferromagnetic contributions thermomagnetic experiments were performed in a low field with a CS-2 furnace apparatus attached to the KLY-3 susceptometer (in Toulouse). Samples consisted of fragments obtained from 4 rock specimens (from G0 and G1). The samples were subjected to increasing temperatures until 700° C.

Results and Discussion –The Km values range between 41.60 and 7343.70 x 10^{-6} SI in

granitic rocks: G0, with Km > 10^{-3} SI (mean: 1357.40 x 10^{-6} SI) which supports the presence of magnetite, and G1 with Km< 10^{-4} SI (mean: 97.00 x 10^{-6} SI). In M, Km values are homogeneous with a mean of 620.90 x 10^{-6} SI. The magnetic anisotropy (P%) and the ellipsoid shape (T) were only determined in granites. The mean values of P% are 6.20% and 3.10% in G0 and G1, respectively. T shows the strongest oblate ellipsoids in central G1 (mean: 0.37) and slightly oblate in G0 (mean: 0.10). The magnetic foliations are steep NE-SW to ENE-WSW-striking in G0 and G1 granites. In G0, magnetic lineations have a distinct behavior over the pluton: in the E sector, magnetic lineations are subvertical and in the W sector they plunge around 50° to SW. In G1, magnetic lineations plunge moderately to the SW. The saturation SIRM mean values are 9.35 A/m in G0, 0.03 A/m in G1 and 2.64 A/m in M. In G0 and M, the IRM acquisition curves show saturation between 0.3 and 0.4 T, followed by a small increase in increasing fields, suggesting that the main carrier of remanence is low magnetite. In G1, the acquisition curves demonstrate paramagnetic fractions, but a small magnetite fraction can also be present. Thermomagnetic experiments performed on samples from G0 show a significant fall of magnetic susceptibility on 580° C which indicates the presence of magnetite. On samples from G1, magnetic susceptibility decreases regularly with the increase of temperature, typical of paramagnetism behavior, although there is a slight fall around 580° C, also indicating the presence of a small quantity of magnetite SIRM/K present mean values of 7.12 kA/m, 0.30 kA/m and 3.43 kA/m for G0, G1 and M, respectively.

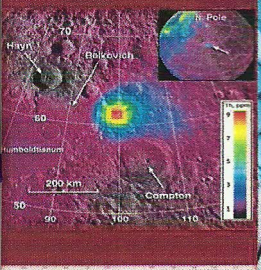
Conclusions – The AMS and SIRM data support that G0 and G1 have distinct magnetic behavior. G0 is controlled by a ferrimagnetic fraction. G1, with Km< 10^{-4} SI, shows paramagnetic behavior due to ferromagnesian minerals, such as biotite and also to ilmenite. In M, Km is typical of gabbros and granodiorites and is due to the high contents of ferromagnesian and iron oxides minerals. SIRM/K values also show similarities between G0 and M rather than with G1. Sandgren and Thompson (1990) indicated that a value of 6.4 kA/m corresponds to a magnetite grain size of 8 μm. Based on these authors the mean SIRM/K value of 7.12 kA/m obtained in G0 could indicate a similar magnetite grain size. The magnetic behaviors of G0 and G1 suggest different redox conditions in the magma genesis. Magnetic anisotropy is higher in G0 due to the presence of magnetite, but microscope observations also show signs of a post-magmatic deformation in G0. The magnetic foliations are steep in both granites, but while in G0 they are ENE-WSW-striking, in G1 they define a dome with a WNW-ESE axe. Magnetic lineations have different patterns: subvertical in the east sector of G0 and plunge moderated to the SW in G1 and the west sector of G0. The differences reflect distinct redox processes at magmatic sources and different magnetic fabrics for M, G0 and G1, even so, the emplacement of the facies was synchronous. Based on these data we propose that the ascending of the magma took place in the E sector of the body, in the intersection between the Assumar and Messejana faults. ENE-WSW anisotropies allowed the enlargement of the granitic complex and the final emplacement was mainly controlled by the magma pressure with a SW flow direction.

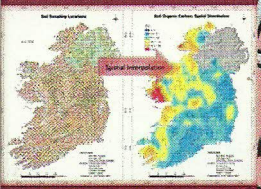
Acknowledgements - This project has been financially supported by PTDC/CTE-GIX/099447/2008 (FCT-Portugal, COMPETE/FEDER). The authors thank Philippe Olivier for the thermomagnetic measurements carried out in Toulouse.

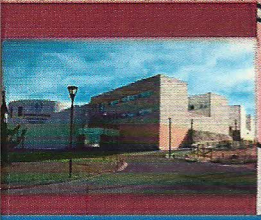
References – Sandgren, P., Thompson, R. (1990). Mineral magnetic characteristics of podzolic soils developed on sand dunes in the Lake Gosciaz catchment, central Poland. Physics of the Earth and Planetary Interiors 60, 297-313.











IX Congreso Ibérico
XI Congreso Nacional
de GEOQUÍMICA

Soria, 16-18 septiembre 2013

Campus Universitario | Duques de Soria

Sesión de póster

www.icog.es/gq2013

ORGANIZAN

Ilustre Colegio Oficial de Geólogos
Colegio Oficial y Asociación de Químicos de Madrid
Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas
Grupo de Geoquímica de Sociedad Geológica de Portugal

Colaboradores y patrocinadores

Os aspetos litológicos, petrográficos e geoquímicos sugerem três etapas de anatexia/cristalização: i) um primeiro melt resultante da fusão incongruente de biotite, produz minerais anidros (cordierite + plagioclase + quartzo); ii) circulação de fluidos ricos em K por cristalização e diferenciação de melts de níveis mais profundos, onde a taxa de fusão é superior, e que atingindo os migmatitos superiores levam à cristalização de ortoclase e à feldspatização da plagioclase. Esses fluidos, com circulação condicionada estruturalmente, não atingiram todo o complexo migmatítico uma vez que há metatexitos e diatexitos sem feldspato; iii) Nos níveis de maior taxa de fusão há formação de magmas graníticos de tipo S. Estes são menos densos do que as rochas encaixantes o que promove a sua ascensão e instalação, gerando granitos de duas micas, que incorporam xenólitos de migmatitos (metatexíticos e diatexíticos).

Apoios

Suporte financeiro da FGT através dos projetos: Pest-OE/CTE/UI0039/2011 (GEOREMAT-CGUP), PEst-C/CTE/UI4035/2011 (Geobiotec Research – UA), PETRO-CHRON - PTDC/CTE-GIX/112561/2009 e da bolsa de doutoramento SFRH / BD / 65509 / 2009).

Referencias

[1] Teixeira, *et al.* (1965) - Carta Geológica Folha 9A – Serviços Geológicos de Portugal

[2] Ugidos *et al.* (2010) – Precambrian Research,178 (1-4).

Thermal effects of the Santa Eulália Plutonic Complex (Southern Portugal) on the metaigneous and metasedimentary host rocks

Cruz, C.[1], Ribeiro M.A.[1*],Sant'Ovaia H.[1]

[1]Centro Geologia, Faculdade de Ciências, Univ. Porto, R. Campo Alegre, Porto, Portugal

*maribeir@fc.up.pt

Abstract

The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a late-variscan granitic pluton in SW sector of the Iberian Orogen. This granite with 400 km^2 cross-cuts the regional NW-SE variscan structures, namely a major high-grade and high-strain shear zone in the contact between two axial geotectonic zones of the iberian varican belt: Central Iberian Zone (CIZ) and Ossa Morena Zone (OMZ). The host rocks of SEPC are composed by low to high grade metamorphic rocks from Upper Proterozoic to Lower Paleozoic. In the NE-sector of the shear zone a low grade metasedimentary Ediacaran unit (Série Negra) composed by siliciclastic rocks, including black cherts, is located adjacently to a high grade unit (migmatites and gneiss). In the SW-sector of the shear zone, a low-grade metasedimentary and metavolcanic Cambrian sequence has quartz-pelitic, carbonate and volcanic rocks. The lithostratigraphic units are also tectonic units bounded by major high-strain transcurrent faults placing side by side different rock types and different metamorphic grades, but always characterized by a well-developed vertical foliation (Pereira *et al.*, 2013).

The host rocks lithology variety and their metamorphic conditions suggest that thermal effects could be well-developed in low grade pelitic and carbonate rocks. Our study is carried out on the mentioned rocks. However the thermal effects on the igneous and metaigneous rocks (granites, migmatites, gneiss, gabbros, hyper-alkaline rocks, basic and acid volcanite) is not marked, because these rocks are mineralogical and textural stable at high temperature.

Both at east or at west, the host rocks comprise phyllite and quartz-phyllite, in chlorite zone conditions, without any thermal effects even at short metric distance from the contact. The metapelitic rocks show millimetric veins (2 mm thick) with biotite, quartz, chlorite and apatite, concordant with foliation, without exhibiting any thermal effects on the walls.

The Cambrian carbonate rocks outcropping in narrow bands near the ESE border of SEPC did not show any post-kinematic thermal effect. Unlike, in the western sector of SEPC the thermal effect is marked in the metasedimentary roof pendants, by metamorphic and metasomatic paragenesies in pelitic and carbonate hornfels, the later with large wollastonite crystals (Ribeiro *et al*, 2013). These enclaves show internal structure and lithological diversity consistent with the external metasedimentary and metaigneous units. The geochemical composition of the host rocks shows very well the diversity of metasedimentary and metaigneous lithologies. The metasedimentary units comprising pelitic and carbonated rocks show a typical upper continental crust REE pattern (Taylor & McLennan, 1985) with high HREE fractionation, high Eu-anomaly and low LREE fractionation, although with different ∑REE values: The carbonated rocks show the lower values of ∑REE, and the more pelitic rocks (samples SE7 and SE8A) show the higher values (Fig.1a). The metaigneous rocks present quite different REE patterns (Fig.1b): the basic metavolcanic rocks (sample SE3) and the hyper-alkaline rocks have a low or null Eu-anomaly, the basic rock have a flat LREE and HREE patterns and the hyper-alkaline rocks show a fairly steep LREE and a flat HREE patterns.

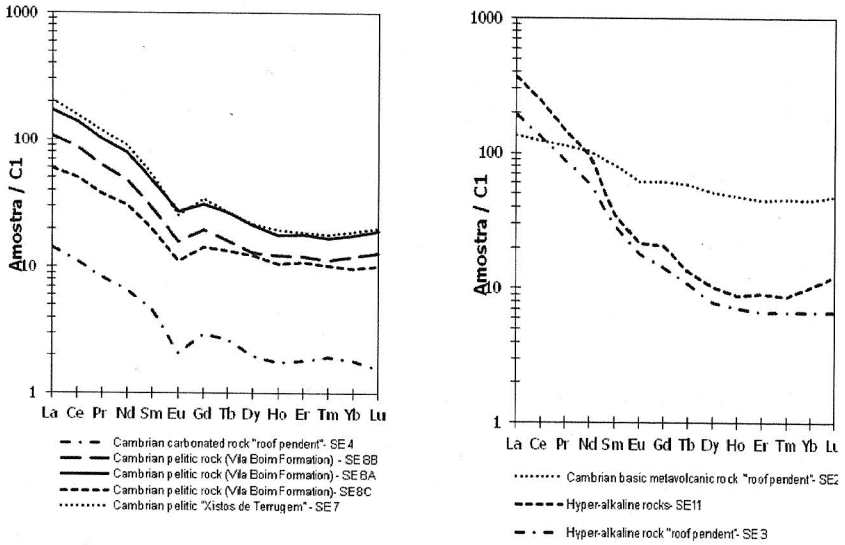


Fig.1: REE patterns of: (a) metasedimentary rocks; (b) metaigneous rocks (C1 from Evenson *et al.* 1978).

These preliminary geochemical data indicate that the metasedimentary lithologies derived from an upper continental crustal source and the metaigneous rocks present a low crustal to mantelic signature, with different stage of fractionation. These results and the petrography highlight that the thermal effects of the SEPC in the host rocks are restricted to the roof pendants and the metasomatic effects are constrained by the carbonate rocks.

The shape of the pluton, the absence of lateral thermal effects, the smooth bend of the vertical host rocks around the pluton in easthern border suggest a small thickness of the massif in the western border, and a deep rooting in the major vertical shear zone at the eastern border. So, based on these data we propose that the ascending of the magma took place in the E sector of the body, in the intersection between the Assumar and Messejana faults.

III Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2013

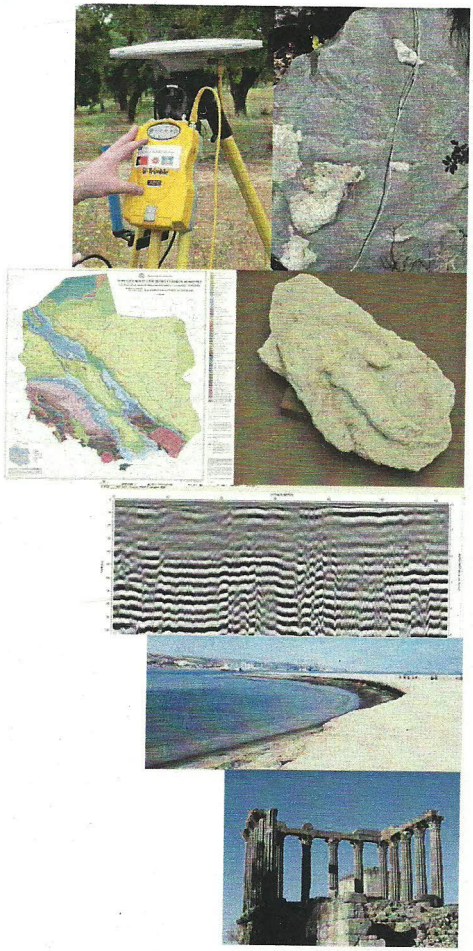
6th Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of University of Évora
4-6 October 2013, Estremoz - Portugal

LIVRO DE ACTAS

III Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2013

&

6th Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of UÉ



04 – 06.outubro.2013

Pólo de Estremoz da Universidade de Évora

Centro Ciência Viva Estremoz

CGE

GeoClube

LIRIO

u évora
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

Efeitos térmicos induzidos pelo Complexo Plutónico de Santa Eulália (ZOM)

Thermal effects induced by the Santa Eulália Plutonic Complex (OMZ)

C. Cruz[1*], M.A. Ribeiro[1], H.C.B. Martins[1], H. Sant'Ovaia[1], P. Nogueira[2], J.C. Lopes[3], L. Lopes[3]

[1] Universidade do Porto, DGAOT, CGUP, R. Campo Alegre, 4169-007 Porto, Portugal
[2] Universidade de Évora, Departamento de Geociências, CGUP, Rua Romão Ramalho, 7002-554 Évora, Portugal
[3] Universidade de Évora, Departamento de Geociências, CGUL, Rua Romão Ramalho, 7002-554 Évora, Portugal
* claudiacfcruz@gmail.com

Resumo: O Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE) é um corpo granítico tardi-varisco situado próximo do limite entre a Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona Ossa Morena (ZOM) mais concretamente na parte norte da Zona Ossa Morena do maciço Ibérico Varisco. Este plutão tem cerca de 400 km^2 e corta estruturas variscas de orientação predominante NW-SE.
As rochas do encaixante do CPSE englobam unidades meta-ígneas e metassedimentares, de baixo e alto grau metamórfico, datadas desde o Proterozoico Superior até ao Paleozoico.
Este trabalho incide sobre o estudo petrográfico do encaixante do CPSE de modo a perceber quais os efeitos térmicos induzidos por este corpo granítico nas diversas litologias envolventes.

Palavras-chave: CPSE, petrografia, rochas metamórficas.

Abstract: The Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC) is a late-variscan granitic body located near the contact between Central Iberian Zone (CIZ) and Ossa Morena Zone (OMZ) specifically in the northern part of the Ossa Morena Zone of the Iberian Orogen. This pluton has about 400 km^2 and cross-cuts the regional NW-SE variscan structures.
The host rocks of SEPC are composed by meta-igneous and metasedimentary units, of low- to high-grade metamorphic conditions and Upper Proterozoic to Paleozoic age.
This work focuses on petrographic study in order to understand which thermal effects induced by this granitic body in host rocks of the SEPC.

Key-words: SEPC, petrography, metamorphic rocks.

INTRODUÇÃO

Do ponto de vista litológico e estrutural, a área envolvente do CPSE é bastante complexa e diversificada. Na figura 1 identificam-se as unidades litológicas assim como alguns dos acidentes presentes nesta área, nomeadamente a NW do CPSE a Falha de Assumar e a Falha e Cavalgamento de Alter do Chão que irão intersetar a SE a Falha da Messejana.

Segundo Oliveira (1991) os principais setores da ZOM são: a Faixa Blastomilonítica, o setor de Alter do Chão-Elvas, o setor de Estremoz-Barrancos, o setor de Montemor-Ficalho e o setor do Maciço de Beja. Neste estudo será considerada a Faixa Blastomilonítica, equivalente ao que Pereira (2013) designou como Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdoba (ZCCC; Segmento do NE Alentejano) e bordo meridional da ZCCC, o setor de Alter do Chão-Elvas e ainda, embora com menos detalhe, o setor Estremoz-Barrancos (Araújo *et al.*, 2013).

Este estudo baseou-se em 18 locais de amostragem (Fig. 1), correspondentes a 23 lâminas delgadas. No que diz respeito às litologias do encaixante estas são compostas por rochas metamórficas, de baixo e alto grau, datadas desde o Proterozoico Superior até ao Paleozoico.

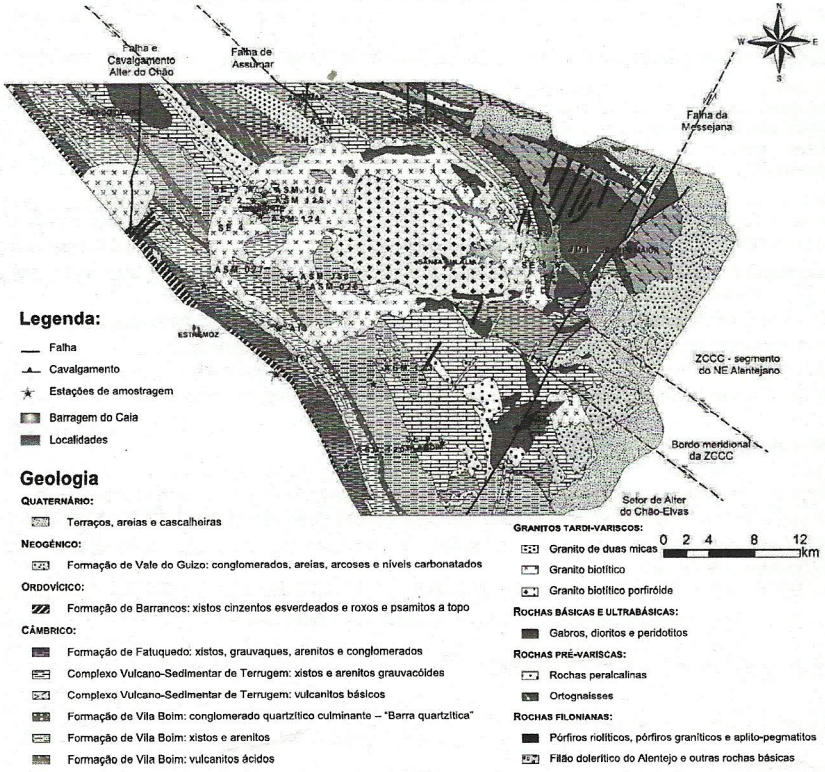


Figura 5 - Mapa geológico do CPSE e rochas encaixantes com localização das estações de amostragem (elaborado com base em: Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000; Araújo et al., 2013 e Pereira et al.,

UNIDADES METASSEDIMENTARES E META-ÍGNEAS

No setor NE da zona de cisalhamento de Alter do Chão, mais precisamente na Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdoba (segmento do NE Alentejano e bordo meridional da ZCCC), encontram-se unidades litoestratigráficas de baixo e alto grau metamórfico.

As amostras estudadas nas unidades litoestratigráficas de baixo grau metamórfico, nomeadamente da Série Negra (amostra SE 6a) e da Formação Carbonatada (amostras SE 6b, SE 6c e ASM JD1), são compostas por rochas siliciclásticas e carbonatadas. Adjacente a estas litologias de baixo grau, verifica-se a existência de rochas de alto grau metamórfico e muito tectonizadas, sendo estudadas amostras de litologias pelíticas da Série Negra (amostra ASM 110) e anfibolitos (amostra ASM 111), assim como rochas peralcalinas (SE 13a e SE 13b).

A SW da Falha e Cavalgamento de Alter do Chão destacam-se dois setores: setor de Alter do Chão-Elvas e setor Estremoz-Barrancos. Começando por descrever o setor de Alter do Chão-Elvas, verifica-se uma sequência metassedimentar do Câmbrico e rochas meta-vulcânicas de baixo e alto grau, incluindo rochas quartzo-pelíticas, carbonatadas e rochas vulcânicas.

Todas as amostras estudadas nos *roof pendants* apresentam características de metamorfismo térmico, independentemente das litologias a que pertencem. Assim, destas áreas foram estudados anfibolitos da Série Negra (ASM 125), mármores da Formação Carbonatada (SE 4 e ASM 124) e vulcanitos básicos (SE 2), anfibolitos (ASM 26) e corneanas pelíticas da Formação de Vila Boim (ASM 116 e ASM J58).

Das litologias envolventes a S e a SW foram estudadas amostras da Formação Carbonatada, como anfibolitos (SE 9a), mármores (SE 9b) e vulcanitos ácidos (SE 9c), assim como rochas detríticas da Formação de Vila Boim (vaque quártzico - ASM 123). Relativamente ao Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem foram estudadas rochas meta-básicas (anfibolito – Af 3.0) e filitos (ASM 27) e da Formação de Fatuquedo uma amostra de rocha meta-ígnea (ASM 120). Por fim, do setor Estremoz-Barrancos, estudou-se um filito (Af 6.0) pertencente à Formação de Barrancos.

EFEITOS TÉRMICOS

Relativamente à proximidade das litologias com o CPSE pode dizer-se que a SW do cavalgamento de Alter do Chão, as rochas do encaixante não apresentam efeitos térmicos, mesmo a curta distância da intrusão granítica, excetuando-se contudo as amostras dos *roof pendants* metassedimentares, onde o efeito térmico é marcado por paragénese e texturas metamórficas/metassomáticas em rochas pelíticas e carbonatadas. Nas primeiras manifesta-se por paragénese com silimanite-fibrolítica e poligonização do quartzo, calcite e plagioclase, assim como pela presença de aspetos de fusão parcial pontual (*pool* de quartzo). Nas segundas manifesta-se por paragénese com vesuvianite, tremolite e epídoto com intensa poligonização da calcite.

No setor a NE da falha encontram-se litologias com efeitos de blastese pós-deformação, não se podendo porém afirmar que estes estejam relacionados exclusivamente com a intrusão do plutão de Santa Eulália. Assim, admite-se que os efeitos térmicos presentes nas amostras ASM 110 e ASM 111 poderão estar relacionados com a proximidade ao granito de duas micas ou, no caso da ASM 111 poderão eventualmente dever-se a uma circulação de fluidos hidrotermais ao longo da falha de Assumar. Já no que diz respeito às amostras SE 13a e SE 13b, admite-se que o efeito térmico manifestado pela textura granoblástica heterogranular, recristalização (poligonização do quartzo e plagioclase) e/ou blastese de biotite deverá ser resultante de efeitos hidrotermais associados às anisotropias subverticais presentes neste local.

Tanto a este como a oeste do CPSE, existem filitos e quartzo-filitos, pertencentes à zona da clorite, sem evidência de recristalização por efeitos térmicos, mesmo que se localizem a poucos metros da

intrusão granítica. Foram observados microfilonetes milimétricos (2 mm de espessura) de afinidade granítica (quartzo, biotite, clorite e apatite), concordantes com a foliação em quartzo-filitos e sem apresentar quaisquer efeitos térmicos nos bordos. As rochas carbonatadas, que afloram perto da fronteira ESE do CPSE também não evidenciam qualquer efeito térmico pós-tectónico.

Estes resultados destacam que os efeitos térmicos da intrusão do CPSE nas rochas encaixantes estão maioritariamente associados aos *roof pendants*, e os efeitos metassomáticos estão presentes apenas nas rochas carbonatadas.

CONCLUSÃO

O estudo de litologias com idênticos protólitos no encaixante pôs em evidência que os efeitos térmicos da intrusão do CPSE apenas foram significativos nos *roof pendants* metassedimentares.

A análise petrográfica mostrou que quer no bordo este quer no bordo oeste do CPSE as rochas encaixantes não evidenciam um efeito térmico significativo, pelo que muitas das amostras meta-ígneas ainda preservam as suas características ígneas no que diz respeito à textura e composição mineralógica. Por outro lado, nos *roof pendants* do setor ocidental do CPSE o efeito térmico já é visível tanto nas rochas quartzo-pelíticas como nos mármores, sendo este evidenciado sobretudo pela poligonização do quartzo, calcite e/ou plagioclase, verificando-se ainda, indícios de um *pool* de quartzo a envolver a plagioclase (amostra ASM 116).

Importa referir que as amostras ASM 110, ASM 111, SE 13a e SE 13b, apesar de manifestarem características texturais e blastese e/ou recristalização próprias de um metamorfismo térmico, este não estará necessariamente associado à intrusão do CPSE. Assim, essas características poderão dever-se à intrusão do granito de duas micas, no caso das amostras ASM 110 e ASM 111 ou, eventualmente à circulação de fluidos hidrotermais na Falha de Assumar. Relativamente às amostras SE 13a e SE 13b, deverá ser resultante de efeitos hidrotermais associados às anisotropias subverticais próximo do extremo ESE do CPSE.

Agradecimentos
Este trabalho é financiado pelo projeto: PTDC/CTE-GIX/099447/2008 (FCT-Portugal, COMPETE/FEDER).

Bibliografia

ARAÚJO, A., PIÇARRA ALMEIDA, J., BORREGO, J., PEDRO, J., & OLIVEIRA, J. T. (2013). As regiões central e sul da Zona de Ossa Morena. Em R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullerberg, *Geologia de Portugal, Volume I- Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (pp. 509-549). Lisboa: Escolar Editora.

Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. LNEG. Obtido em Fevereiro de 2013, de GeoPortal: http://geoportal.lneg.pt/arcgis/rest/services/CGP500K/MapServer.

OLIVEIRA, J.T.; OLIVEIRA, V.; PIÇARRA, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 221-250.

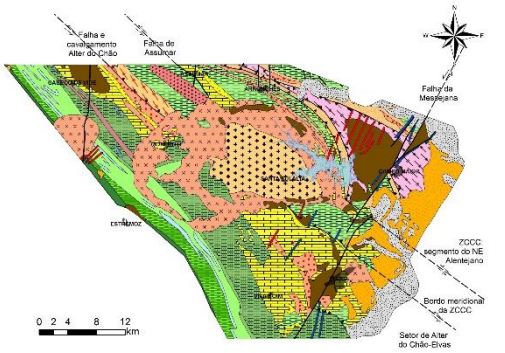
PEREIRA, M. F.; SILVA, J. B.; SOLÁ, A.R.; CHICHORRO, M. (2013). Nordeste Alentejano. Em R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullerberg, *eologia de Portugal, Volume I- Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (pp. 493-508). Lisboa: Escolar Editora.

U.PORTO
FACULDADE DE CIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DO PORTO
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território

CG UP

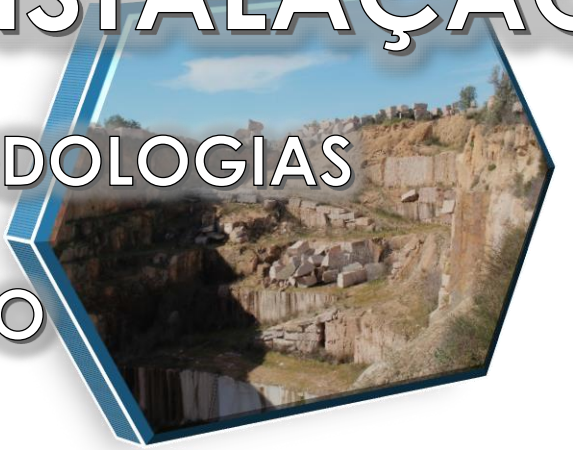
Organização:

DGAOT- FCUP | CGUP





PLUTÕES GRANÍTICOS: DA GÉNESE À INSTALAÇÃO



TÉCNICAS E METODOLOGIAS DE ESTUDO

15 novembro 2013
Anfiteatro FC 5

Entrada livre
9h30 – 18h

Oradores convidados:

Jean Louis Vigneresse

Fernando Noronha

Palestras sobre principais resultados do projeto:

José Carrilho Lopes | Helena Sant'Ovaia

Luís Lopes | Maria dos Anjos Ribeiro

Cláudia Cruz | Pedro Nogueira | Rui Moura

Seminário realizado no âmbito do PROJETO PTDC/CTE-GIX/099447/2008

FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia
COMPETE
QREN QUADRO DE REFERÊNCIA ESTRATÉGICO NACIONAL
UNIÃO EUROPEIA Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional

Metamorfismo do encaixante do Complexo Plutónico de Santa Eulália

Host rock metamorphism of the Santa Eulália Plutonic Complex

M. Anjos. Ribeiro, Cláudia Cruz, Helena Martins

*DGAOT, Centro de Geologia, F.C. da Universidade do Porto, 4169-007 Porto, Portugal, maribeir@fc.up.pt

Resumo: A avaliação do metamorfismo de contacto resultante dos efeitos térmicos do Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE) é dificultada pela diversidade litológica, metamórfica e estrutural do encaixante. O maciço granítico corta as estruturas NW- SE regionais, nomeadamente o bordo meridional da Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova (ZCCC). As rochas encaixantes do CPSE incluem rochas meta-ígneas ácidas e básicas e metassedimentares detríticas e carbonatadas, de baixo e alto grau metamórfico, com distintos graus de deformação. As unidades litoestratigráficas também são unidades tectónicas delimitadas por cisalhamentos, que implicam saltos metamórficos e diferenças estruturais.

Tanto a este como a oeste do CPSE, existem filitos e quartzo-filitos, pertencentes à zona da clorite, localmente à zona da biotite, com texturas clásticas ou ígneas bem preservadas, sem evidência de recristalização prógrada, mesmo quando se localizam a distâncias métricas da intrusão granítica. Nenhuma das amostras de composição siliciclástica da Série Negra, na envolvente imediata do maciço mostrou grau de metamorfismo superior à zona da biotite. Esta surge em pequenos porfiroblastos muito dispersos numa matriz fina quartzo-moscovítica (+ clorite). Uma amostra próximo da Falha de Assumar mostra intensa tectonização posterior à blastese de cordierite que estará relacionada com a intrusão do granito de Barquete.

O estudo petrográfico evidenciou que, em termos mineralógicos e em termos texturais, os efeitos térmicos são restritos aos "roof pendants" de composição carbonatada e de composição siliciclástica.

Palavras-chave: CPSE, petrografia, blastese, microestruturas

Estudo dos fluidos do Complexo Plutónico de Santa Eulália (Zona Ossa Morena)

Fluid study of Santa Eulália Plutonic Complex (Ossa Morena Zone)

Armanda Dória*[1], Cláudia Cruz*[2], Helena Sant'Ovaia

*[1] Centro de Geologia da Universidade do Porto (CGUP), adoria@fc.up.pt

*[2] FCUP, DGAOT, CGUP, claudiacfcruz@gmail.com

Resumo: O objetivo deste trabalho consistiu no estudo da geometria da microfraturação materializada por Planos de Inclusões Fluidas (PIF) e na caracterização dos fluidos aprisionados nas Inclusões Fluidas (IF) nas diferentes fácies do Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE). Pretende-se também correlacionar as direções dos PIF com as das foliações magnéticas obtidas a partir do estudo da Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM).

O CPSE é um corpo granítico tardi-varisco, constituído por duas fácies: G0 e G1. Este plutão tem cerca de 400 km^2 e localiza-se na parte norte da Zona Ossa Morena (ZOM) do maciço Ibérico.

O estudo dos PIF evidencia a existência de campos de tensões distintos para as duas fácies. Assim, na fácies GO as direções dos PIF são compatíveis com as estruturas regionais (NW-SE) e na fácies G1 orientam-se segundo o campo de tensões tardi-varisco (NE-SW). Estes dados sugerem processos petrogenéticos distintos para as duas fácies do CPSE.

Correlacionando estes dados com o estudo do *fabric* magnético observa-se que tanto em G0 como em G1 as direções locais dos PIF são subparalelas às foliações magnéticas sugerindo que a microfraturação aproveitou uma anisotropia prévia adquirida num estado magmático.

A partir do resultado do estudo das IF verifica-se uma predominância de fluidos aquosos (Lw1) de baixa a média salinidade (0,88 a 10,73 % p. eq. NaCl) em ambas as fácies. Fluidos aquocarbónicos apenas foram observados na amostra ASM 020 da fácies G0.

Palavras-chave: Complexo Plutónico de Santa Eulália, *fabric* magnético, Planos de Inclusões Fluidas (PIF)