



**UNIVERSIDADE DE COIMBRA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
Departamento de Ciências da Terra**

***Fabrics Magnéticas do Plutonito de Coentral e da  
Formação de Boque-Serpins (Grupo das Beiras)  
Serra da Lousã, Portugal Central***

**Marco António Jubileu Ramos**

**Mestrado Geociências – Área de Especialização Recursos Geológicos**

**Orientadora Científica**  
Prof. Doutora Celeste Gomes, Faculdade Ciências e Tecnologias da  
Universidade de Coimbra

**Julho, 2015**

## Agradecimentos

Agradeço à Prof. Doutora Celeste Gomes, por me apresentar ao tema escolhido para a tese, pela orientação fornecida, pela leitura e correção dos trabalhos realizados, pelas críticas e sugestões e pela motivação.

À Prof. Doutora Helena Sant'Ovaia, agradeço o apoio dado, pelo esclarecimento de dúvidas e por partilhar o equipamento do laboratório magnético do Departamento de Geologia, Ambiente e Ordenamento do Território da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

Agradeço à Prof. Doutora Elsa Gomes pelos materiais e dados cedidos que ajudaram na concretização deste trabalho, pelo seu conhecimento e pelas críticas construtivas e pelo apoio e conhecimento prestado no campo.

Ao Prof. Doutor Luís Gama Pereira, pelo tempo e conhecimento despendido na leitura do trabalho, nas críticas construtivas e discussão dos resultados obtidos esclarecendo a complexa estruturação da área de estudo.

Ao Mestre Armando Rocha pela sua companhia e ajuda fundamental na realização do trabalho de campo.

Aos colegas de geologia de Coimbra e do Porto pelo vosso apoio e motivação.

Agradeço aos meus amigos pelo apoio e incentivo dado, e pelos momentos de descontração durante os períodos de descanso.

Aos familiares e aos meus pais em especial, e pelo apoio prestado ao longo da minha formação académica, pelo incentivo a continuar os meus estudos académicos e por patrocinarem a minha vida académica.

## Resumo

A susceptibilidade magnética em corpos anisotrópicos é representada por um tensor de 2ª ordem, ou seja, a anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) é representada por um elipsoide triaxial cujos eixos são as susceptibilidades principais. A ASM é controlada pela composição mineralógica e o *petrofabric* da rocha. Os metassedimentos pertencentes ao Grupo das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico, de idade Neo-proterozoica, são formados por alternâncias de metagrauvaques e metapelitos. Estes estiveram sujeitos a duas fases de deformação, sendo a primeira a orogenia Cadomiana, no final do Neo-proterozoico, expressa por uma compressão regional de direção NW - SE que originou dobramentos com plano axial de direção NE-SW e eixos horizontais. Posteriormente, durante a orogenia Hercínica, no final do Silúrico, uma compressão regional de direção NE - SW voltou a deformar as estruturas anteriores, numa primeira fase criando uma sobreposição de dobramentos reorientando estruturas segundo a direção NW-SE e depois durante uma segunda fase formou corredores de cisalhamento com direção N-S (direito) e direção E-W (esquerdo), sendo estes últimos de menor expressão. O plutonito de Coentral é um granito leucocrata de duas micas com megacristais de feldspato potássico que se instalou nos metassedimentos, na transição Neo-proterozoico/Câmbrico. Observações feitas promovem a ideia que o granito se encontra bastante metamorfizado, com indícios de reajustamentos metamórficos/metassomáticos refletidos na sua mineralogia. Os resultados de ASM mostram que a susceptibilidade magnética é controlada pelos minerais paramagnéticos (biotite e clorite). Nos metassedimentos, a susceptibilidade magnética varia entre  $47 \times 10^{-6}$  SI e  $346 \times 10^{-6}$  SI, o grau de anisotropia entre 1,5% e 20,3% e parâmetro T mostra um domínio do *fabric* magnético planar, variando entre 0,849 e -0,551. A foliação magnética nos metassedimentos apresenta direção geral WNW com pendores a variar entre os  $36^\circ$  e os  $86^\circ$  e a lineação magnética aponta maioritariamente para E com pendores a variar entre  $7^\circ$  a  $68^\circ$ . O plutonito de Coentral apresenta uma susceptibilidade magnética inferior aos metassedimentos, variando de  $63 \times 10^{-6}$  SI a  $92 \times 10^{-6}$  SI, o grau de anisotropia resultante apenas da contribuição paramagnética varia entre 2,6 e 4,5% e o parâmetro T demonstra também que o *fabric* magnético é predominantemente planar, variando de 0,681 a -0,177. A foliação magnética apresenta três direções principais: NS a  $N 15^\circ$ , E-W e  $N 240^\circ$ , com pendores entre  $27^\circ$  e  $89^\circ$ . A lineação magnética surge segundo as direções NS, E-W e  $N 320^\circ$  com pendores a variar entre  $7^\circ$  e  $54^\circ$ . Nos metassedimentos não foi possível observar uma relação linear entre os diversos parâmetros de ASM com a mineralogia, sugerindo que nos metassedimentos o *petrofabric* prevalece em relação à mineralogia. O *fabric* magnético apresenta direções consistentes com a primeira fase de deformação Hercínica. No plutonito de Coentral, a susceptibilidade magnética e o grau de anisotropia apresentam relações com a composição mineralógica do granito. A susceptibilidade magnética demonstra a variação na quantidade de biotite e clorite e o grau de anisotropia afasta-se da média quando a percentagem de megacristais de feldspato potássico aumenta. O *fabric* magnético aparenta relacionar-se com as duas deformações que marcam a região. A foliação magnética e o domínio do *fabric* planar descrevem uma zona de núcleo no granito que possui orientação semelhante às direções da deformação Cadomiana. As lineações magnéticas descrevem alinhamentos que se enquadram na segunda fase Hercínica, devido aos reajustamentos metamórficos/metassomáticos ocorridos durante esta deformação.

Palavras-Chave: ASM, Deformação, *Fabrics*, Grupo das Beiras, Metassedimentos, Plutonito de Coentral

## Abstract

The magnetic susceptibility in anisotropic bodies is represented by a 2nd-order tensor. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is represented by a triaxial ellipsoid whose major axes are the principal susceptibilities. The AMS is controlled by the mineralogical composition and the fabric of the rock. The metasediments belonging to the Beiras Group of the Schist Greywacke Complex of Neo-Proterozoic age are made of alternations of metagreywackes and metapelites. These were subjected to two stages of deformation. First the Cadomian orogeny at the end of Neo-Proterozoic expressed by a regional compression NW - SE that originated folds with axial plane of NE - SW direction and horizontal axes. Later during the Hercynian orogeny by the end of Silurian a regional compression NE - SW deformed the previous structures, initially creating a folding overlay redirecting structures according to NW - SE direction. The second phase formed shear zones with directions N - S (dextral) and E - W (sinistral), being the last one less expressive. The plutonite of Coentral is a leucocratic, two-mica granite with megacrystals of potassium feldspar that settled in the metasediments in the transition Neo-Proterozoic/Cambrian. Studies promote the idea that the granite is quite metamorphosed, with indications of metamorphic/metasomatic adjustments reflected in their mineralogy. ASM results show that the magnetic susceptibility is controlled by the paramagnetic minerals (biotite and chlorite). In metasediments the magnetic susceptibility ranges between  $47 \times 10^{-6}$  SI and  $346 \times 10^{-6}$  SI, the degree of anisotropy between 1,5% and 20,3% and T parameter shows a magnetic field of the planar fabric, ranging from 0,849 and -0,551. The magnetic foliation in metasediments presents general direction of EWE with inclinations varying between  $36^\circ$  and  $86^\circ$  and the magnetic lineation points mostly to E with inclinations varying between  $7^\circ$  to  $68^\circ$ . The plutonite of Coentral has a lower magnetic susceptibility than the metasediments, ranging from  $63 \times 10^{-6}$  SI to  $92 \times 10^{-6}$  SI. The degree of anisotropy resulting from the paramagnetic contribution varies between 2,6% and 4,5% and the parameter T shows that the magnetic fabric is predominately planar, ranging from 0.681 to -0.177. Magnetic foliation has three main directions: NS N  $15^\circ$ , EW and N  $240^\circ$ , with inclinations between  $27^\circ$  and  $89^\circ$ . The magnetic lineation arises according to the directions NS, EW and N  $320^\circ$  with inclinations varying between  $7^\circ$  and  $54^\circ$ . In the metasediments it was not possible to observe a linear relationship between the various ASM parameters and the mineralogy which suggested that in the metasediments petrofabric prevails over the mineralogy. The magnetic fabric has directions consistent with the Hercynian first deformation phase. In the plutonite of Coentral the magnetic susceptibility and anisotropy degree relate with the mineralogical composition of granite. The magnetic susceptibility shows the variation in the amount of biotite and chlorite, and the anisotropy degree deviates from the average when the percentage potash feldspar megacrystals increases. The magnetic fabric appears to relate to the two stages of deformation that mark the region. The magnetic foliation and the domain of planar magnetic fabric describes a core zone in granite that has a similar orientation with the directions of Cadomian deformation. Magnetic lineations describe alignments that fall under the Hercynian second phase due to metamorphic/metasomatic readjustments during this deformation.

Key-words: AMS, Beiras Group, Deformation, Fabrics, Metasediments, Plutonite of Coentral

## Índice de Figuras

Figura 1 - Esquema ilustrativo da relação entre o spin de um elétron e o campo magnético gerado por este. ....	2
Figura 2 - a) Desordem magnética natural dos spins de elétrons nos minerais; b) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; c) Após a remoção do campo externo. (Adaptado de Tarling & Hrouda, 1993) .....	6
Figura 3 - Gráfico ilustrando a relação entre a magnetização induzida (M) e o campo magnético externo aplicado (H), no caso do diamagnetismo (Adaptado de Butler, 2004). ....	6
Figura 4 - a) Desordem magnética natural dos spins de elétrons nos minerais; b) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; c) Após a remoção do campo externo. (Adaptado de Tarling & Hrouda, 1993). ....	7
Figura 5 - Gráfico ilustrando a relação entre a magnetização induzida (M) e o campo magnético externo aplicado (H), no caso do paramagnetismo (Adaptado de Butler, 2004). ....	7
Figura 6 - Gráfico ilustrando a relação entre a magnetização induzida (M) e o campo magnético externo aplicado (H), no caso do ferromagnetismo (s.l.) (Adaptado de Butler, 2004). ....	8
Figura 7 - Spins em minerais Ferromagnéticos i) Desordem magnética dos spins nos minerais; ii) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; iii) Depois de retirado o campo externo (Adaptado Butler, 2004).....	8
Figura 8 - Ferrimagnético i) Desordem magnética dos spins nos minerais; ii) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; iii) Depois de retirado o campo externo (Adaptado Butler, 2004).....	8
Figura 9 - Tipos de antiferromagnetismo existentes: b) Antiferromagnetismo; c) Antiferromagnetismo Débil; d) Antiferromagnetismo de momento defeituoso. i) Desordem magnética dos spins nos minerais; ii) Spins sob um campo magnético externo; iii) Após a remoção do campo externo (Adaptado de Butler, 2004).....	9
Figura 10 - Elipsoide triaxial e a sua relação com as susceptibilidades principais. (Adaptado de Siegesmund, 1995).....	12
Figura 11 - Relação entre os eixos de susceptibilidade principais e o fabric magnético (Adaptado de siegesmund,1995). ....	15
Figura 12 - Localização da área de estudo. ....	18
Figura 13 - Extrato da carta topográfica de Portugal á escala 1/25000, folha 252 (Lousã), com as duas áreas de estudo assinaladas. ....	19
Figura 14 - Modelos digitais das áreas de estudo; a – Metassedimentos do CXG; b – Plutonito do Coentral. ....	19
Figura 15 - Esquema Tectono-Estratigráfico de Portugal (Adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala de 1:500000). Círculo vermelho demarca a área de estudo.....	20
Figura 16 - Geologia da área de estudo e envolvente. Adaptado da folha Norte da carta geológica de Portugal à escala 1:500000. ....	21
Figura 17 - Metassedimentos do Grupo das Beiras na área de estudo. Extrato da folha 19-D (Coimbra-Lousã) da carta geológica de Portugal à escala 1:50000.....	21
Figura 18 - Estações de amostragem nos metassedimentos do Grupo das Beiras; a - AM 15; b - AM 18; c - AM 20; d - AM 22.....	23

Figura 19 - Plutonito de Coentral. Extrato da folha 19-D (Coimbra-Lousã) da carta geológica de Portugal à escala 1:50000. ....	25
Figura 20 - Estações de amostragem no Plutonito De Coentral; a - COR 6; b - COR 7; c - COR 14; d - COR 16.....	26
Figura 21 - Localização das estações de amostragens nas áreas de estudo. Extrato da carta topográfica de Portugal á escala 1/25000, folha 252 (Lousã).....	29
Figura 22 - Sonda portátil com coroa adiamantada e bomba de água para arrefecimento. ....	30
Figura 23 - Orientador.....	30
Figura 24 - Máquina de corte dos testemunhos (a). Porta amostras (b).....	31
Figura 25 - Resultado do corte dos testemunhos em amostras de menor dimensão. .	32
Figura 26 - Balança de susceptibilidade magnética, à direita e unidade de conversão de dados, à esquerda. ....	33
Figura 27 - Posições utilizadas para efetuar medições na balança de susceptibilidade magnética. (Adaptado do Manual de Utilizador da AGICO). ....	33
Figura 28 - Alguns dos comandos do programa SURFAR (à direita) e esquema representativo da ordem de ações para medir a anisotropia da susceptibilidade magnética com o programa SUFAR (à esquerda). ....	34
Figura 29 - Janela do programa Anisoft (Legenda descrita no texto). ....	35
Figura 30 - Janela do Stereonet [a]. Exemplo de mapa de contornos [b] e diagrama de roseta [c].....	36
Figura 31 - Localização das lâminas delgadas observadas no âmbito deste trabalho (Gomes, 1990).....	37
Figura 32 - b) Feldspato potássico antes de sofrer o ataque ácido. a) Após de sofrer o ataque ácido (á esquerda). ....	38
Figura 33 - Equipamento utilizado na observação das lâminas delgadas; a - Microscópio; b - Lupa binocular; c - Câmara.....	38
Figura 34 - Textura granolepidoblástica em rocha de caracter metagrauacoide; Lâmina CO 64; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados.....	40
Figura 35 - Alinhamentos de biotites observados em lâminas de metagrauavaques; Lâmina CO 84; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados. ....	40
Figura 36 - Banda de composição maioritariamente constituída por quartzo; Lâmina CO 8; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados. ....	41
Figura 37 - Bandas de minerais micáceos; Lâmina CO 8; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados. ....	41
Figura 38 – Clorite retrógada, exibindo textura poiquiloblástica, em nicóis paralelos (a) e nicóis cruzados (b). Aspeto da matriz, em nicóis cruzados (c); Lâmina CO 82. ....	42
Figura 39 - Porfiroblastos de andaluzite (a) e crescimento mimético da andaluzite (b); Lâmina CO 7 em nicóis cruzados. ....	42
Figura 40 – Prováveis porfiroblastos de cordierite substituídos por micas, não havendo vestígios do mineral inicial; Lâmina CO 81, em nicóis cruzados. ....	43
Figura 41 - Histograma de frequências dos valores de susceptibilidade magnética das amostras dos metassedimentos do Grupo das Beiras. ....	46

Figura 42 - Mapa de contornos da susceptibilidade magnética dos metassedimentos do Grupo das Beiras.....	47
Figura 43 - Mapa de contornos do grau de anisotropia dos metassedimentos do Grupo das Beiras.....	47
Figura 44 - Gráfico de P vs Km para as amostras dos metassedimentos do Grupo das Beiras. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.48	
Figura 45 - Mapa de contornos do parâmetro T dos metassedimentos do Grupo das Beiras. ....	49
Figura 46 - Diagrama de Flinn para as estações realizadas nos metassedimentos do Grupo das Beiras. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.....	50
Figura 47 - Diagrama de Jelinek (1981), com o parâmetro T projetado em relação à susceptibilidade magnética para as amostras dos metassedimentos do Grupo das Beiras. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.50	
Figura 48 - Diagrama de Jelinek (1981), com o parâmetro T projetado em relação ao grau de anisotropia (P) para as amostras dos metassedimentos do CXG. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação. ....	51
Figura 49 - Susceptibilidades principais projetadas em rede estereográfica pelo programa ANISOFT para cada estação de amostragem. ....	51
Figura 50 – Mapa das foliações magnéticas dos metassedimentos do Grupo das Beiras. ....	52
Figura 51 - À esquerda, diagrama de rosetas para as direções das foliações magnéticas. À direita, mapa de contornos para os polos das foliações magnéticas. ....	52
Figura 52 – Mapa de lineações magnéticas dos metassedimentos do Grupo das Beiras. ....	53
Figura 53 - À esquerda, diagrama de rosetas para as direções das lineações magnéticas. À direita, mapa de contornos para os polos das lineações magnéticas... 53	
Figura 54 - Cristais e megacristais de feldspato potássico; a e b – Lâmina CO 68, c – Lâmina CO 32, d Lâmina CO 33, e e f – Lâmina CO 29; todas as fotos em nicóis cruzados.....	54
Figura 55 - Fotos de megacristais de feldspato potássico observados à lupa binocular; a – CO-68; b e d – CO 63; c, e, f – CO 33. ....	55
Figura 56 - Cristais de plagioclase exibindo zonamento (a), extinção ondulante (b) e substituição por moscovite no núcleo; a – CO 63; b – CO 31; c – CO 32; d – CO 57.. 56	
Figura 57 - Maclas deflectidas na plagioclase; a e b – Lâmina CO 57, em nicóis cruzados. ....	56
Figura 58 - Plagioclases exibindo maclas mecânicas; a e b – Lâmina CO 57; imagens em nicóis cruzados. ....	57
Figura 59 - Fotos ao microscópio de cristais de quartzo; a e b – Lâmina CO 68; c e d – Lâminas CO 63; d – Lâmina CO 31; Todas as imagens possuem nicóis cruzados. ....	58
Figura 60 - Cristal de biotite cloritizada associada a cristal de moscovite; Lâmina CO 63, a - nicóis paralelos, b - nicóis cruzados.....	59
Figura 61 - Clorite exibindo zircões herdados das biotites (a) e aglomerado de biotite e moscovite (b); a -Lâmina CO 68, nicóis cruzados; b- Lâmina CO 68, nicóis paralelos.59	

Figura 62 - Cristais de moscovite com biotite e clorite, resultante da alteração da biotite, interstratificada ao longo das clivagens; a – Lâmina CO 63, em nicóis paralelos; b – Lâmina CO 33, em nicóis paralelos; c e d – Lâmina CO 68 em nicóis paralelos e cruzados. ....	60
Figura 63 - Aspeto da moscovite secundária; Lâmina CO 57 em nicóis cruzados. ....	60
Figura 64 - Deflexão das clivagens das moscovites; a – Lâmina CO 63, b – Lâmina CO 29, c – Lâmina CO 31, d – Lâmina CO 68; fotos com nicóis cruzados. ....	61
Figura 65 - Moscovite exibindo kinks; Lâmina CO 29, a – nicóis paralelos, b e c – nicóis cruzados. ....	61
Figura 66 - Cristais de turmalina; a e b – Lâmina CO 68; c e d – Lâmina CO 31; a e c em nicóis paralelos; b e d em nicóis cruzados. ....	62
Figura 67 - Histograma de frequências da susceptibilidade magnética do plutonito de Coentral. ....	65
Figura 68 - Mapa de contornos para a susceptibilidade magnética do plutonito de Coentral. ....	66
Figura 69 - Mapa de contornos para o grau de anisotropia total do plutonito de Coentral. ....	66
Figura 70 - Grau de anisotropia vs susceptibilidade magnética para o plutonito de Coentral. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação. ....	67
Figura 71 - Mapa de contornos do grau de anisotropia resultante apenas da contribuição paramagnética do Plutonito de Coentral. ....	68
Figura 72 - Mapa de contornos para o parâmetro T do plutonito de Coentral. ....	68
Figura 73 - Diagrama de Flinn para as estações do plutonito de Coentral. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação. ....	69
Figura 74 - Diagramas de Jelinek (1981) para as estações realizadas no plutonito de Coentral. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação. ....	69
Figura 75 - Susceptibilidades principais projetadas em rede estereográfica pelo programa ANISOFT para cada estação de amostragem. ....	70
Figura 76 – Mapa das foliações magnéticas do plutonito de Coentral. ....	71
Figura 77 - Diagrama de rosetas para as direções das foliações magnéticas e mapa de contornos dos polos da foliação magnética. ....	71
Figura 78 – Mapa de lineações magnéticas do plutonito de Coentral. ....	72
Figura 79 - Diagrama de rosetas das direções de lineação magnéticas e mapas de contornos, para as estações do plutonito de Coentral. ....	72
Figura 80 - Relação entre as direções cristalográficas na biotite e clorite e os eixos de susceptibilidade principais. ....	74
Figura 81 - Gráfico com os parâmetros grau de anisotropia e a susceptibilidade magnética projetados para cada tipo litológico. ....	75
Figura 82 - Gráfico com os parâmetros grau de anisotropia e forma do elipsoide projetados para cada tipo litológico. ....	76
Figura 83 - Gráfico com os parâmetros susceptibilidade magnética e forma do elipsoide projetados para cada tipo litológico. ....	76

Figura 84 - Comparação entre os fabricos litológicos e os fabricos magnéticos em metagrauvaques (a e c) e metapelíticos (b e d). .....	77
Figura 85 - Comparação entre os fabricos litológicos e os fabricos magnéticos a três dimensões em metagrauvaques (a e c) e metapelitos (b e d). Em b manchas cinzentas representam laminação ou bandas. ....	77
Figura 86 - Fabric mineralógico de uma rocha que tenha sofrido metamorfismo de contacto (a e c) e o fabric magnético resultante (b e d). ....	78
Figura 87 - Estruturas observadas no campo em comparação com a foliação magnética. ....	79
Figura 88 - Representação dos continentes na transição do Pré-Câmbrico/Câmbrico (Adaptado de Nance et al., 2010). Não referida discutida .....	79
Figura 89 - Modelos de deformação dos metassedimentos do CXG durante a deformação Cadomiana (a) e durante a primeira fase de deformação Hercínica (b) (Adaptado de Ponte e Pereira, 2004); setas representam tensão principal. ....	80
Figura 90 - Mapa de foliações magnéticas com alinhamentos interpretados, marcados por linhas vermelhas. ....	80
Figura 91 – Gráfico de $P_{para}$ vs Km do plutonito de Coentral onde foram definidas duas zonas para cada mineral dominante com base nos valores se susceptibilidade magnética. ....	82
Figura 92 - Projeção a três dimensões do mapa de contornos da susceptibilidade magnética para o plutonito de Coentral. ....	82
Figura 93 - Modelo da distribuição da biotite e clorite no granito de Coentral, com base nos resultados de susceptibilidade magnética. ....	83
Figura 94 - Mapa de contornos do grau de anisotropia de contribuição paramagnética para o plutonito de Coentral. Zonas marcadas sinalizam anomalia no grau de anisotropia. ....	83
Figura 95 - Relação entre o fabric mineralógico (a e c) e o fabric magnético (b e d) quando não existem megacristais de feldspato potássico. ....	85
Figura 96 - Relação entre o fabric mineralógico (a e c) e o fabric magnético (b e d) quando existem megacristais de feldspato potássico. ....	85
Figura 97 - Mapa de contornos para o parâmetro T e mapa de foliações magnéticas do plutonito de Coentral com a possível zona de núcleo marcada por elipse preta. ....	86
Figura 98 - Mapa de alinhamentos criado através das foliações magnéticas. Linha a laranja assinala a orientação aparente destes alinhamentos. ....	87
Figura 99 - Modelo de implantação/deformação do plutonito de Coentral durante a deformação Cadomiana. ....	88
Figura 100 - Diagrama de rosetas das direções de foliação magnética e as direções principais de fracturação de Gomes (1990). ....	88
Figura 101 - Falhas observadas no plutonito de coentral (Gomes 1990) e a foliação magnética. ....	89
Figura 102 - Alinhamentos no Plutonito de Coentral, obtidos através das lineações magnéticas. ....	89
Figura 103 - Corredores de cisalhamento e direções características da segunda fase hercínica. Linhas azuis representam as direções gerais resultantes da segunda fase Hercínica. ....	90

Figura 104 - Cronologia de eventos que afetaram as litologias estudadas. Modelos do  
sctosese alteradas ..... 93

## Índice de Tabelas

Tabela 1 - Dados de ASM dos Metassedimentos do Grupo das Beiras. (* - Dados direcionais calculados no Stereonet). .....	45
Tabela 2 - Dados de ASM do Plutonito de Coentral. ....	64
Tabela 3 - Valores de susceptibilidade magnética obtidos para cristais puros de biotite e clorite. ....	81

# Índice

Agradecimentos .....	I
Resumo.....	II
Abstract.....	III
Índice de Figuras.....	IV
Índice de Tabelas .....	X
Índice .....	XI
Introdução e Objetivos .....	XIII
<b>Capítulo I – Introdução Teórica.....</b>	<b>1</b>
1. Introdução ao Magnetismo .....	2
1.1 Magnetização Induzida e Remanescente .....	3
1.2 Susceptibilidade Magnética .....	4
2. Comportamentos Magnéticos.....	6
2.1 Diamagnetismo.....	6
2.2 Paramagnetismo.....	6
2.3 Ferromagnetismo (s.l.).....	7
2.3.1 Ferromagnetismo (s.s.) .....	8
2.3.2 Ferrimagnetismo .....	8
2.3.3 Antiferromagnetismo .....	9
3. Origens da Magnetização Remanescente.....	10
3.1 Magnetização Remanescente Natural (MRN) .....	10
3.2 Magnetizações Remanescentes Impostas em Laboratório .....	11
4. Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM) .....	12
4.1 Causas da Anisotropia .....	12
4.2 Parâmetros de ASM.....	13
4.3 Caracterização de <i>Fabrics</i> Magnéticos .....	14
<b>Capítulo II – Enquadramento Geológico .....</b>	<b>17</b>
1. Localização Geográfica .....	18
2. Enquadramento Geológico.....	19
2.1 Metassedimentos do Grupo das Beiras .....	21
2.1.1 Formação de Caneiro.....	22
2.1.2 Formação de Boque-Serpins.....	22
2.2 Plutonito de Coentral .....	25
<b>Capítulo III – Métodos e Equipamento.....</b>	<b>28</b>
1. Recolha e Preparação de Amostras .....	29
1.1 Amostragem .....	29
1.2 Preparação de Amostras .....	31

2. Análise das Amostras.....	33
3. Tratamento de Dados.....	35
4. Observação de Lâminas Delgadas.....	37
<b>Capítulo IV – Resultados.....</b>	<b>39</b>
1. Metassedimentos do Grupo das Beiras.....	40
1.1 Petrografia e Microestruturas.....	40
1.2 Análise de ASM.....	44
1.2.1 Susceptibilidade Magnética.....	46
1.2.2 Grau de Anisotropia.....	47
1.2.3 Forma de Elipsoide.....	49
1.2.4 <i>Fabric</i> Magnético.....	51
2. Plutonito de Coentral.....	54
2.1 Petrografia e Microestruturas.....	54
2.2 Análise de ASM.....	63
2.2.1 Susceptibilidade Magnética.....	65
2.2.2 Grau de Anisotropia.....	66
2.2.3 Forma de Elipsoide.....	68
2.2.4 <i>Fabric</i> Magnético.....	70
<b>Capítulo V – Discussão e Conclusões.....</b>	<b>73</b>
1. Discussão.....	74
1.1 Metassedimentos do Grupo das Beiras.....	75
1.1.1 Influência de diferentes <i>petrofabric's</i> na ASM.....	75
1.1.2 <i>Fabric</i> magnético e a sua relação com a deformação.....	78
1.2 Plutonito do Coentral.....	81
1.2.1 Caracterização de fácies minerais através ASM.....	81
1.2.2 <i>Fabric</i> magnético e a sua relação com a deformação.....	86
2. Conclusão.....	91
<b>Capítulo VI – Bibliografia e Anexos.....</b>	<b>94</b>
1. Bibliografia.....	95
2. Anexos.....	99
Anexo I – Dados de recolhidos no campo das amostras AM.....	99
Anexo I – (Continuação).....	100
Anexo II – Volume das amostras AM.....	101
Anexo III – Dados recolhidos no campo das amostras COR.....	102
Anexo IV – Volume das amostras COR.....	103

## Introdução e Objetivos

A área estudada é formada por diversas litologias que se enquadram no Grupo das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico ou Super Grupo Dúrico-Beirão; também afloram vários corpos ígneos que se instalaram nas litologias estudadas.

As litologias são afetadas por quatro fases de deformação que produzem diferentes estruturas: as duas primeiras decorreram durante a orogenia Cadomiana, que ocorreu entre os 690 Ma e os 590 Ma (Vidal *et al.*, 1981); a deformação Hercínica, com maior expressão a primeira e a segunda fase, desde o final do Silúrico até ao final do Carbónico. Por último a orogenia Alpina, do Toarciano até à atualidade.

O Grupo das Beiras possui uma idade máxima de deposição situada entre 578 Ma e 560 Ma, obtida por datação de zircões por isótopos de U-Pb (Teixeira *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2012); a formação do Grupo das Beiras ocorreu durante o Neoproterozóico enquadrada com a orogenia Cadomiana.

Dos corpos ígneos presentes na área, o foco deste trabalho foi o plutonito de Coentral. Os corpos ígneos são ante-Hercínicos (Gomes *et al.* 2007), visto apresentarem evidências de porfiroblastos pre-tectónicos causados pela orogenia Hercínica. Esta afirmação é confirmada pelo trabalho de Gomes *et al.* (1991), onde a idade do plutonito é calculada através do método de K-Ar em grãos de moscovite e biotite, o que sugere uma idade de implantação de 555 Ma. Esta idade é complementada pelas idades obtidas para os plutonitos de Vila Nova (540 Ma, Reis *et al.*, 2010) e Figueiró dos Vinhos (560 Ma, Pereira e Macedo, 1984) que pertencem ao mesmo contexto geotectónico.

Cada litologia, estudada neste trabalho, possui uma estruturação associada que, resulta não só da sua formação, mas também de todos os eventos geotectónicos a que estas estiveram sujeitas. Esta sucessão de eventos leva ao desenvolvimento de *fabrics*, compostos, de difícil interpretação. Em muitos casos, surge o problema que, a rocha aparenta possuir um *fabric* isotrópico, o que torna complicado o estudo dos processos que afetaram a rocha e como esses mesmos processos afetaram as rochas.

Este trabalho incide no estudo das propriedades magnéticas que caracterizam os minerais constituintes da rocha. Cada mineral possui determinadas propriedades magnéticas em função da sua composição e forma, o que conduz a uma forma diferente de estudar o *petrofabric* da rocha.

A anisotropia da susceptibilidade magnética e os vários parâmetros que lhe estão associados permitem, através de técnicas não destrutivas, quantificar o *fabric* (de origem magnética) das litologias. Este *fabric* magnético, gerado pelas propriedades

magnéticas dos minerais constituintes das rochas, resulta de vários processos e estruturas presentes nas litologias selecionadas.

A interpretação dos resultados encarece o conhecimento do historial de formação e deformação das litologias estudadas.

De modo a compreender o quadro geral da estruturação das litologias escolhidas para este trabalho, estabeleço estes objetivos para este trabalho:

- Avaliar a susceptibilidade magnética, a sua anisotropia e os parâmetros a ela associados de cada litologia;

- Relacionar a anisotropia da susceptibilidade magnética com a composição mineralógica das litologias;

- Enquadrar o *fabric* magnético com as estruturas observadas nas litologias estudadas de modo a justificar os resultados;

- Estabelecer uma cronologia dos eventos que, de alguma forma, conseguiram afetar as litologias e alterar a composição mineralógica e o *petrofabric*;

## Capítulo I – Introdução Teórica

## 1. Introdução ao Magnetismo

A base deste trabalho centra-se nas propriedades magnéticas das rochas. Para percebermos essas propriedades e a forma como se relacionam com litologia é necessário perceber a sua origem.

A lei de Ampère (Equação 1) mostra-nos que correntes elétricas ( $I$ ) produzem campos magnéticos ( $H$ ) a uma determinada distância ( $r$ ), sendo o campo magnético expresso em Ampere por metro ou  $\text{Am}^{-1}$  (Tauxe, 2014).

$$H = \frac{I}{2\pi r} \quad (1)$$

Após entender a origem de um campo magnético, é possível perceber o conceito de momento magnético. Podemos comparar o campo magnético criado por um momento magnético ao de um campo criado por um íman permanente, ou seja, um campo dipolar.

A equação 2 mostra um momento magnético ( $m$ ), expresso em Ampere por metro quadrado ( $\text{Am}^2$ ), criado por uma corrente elétrica ( $I$ ) circular ou espira/conjunto de espiras com um determinado raio ( $r$ ).

$$m = nI\pi r^2 \quad (2)$$

Ao longo deste trabalho, o momento magnético ( $m$ ) surgirá como magnetização ( $M$ ), pois encontra-se normalizado em volume, sendo expresso em  $\text{Am}^{-1}$ .

Os conceitos anteriores são passíveis de relacionar com os elementos constituintes das rochas. Estes elementos compreendem eletrões que, sendo partículas carregadas e com movimento de *spin* (Figura 1) e orbital, originam uma corrente elétrica que por sua vez dá origem a um campo magnético.

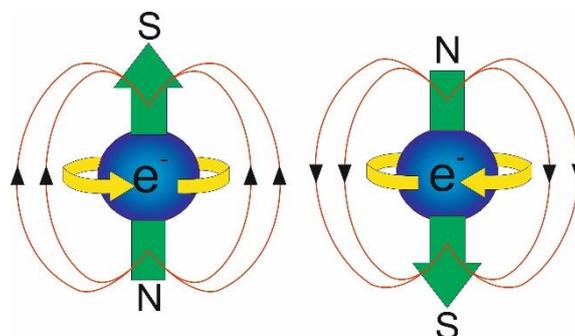


Figura 1 - Esquema ilustrativo da relação entre o *spin* de um elétron e o campo magnético gerado por este.

Os momentos magnéticos criados, quer pelo movimento orbital como pelo *spin* do eletrão, originam as diferentes propriedades magnéticas dos materiais (Sant'Ovaia, 2008; Tauxe, 2014).

Como normalmente os eletrões encontram-se emparelhados antiparalelamente (Princípio de exclusão de Pauli) o momento magnético resultante é zero; no entanto, em alguns átomos com orbitais não completas, (ex.: metais de transição dos grupos 3 a 12 da tabela periódica), o momento magnético não é nulo.

Tomando como exemplo o elemento Ferro (Fe), de número atómico 26, em que o preenchimento das orbitais, segundo o diagrama de Pauling, é [Ar] 4s<sup>2</sup> 3d<sup>6</sup>, resulta que a orbital 3d não se encontra totalmente preenchida, deixando 4 eletrões desemparelhados o que despoleta o surgimento de um momento magnético não nulo.

## 1.1 Magnetização Induzida e Remanescente

A magnetização total ( $M$ ) de um material é a resultante do somatório (equação 3) de duas componentes: a magnetização induzida ( $M_i$ ) e a magnetização remanescente ( $M_r$ ).

$$M = M_i + M_r \quad (3)$$

A relação entre a magnetização remanescente e a magnetização induzida (equação 4) por ser descrita através do fator de Koenigsberger ( $Q$ ) (Sant'Ovaia, 1993; Gomes, 1996).

$$Q = \frac{M_r}{M_i} \quad (4)$$

Esta relação permite saber se rochas são boas ou más registadoras do campo geomagnético. Para valores de  $0,1 < Q < 1$  as rochas apresentam bons registos de campo geomagnético e para valores  $Q < 0,1$  as rochas não são boas registadoras de campo geomagnético.

### - Magnetização Induzida

A magnetização induzida, como o nome sugere, é uma magnetização que surge através da indução magnética por aplicação de um campo magnético externo. Este tipo de magnetização é fraco e encontra-se associado ao Diamagnetismo e Paramagnetismo, referidos com maior pormenor adiante (Tauxe, 2014).

### - Magnetização Remanescente

A magnetização remanescente surge quando existe uma ordem/momento magnético sem a presença de um campo magnético externo, à semelhança de um íman permanente. Esta ordem magnética espontânea deve-se ao alinhamento preferencial dos *spins* dos elétrons nos minerais e surge associada ao comportamento magnético Ferromagnético (s. l.)

A aquisição da magnetização remanescente depende de dois fatores principais: o tempo de relaxação ( $\tau$ ), que exprime a duração da resposta dos momentos magnéticos a mudanças sob o efeito de um campo magnético externo, e a temperatura de bloqueio ( $T_b$ ), para a qual o tempo de relaxação é mínimo, desencadeando-se uma rápida rotação de momentos magnéticos (Sant’Ovaia, 1993).

$$\tau = \frac{1}{C} e^{\left(\frac{VK}{kT}\right)} \quad (5)$$

Legenda:

C – Fator de frequência

V – Volume do material

K – Constante dependente da anisotropia do material

k – Constante de Boltzman

T – Temperatura absoluta

Através da equação 5, é possível notar que o tempo de relaxação depende tanto da temperatura (T) como do volume de material (V); revela ainda que para um dado volume de material, quanto menor a temperatura, maior o tempo de relaxação.

$$M_r = M_s e^{\left(\frac{-t}{\tau}\right)} \quad (6)$$

Após ultrapassado um limite elevado de temperatura haverá desordem magnética, ou seja, o material adquire um comportamento paramagnético. Esse limite é designado de temperatura de Néel ( $T_N$ ) (para materiais de comportamento antiferromagnético e ferrimagnético) ou temperatura de Curie ( $T_C$ ), para materiais com comportamento ferromagnético (s.s.).

## 1.2 Susceptibilidade Magnética

A relação entre o campo magnético externo e a magnetização induzida é expressa pela susceptibilidade magnética *bulk* ou total ( $X_b$ ) (Equação 7).

$$M_i = X_b H \quad (7)$$

A susceptibilidade magnética é uma propriedade magnética do material, dependente do campo magnético externo aplicado, da orientação do material, da temperatura, do estado de tensão e da escala de tempo de observação. É uma propriedade que não detém unidades em sistema internacional uma vez que a magnetização induzida e o campo magnético externo possuem unidades iguais ( $\text{Am}^{-1}$ ) (Sant'Ovaia, 1993; Gomes, 1996; Tauxe, 2014).

## 2. Comportamentos Magnéticos

Dependendo da relação entre a magnetização e o campo magnético externo aplicado, a matéria pode apresentar diferentes comportamentos magnético. Estes comportamentos são: diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo (*sensu lato*).

### 2.1 Diamagnetismo

Os minerais diamagnéticos não possuem ordem magnética e quando expostos a um campo magnético externo (representado na figura 2 – b) por seta preta) “adquirem uma magnetização oposta ao campo aplicado” (Figura 2) que, quando o campo externo é removido desaparece (Sant’Ovaia, 2008).

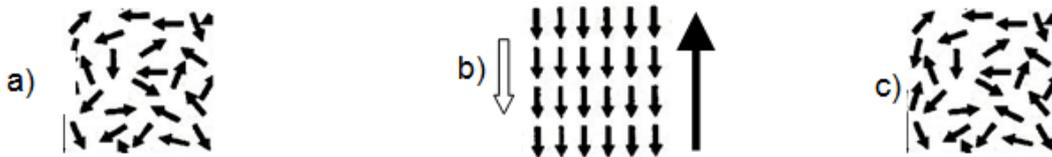


Figura 2 - a) Desordem magnética natural dos spins de elétrons nos minerais; b) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; c) Após a remoção do campo externo. (Adaptado de Tarling & Hrouda, 1993)

Os minerais possuem um momento magnético fraco e a susceptibilidade magnética apresenta valores negativos e baixos (Figura 3). Como exemplo temos o quartzo, a calcite e feldspatos.

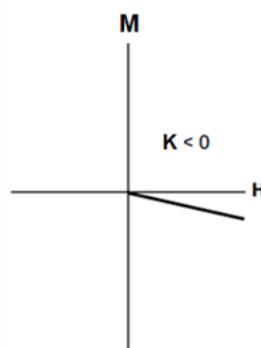


Figura 3 - Gráfico ilustrando a relação entre a magnetização induzida (M) e o campo magnético externo aplicado (H), no caso do diamagnetismo (Adaptado de Butler, 2004).

### 2.2 Paramagnetismo

Os minerais paramagnéticos não possuem ordem magnética, mas contêm átomos (ex. Fe) que têm momentos magnéticos que podem ser alinhados ao serem expostos a campos magnéticos externos. Neste caso a magnetização induzida é

paralela à direção do campo a aplicado, e desaparece quando o campo externo é removido (Figura 4).

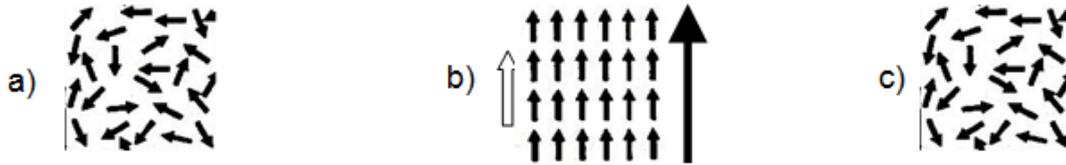


Figura 4 - a) Desordem magnética natural dos spins de elétrons nos minerais; b) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; c) Após a remoção do campo externo. (Adaptado de Tarling & Hrouda, 1993).

O momento magnético é mais forte do que o observado no diamagnetismo e ao contrário deste, apresenta valores positivos (Figura 5). A susceptibilidade é mais forte que no comportamento diamagnético, mas continua a ser fraca em comparação ao ferromagnetismo (s.l.).

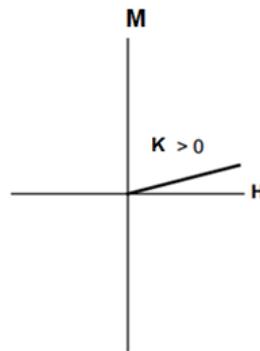


Figura 5 - Gráfico ilustrando a relação entre a magnetização induzida (M) e o campo magnético externo aplicado (H), no caso do paramagnetismo (Adaptado de Butler, 2004).

### 2.3 Ferromagnetismo (s.l.)

Os minerais ferromagnéticos (*sensu lato*) são aqueles que “possuem momento magnético espontâneo” na ausência de um campo magnético externo. Os momentos magnéticos interajam entre si e alinham-se segundo uma direção criando uma ordem magnética (Sant’Ovaia, 1993; Sant’Ovaia, 2008).

Quando sujeitos ao efeito de um campo magnético externo a susceptibilidade magnética não é linear, mas sim descrita por um ciclo de histerese (Figura 6). Neste caso a magnetização vai aumentando conforme o aumento do campo externo aplicado até a um ponto em que atinge a saturação magnética.

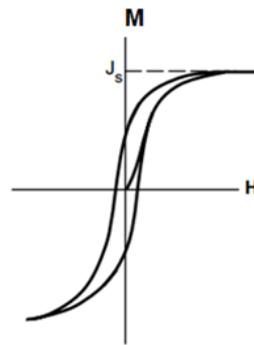


Figura 6 - Gráfico ilustrando a relação entre a magnetização induzida (M) e o campo magnético externo aplicado (H), no caso do ferromagnetismo (s.l.) (Adaptado de Butler, 2004).

Dentro deste grupo pode-se distinguir três estados de ordem magnética diferentes: ferromagnetismo (s.s.), ferrimagnetismo e antiferromagnetismo, sendo a distinção devido aos diferentes alinhamentos dos spins de eletrões.

### 2.3.1 Ferromagnetismo (s.s.)

Os minerais ferromagnéticos (*sensu stricto*) possuem os spins dos eletrões alinhados, tendo o mesmo sentido e direção e quando sob um campo magnético externo, estes alinham-se segundo esse campo (Figura 7).

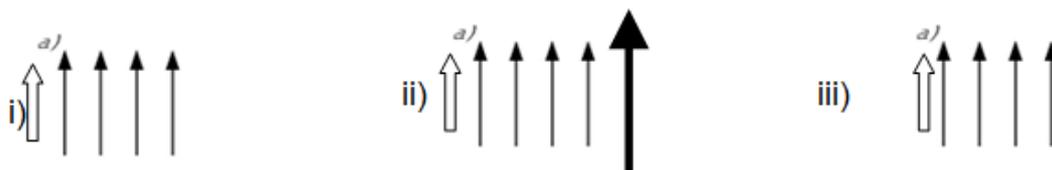


Figura 7 - Spins em minerais Ferromagnéticos i) Desordem magnética dos spins nos minerais; ii) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; iii) Depois de retirado o campo externo (Adaptado Butler, 2004).

### 2.3.2 Ferrimagnetismo

Neste caso os spins estão alinhados antiparalelamente, mas existe na mesma um momento magnético espontâneo devido ao facto que as camadas de spins possuírem diferentes magnitudes (Figura 8).

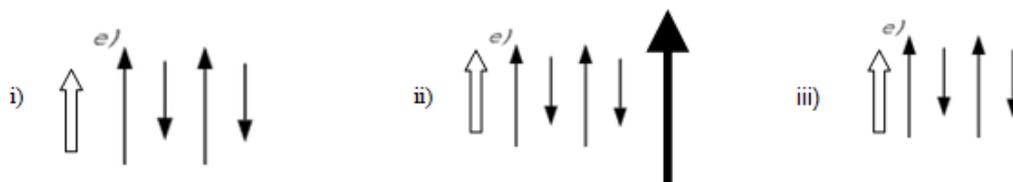


Figura 8 - Ferrimagnético i) Desordem magnética dos spins nos minerais; ii) Spins sob o efeito de um campo magnético externo; iii) Depois de retirado o campo externo (Adaptado Butler, 2004).

### 2.3.3 Antiferromagnetismo

O comportamento antiferromagnético pode-se dividir de três modos: antiferromagnetismo, antiferromagnetismo débil e antiferromagnetismo de momento defeituoso, dependendo da organização dos spins dos eletrões. Em todos os casos, os minerais com este tipo de comportamento possuem camadas de spins emparelhados, mas possuem sentidos opostos resultando num momento magnético nulo (Figura 9).

Possuem uma susceptibilidade magnética positiva quando aplicado um campo magnético externo, anulando-se quando esse campo é removido (Sant’Ovaia, 2008).

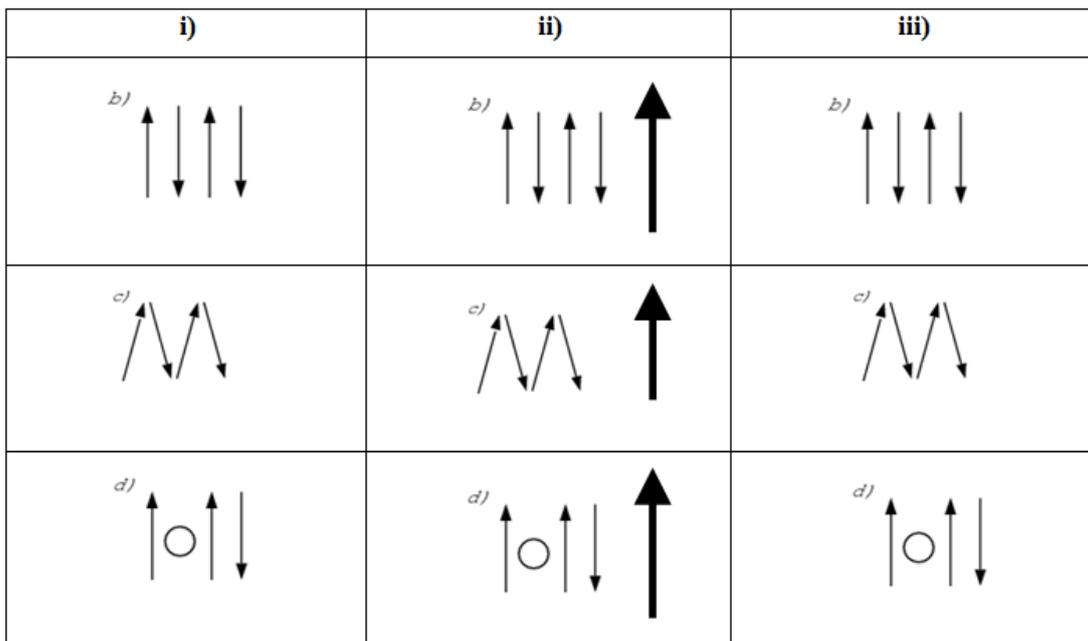


Figura 9 - Tipos de antiferromagnetismo existentes: b) Antiferromagnetismo; c) Antiferromagnetismo Débil; d) Antiferromagnetismo de momento defeituoso. i) Desordem magnética dos spins nos minerais; ii) Spins sob um campo magnético externo; iii) Após a remoção do campo externo (Adaptado de Butler, 2004).

### 3. Origens da Magnetização Remanescente

#### 3.1 Magnetização Remanescente Natural (MRN)

A magnetização remanescente natural é determinada em laboratório antes de submeter a rocha a qualquer processo de magnetização/desmagnetização, de modo a que o valor obtido seja equivalente ao valor *in situ* (Gomes, 1996).

A MRN está associada à origem e evolução da rocha e é o resultado da soma da componente *primária*, adquirida simultaneamente à formação da rocha e as componentes *secundárias*, adquiridas durante um intervalo de tempo, contínuo ou não, após a formação da rocha.

Em determinadas situações a MRN primária não é a magnetização de maior estabilidade, designando-se então de MRN *característica* a magnetização secundária de maior estabilidade. Esta situação verifica-se em rochas de grão mais grosseiro em que, devido a arrefecimento lento, mantendo os grãos a temperaturas elevadas durante um longo período de tempo, permitindo os grãos adquirirem várias magnetizações devido a variações do campo geomagnético. Por sua vez, as rochas de grão mais fino, ao arrefecerem num curto espaço de tempo, estão menos suscetíveis a adquirirem várias magnetizações.

A MRN pode surgir de várias formas, dependendo de quando e como a rocha adquiriu a sua magnetização remanescente:

- Magnetização Remanescente Térmica (MRT)

É imposta nas rochas durante o seu arrefecimento até à temperatura de Curie dos minerais magnéticos, sendo esta característica das rochas ígneas (Sant’Ovaia, 1993; Gomes, 1996;).

- Magnetização Remanescente Detrítica (MRD)

Magnetização associada a rochas sedimentares, adquirida “pelo alinhamento dos grãos magnéticos durante a deposição” (Gomes, 1996).

- Magnetização Remanescente Pós-Deposicional (MRPD)

Semelhante a MRD, mas neste caso é imposta após a deposição e antes da diagénese devido a “efeito matriz”, ou seja, quando as partículas de pequenas dimensões situadas nos espaços-livres inter-partículas de grandes dimensões sofrem rotação (Gomes, 1996).

- Magnetização Remanescente Química (MRQ)

Magnetização remanescente adquirida quando há o crescimento ou alteração de minerais magnéticos pré-existentes, abaixo da temperatura de bloqueio, devido a reações químicas (Sant’Ovaia, 1993; Gomes, 1996).

- Magnetização Remanescente Viscosa (MRV)

Esta magnetização surge quando minerais, de baixa temperatura de bloqueio, são expostos a campos magnéticos fracos, durante longos períodos de tempo ou a variações térmicas, levando a um gradual alinhamento dos momentos magnéticos, em minerais (Sant'Ovaia, 1993; Gomes, 1996).

### 3.2 Magnetizações Remanescentes Impostas em Laboratório

Neste grupo entram as magnetizações remanescentes que são impostas através diversos processos laboratoriais, obliterando a magnetização remanescente natural da rocha.

- Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI)

Magnetização imposta através da aplicação de campos magnéticos unidirecionais e a uma temperatura constante. Caso a aplicação destes campos seja feita a temperatura ambiente, define-se por MR isotérmica (Gomes, 1996).

Esta magnetização permite determinar a tipologia de minerais magnéticos presentes nas rochas e a ordem magnética dominante (Sant'Ovaia, 1993).

- Magnetização Remanescente Anisterética (MRA)

Magnetização adquirida quando se submete uma amostra simultaneamente a um campo magnético alterno e a um campo direto (Gomes, 1996).

- Magnetização Remanescente Rotacional (MRR)

É uma magnetização adquirida através da aplicação de um campo magnético alterno a uma amostra em rotação (Gomes, 1996).

## 4. Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM)

Anteriormente foi referido que a susceptibilidade magnética representava a relação entre a magnetização e um campo magnético externo e era descrita com um escalar. Ora isto só acontece em material que seja isotrópico.

Segundo Sant'Ovaia (2008), em corpos anisotrópicos a susceptibilidade magnética é representada por um tensor simétrico de 2ª ordem representado na forma:

$$M_i = K_{ij}H_j \quad (8)$$

$(i, j = 1, 2, 3)$

Isto significa que a magnetização induzida, ao ser medida em três direções ortogonais, fornece os três componentes simétricos do tensor, designados por direções principais, da susceptibilidade magnética. Estes três componentes são designados por susceptibilidades principais ou susceptibilidade máxima ( $K_{\max}$  ou  $K_1$ ), intermédia ( $K_{\text{int}}$  ou  $K_2$ ) e mínima ( $K_{\min}$  ou  $K_3$ ).

A superfície que representa este tensor é um elipsoide triaxial em que os três eixos principais definem as direções principais de susceptibilidade (Figura 10) o que significa que os valores das susceptibilidades principais definem as dimensões do elipsoide (Sant'Ovaia, 2008).

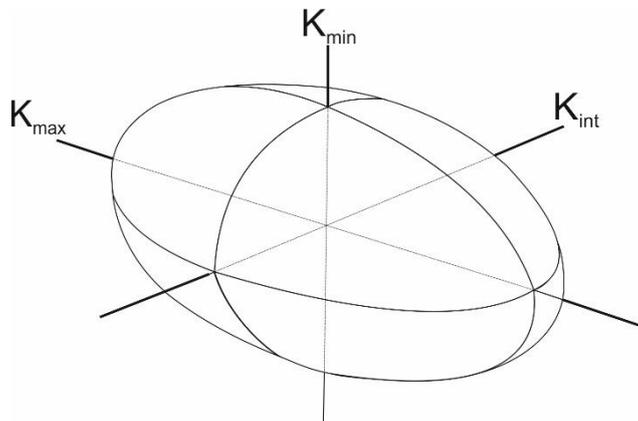


Figura 10 - Elipsoide triaxial e a sua relação com as susceptibilidades principais. (Adaptado de Siegesmund, 1995).

### 4.1 Causas da Anisotropia

A anisotropia magnética pode ter várias origens dependendo das propriedades das litologias estudadas: anisotropia induzida por um campo de tensões, alinhamento de domínios magnéticos, alinhamento de grãos e alinhamento de direções cristalográficas. As duas últimas são as principais causas da anisotropia da susceptibilidade magnética que se observa em rochas.

A anisotropia provocada pelo alinhamento de grãos é normalmente designada por Anisotropia de Forma e deve-se ao facto de os grãos constituintes das rochas não apresentarem forma esférica, sendo na maior parte dos casos achatados ou alongados. Assim a anisotropia de forma é função do hábito dos minerais (Hrouda, 1982; Sant'Ovaia, 1993). A anisotropia de forma surge associada a grãos de magnetite, que possui uma susceptibilidade magnética capaz de sobrepor às susceptibilidades magnéticas de outros minerais.

A segunda causa é a chamada anisotropia Magnetocristalina e surge devido ao facto de certas direções cristalográficas serem mais fáceis de magnetizar. Este facto deve-se aos diferentes arranjos dos elementos, dentro do sistema cristalográfico característico de cada mineral (Hrouda, 1982; Sant'Ovaia, 1993).

## 4.2 Parâmetros de ASM

Para melhor interpretação dos resultados obtidos de anisotropia susceptibilidade magnética, são calculados diversos parâmetros através de relações entre as direções principais de susceptibilidade.

Neste trabalho iremos usar cinco parâmetros, de vários que podem ser calculados, para podermos comparar as litologias amostradas, sendo esses parâmetros  $K_m$ ,  $P$ ,  $P_{para}$ ,  $T$ ,  $L$  e  $F$  (Jelinek, 1981; Rochette, 1987).

-  $K_m$  - Susceptibilidade média (Equação 9), que representa o valor médio das direções principais de susceptibilidade.

$$K_m = \frac{(K_{max} + K_{int} + K_{min})}{3} \quad (9)$$

-  $P$  - Grau de anisotropia, para a rocha total (Equação 10), que representa uma medida indireta da anisotropia, permitindo quantificá-la. (Jelinek, 1981; Sant'Ovaia, 1993).

$$P = \frac{K_{max}}{K_{min}} \quad (10)$$

-  $P_{para}$  (%) – Grau de anisotropia da fração paramagnética da rocha (Equação 11), sendo removida a fração diamagnética.  $D$  representa a fração diamagnética dada pelo quartzo e feldspatos ( $= -14 \times 10^{-6}$  SI) (Hrouda, 1986).

$$P_{para} = \left[ \left( \frac{K_{max}-D}{K_{min}-D} \right) - 1 \right] \times 100 \quad (11)$$

- T - Forma do elipsoide (Equação 12), descreve a qualidade da anisotropia permitindo-nos saber a forma do elipsoide: constricto, para valores entre 0 e -1, ou achatado, para valores entre 0 e 1 (Jelinek, 1981; Sant'Ovaia, 1993).

$$T = \left[ \frac{2 \times \ln\left(\frac{K_{int}}{K_{min}}\right)}{\ln\left(\frac{K_{max}}{K_{min}}\right)} \right] - 1 \quad (12)$$

Para além dos parâmetros descritos acima existem mais dois parâmetros que permitem quantificar a distribuição espacial dos minerais contribuintes para a susceptibilidade magnética (Equações 13). Esses dois parâmetros são a lineação (L), que representa a orientação do *fabric* linear dos minerais e a foliação (F) que representa a distribuição do *fabric* planar dos minerais (Sant'Ovaia, 1993).

$$L = \frac{K_{max}}{K_{int}} \quad F = \frac{K_{int}}{K_{min}} \quad (13)$$

### 4.3 Caracterização de *Fabrics* Magnéticos

Os *fabrics* magnéticos surgem devido a alinhamentos dos grãos e/ou a orientações cristalográficas preferenciais de minerais que são expressados em valores de susceptibilidades principais. Através da relação entre essas susceptibilidades podemos deduzir a presença de diferentes tipos de *fabrics* magnéticos nas rochas, ou seja, a forma do elipsoide de ASM serve como um indicador do arranjo e da forma dos minerais contribuintes para a susceptibilidade magnética (Sant'Ovaia, 2008):

- $K_{max} > K_{int} > K_{min}$  ..... *Fabric* Plano-Linear
- $K_{max} = K_{int} \gg K_{min}$  ..... *Fabric* Planar
- $K_{max} \gg K_{int} = K_{min}$  ..... *Fabric* Linear

O *fabric* magnético é descrito através da foliação e lineação magnética. A foliação magnética é representada por um plano perpendicular á direção da susceptibilidade magnética mínima e a lineação por uma linha paralela á direção da susceptibilidade magnética máxima (Figura 11).

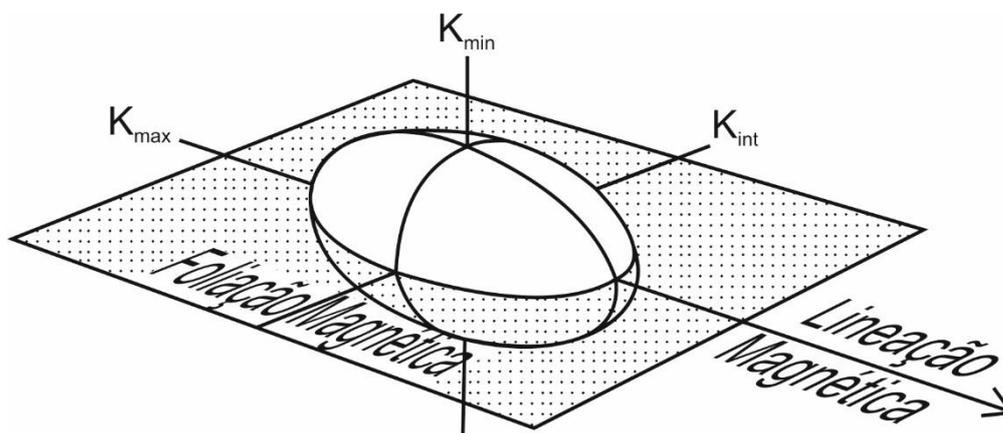


Figura 11 - Relação entre os eixos de susceptibilidade principais e o fabric magnético (Adaptado de siegesmund,1995).

No caso das rochas de origem sedimentar, o *fabric* magnético está associado a *fabrics* de deposição de sedimentos, significando que estes são controlados por processos gravitacionais e hidrodinâmicos. Deste modo, na maioria dos casos de rochas sedimentares, a susceptibilidade mínima surge perpendicular ao plano de estratificação e a susceptibilidade máxima paralela á direção das paleocorrentes (Borradaile, 1988; Sant'Ovaia, 2008).

Em rochas ígneas surgem dois casos diferentes. Em rochas de origem vulcânica o *fabric* deve-se maioritariamente ao fluxo de magma, sendo comum a susceptibilidade mínima ser paralela ao plano definido pelo fluxo e a susceptibilidade máxima ser perpendicular ou paralela á direção do fluxo de magma (Sant'Ovaia, 1993).

Nas rochas plutónicas a anisotropia é baixa sendo de origem de fluxo de magma. Também pode surgir o caso de anisotropia ser muito elevada, no caso de rochas foliadas ou com magnetite na sua constituição. Quando é possível observar um *petrofabric* resultante do alinhamento dos minerais, a anisotropia da susceptibilidade magnética está estreitamente associada a esse alinhamento. É comum observar que o alinhamento planar de micas é perpendicular á susceptibilidade mínima.

Contudo nas rochas ígneas existe a situação em que a anisotropia não seja só de origem de fluxo magmático, mas de deformação dúctil que posteriormente possa ter afetado a rocha, produzindo uma anisotropia mais elevada que o estágio inicial.

As rochas metamórficas normalmente estão associadas a algum tipo de deformação dúctil/frágil, significando que os *fabrics* pré-existentes nas rochas sofrem um rearranjo devido à recristalização de minerais consoante o campo de tensões a que as rochas estão sujeitas. Na maior parte dos casos, observa-se que a susceptibilidade mínima surge perpendicular a planos estruturais existentes (ex.: xistosidade, clivagens, planos axiais) e a susceptibilidade máxima é paralela a estruturas lineares (ex.: eixos de dobras, lineações de interseção), ou seja, a foliação magnética é paralela a planos

estruturais e a lineação magnética é paralela a estruturas lineares (ex.: lineação de interseção). As relações entre os vários parâmetros magnéticos nas rochas metamórficas dependem do grau de metamorfismo. Segundo Borradaile (1988), em rochas de baixo grau de metamorfismo surgem relações entre os parâmetros, mas com o aumento do grau de metamorfismo e consequente variação na proporção da composição mineralógica as relações podem ser apagadas.

O *fabric* magnético também se torna útil para estudar a evolução de *petrofabric's* em rochas que sofram deformação. As direções de susceptibilidade principais podem apresentar relações consistentes com orientações de várias estruturas originadas por deformação (ex.: dobras, zonas de cisalhamento). As relações são diretas quando a susceptibilidade magnética é dominada por uma espécie mineral, sendo possível estabelecer uma relação entre o campo de tensões e as susceptibilidades principais (Borradaile, 1988).

## Capítulo II – Enquadramento Geológico

## 1. Localização Geográfica

Este trabalho foi realizado numa área situada entre a cidade de Lousã e a povoação de Coentral, na fronteira entre do distrito de Coimbra e Leiria (Figura 12). Os trabalhos foram realizados ao longo das estradas N236, que liga as cidades Lousã e Castanheira de Pêra, e a estrada municipal que segue de forma paralela à anterior, na serra da Lousã, M555 que atravessa as aldeias de xisto Casal Novo, Talasnal, Vaqueirinho e Catarredor; também foram executados trabalhos nas povoações de Coentral, Coentral de Fojo, Coentral das Barreiras e Pisões.

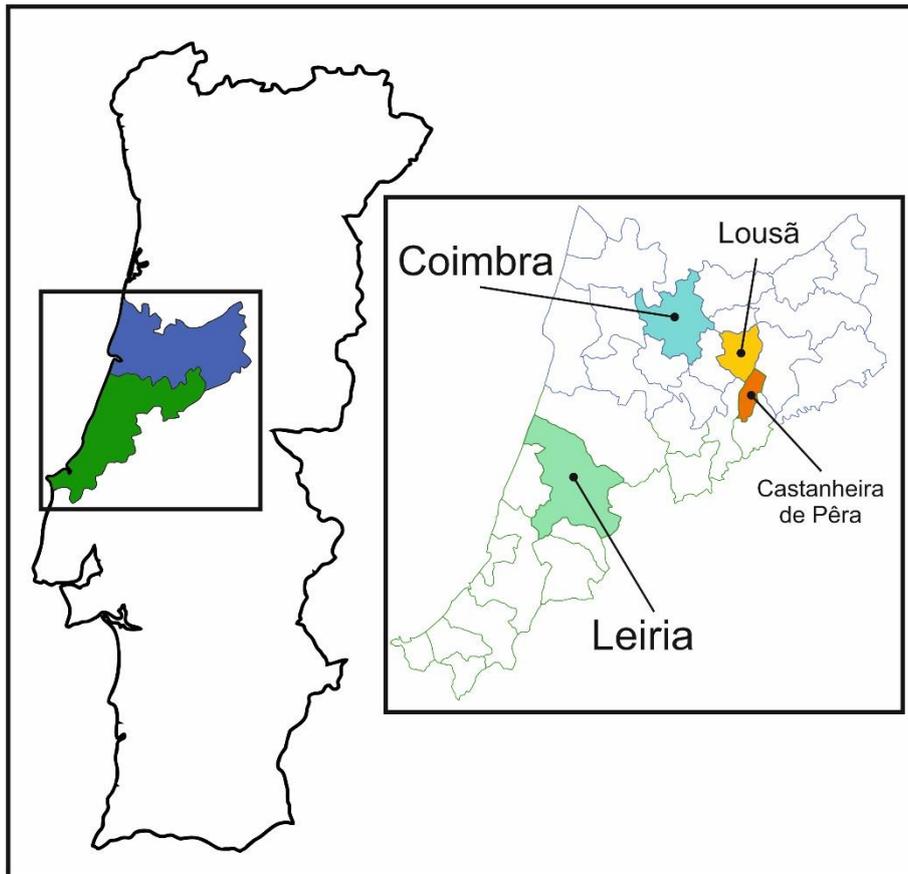


Figura 12 - Localização da área de estudo.

A área de estudo encontra-se representada na carta topográfica de Portugal, à escala 1/25000, folha Nº 252 (Lousã) do Instituto Geográfico do Exército (Figura 13) e na carta geológica de Portugal, à escala 1/50000, folha 19-D Coimbra-Lousã.

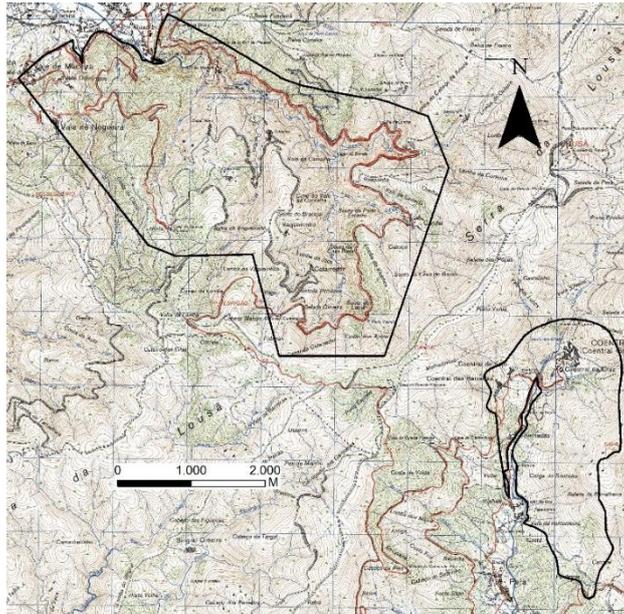


Figura 13 - Extrato da carta topográfica de Portugal á escala 1/25000, folha 252 (Lousã), com as duas áreas de estudo assinaladas.

Em termos geomorfológicos, a área de estudo localiza-se na Serra da Lousã, enquadrada na Cordilheira Central Portuguesa. Desde a cidade de Lousã até ao ponto mais elevado da serra (Castelo de Trevim, 1205 metros) verifica-se uma desigualdade altimétrica de 1000 metros. O relevo da serra deve-se à erosão diferencial causada por uma rede hidrográfica pertencente à bacia hidrográfica do rio Mondego; tal resulta num relevo acidentado caracterizado por vertentes com declives acentuados e vales encaixados.

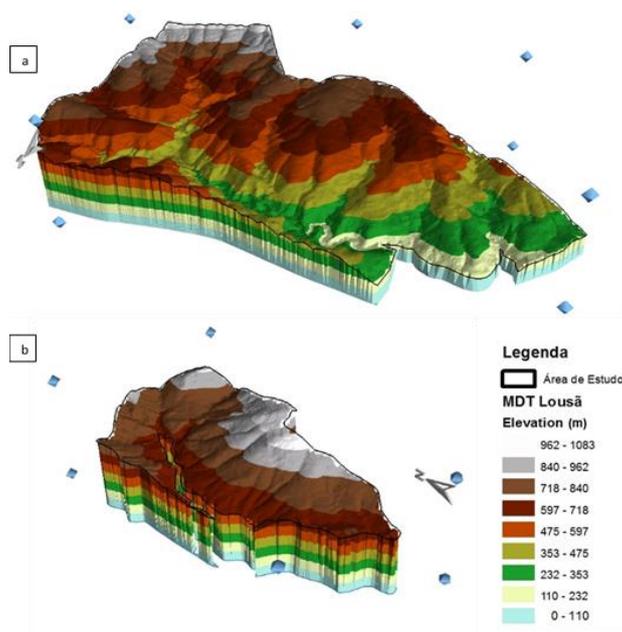


Figura 14 - Modelos digitais das áreas de estudo; a – Metassedimentos do CXG; b – Plutonito do Coentral.

## 2. Enquadramento Geológico

A Serra da Lousã situa-se no setor Português do maciço Hespérico, no bordo mais ocidental e central (Alonso-Gavilán *et al.*, 2001; Pereira *et al.*, 2004). Encontra-se limitada a Oeste pela faixa de cisalhamento Porto-Coimbra-Tomar, que separa a Zona Centro Ibérica (ZCI) da Zona de Ossa Morena (ZOM); a Noroeste é extremada pela falha cavalgante da Lousã, de direção geral N50°E, que termina a Este no desligamento esquerdo de Manteigas-Vilariça-Bragança (Figura 15) (Sequeira & Sousa, 1991; Sequeira *et al.*, 1997; Pereira *et al.*, 2004; Meireles *et al.*, 2013).

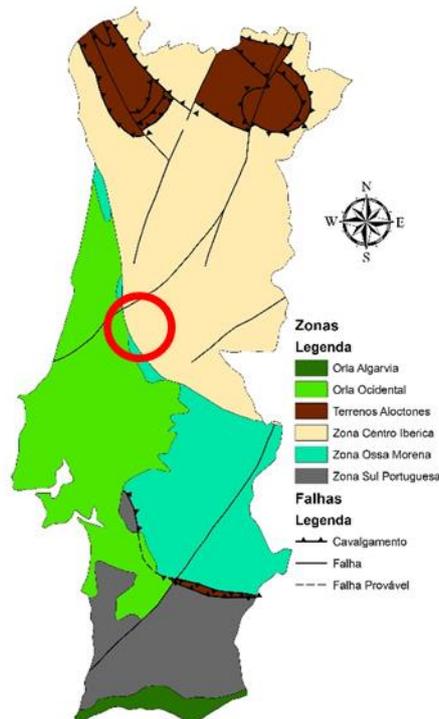


Figura 15 - Esquema Tectono-Estratigráfico de Portugal (Adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala de 1:500000). Círculo vermelho demarca a área de estudo.

Nesta zona verifica-se uma forte tectónica de blocos devida à orogenia Alpina, ocorrida desde o Tortoniano até ao presente (Sequeira *et al.*, 1997; Meireles *et al.*, 2013).

A litologia predominante na serra da Lousã é definida por metassedimentos pelíticos e grauvaques ante-Ordovícicos (Figura 16) (pertencentes ao Grupo das Beiras, que integram o Super Grupo Dúrico-Beirão ou Complexo Xisto-Grauváquico) que sofreram metamorfismo regional, não ultrapassando a fácies dos xistos verdes (Sequeira & Sousa, 1991; Alonso-Gavilán *et al.*, 2001;).

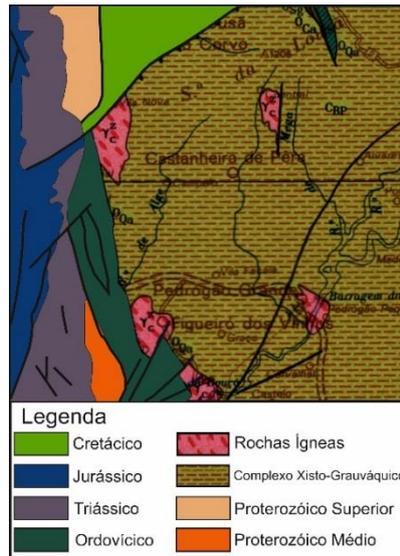


Figura 16 - Geologia da área de estudo e envolvente. Adaptado da folha Norte da carta geológica de Portugal à escala 1:500000.

Junto à fronteira entre a ZCI e a ZOM afloram oito granitos ante-Hercínicos (sendo o Plutonito de Coentral um deles) instalados nos metassedimentos do Grupo das Beiras que impõem extensas auréolas de metamorfismo de contacto no encaixante (Sousa, 1985; Pereira, 1987; Gomes *et. al.*, 1991; Gomes *et. al.*, 2007; Gomes & Antunes, 2011).

## 2.1 Metassedimentos do Grupo das Beiras

Os metassedimentos do Grupo das Beiras, presentes da serra da Lousã são compostos por metapelítos e metagrauvaques; tal reflete metamorfismo regional de baixo grau na fácies dos xistos verdes, não ultrapassando a zona da clorite (Soares *et al.*, 2007). Na área estudada observam-se duas formações distintas, a Formação de Caneiro e a Formação de Boque-Serpins (Figura 17).

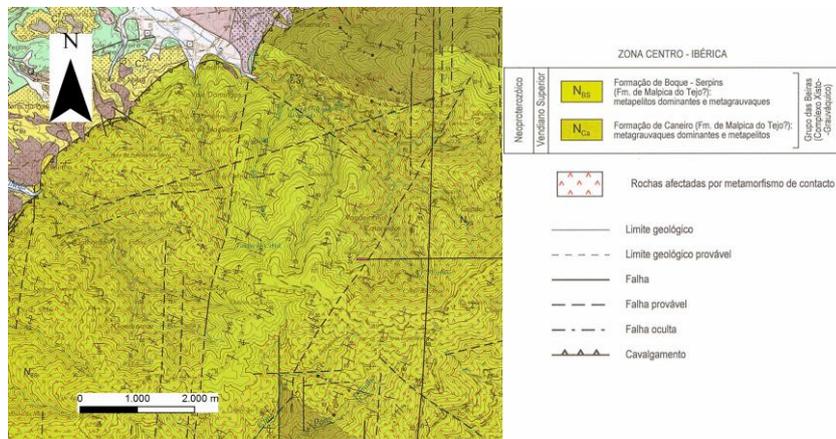


Figura 17 - Metassedimentos do Grupo das Beiras na área de estudo. Extrato da folha 19-D (Coimbra-Lousã) da carta geológica de Portugal à escala 1:50000

### 2.1.1 Formação de Caneiro

Esta unidade é, nesta zona, a base do Grupo das Beiras e é composta fundamentalmente por metagrauvaques que apresentam composições distintas: quartzo-feldspáticos com matriz clorítico-sericítica e líticos com fragmentos de quartzo, filitos e cherte. Estes estão dispostos em bancadas de dimensões decimétricas a métricas, separadas por níveis de metapelitos laminados de pequena espessura. (Sequeira & Sousa, 1991; Alonso-Gavilán *et al.*, 2001; Sequeira, 2007).

As bancadas de dimensões métricas apresentam reologia maciça, com material argiloso no interior e características de fácies caóticas representadas por clastos argilosos numa matriz de areia grosseira. As bancadas de dimensões decimétricas possuem características de turbiditos e podem apresentar partes da sequência de Bouma. Nestas bancadas existem diversas figuras sedimentares surgindo, no interior das bancadas laminação paralela, “ripples”, “sand pockets” e pseudo-nódulos; na base observam-se “flutes”, “grooves”, figuras de carga e estruturas em chama (Sequeira & Sousa, 1991; Sequeira, 2007).

No topo desta unidade, as intercalações de metapelitos tornam-se mais espessas e apresentam cor negra; surgem também níveis de sulfuretos. Quando estas se verificam com maior frequência em relação às bancadas metagrauváquicas assinala-se a passagem da Formação de Caneiro para a Formação de Boque-Serpins (Sequeira & Sousa, 1991; Alonso-Gavilán *et al.*, 2001; Meireles *et al.* 2013).

### 2.1.2 Formação de Boque-Serpins

A Formação de Boque-Serpins é a unidade superior à Formação de Caneiro e ao contrário desta última, os metapelitos são a litologia dominante estando intercalados por níveis metagrauváquicos (Sequeira, 2007).

Esta formação é constituída por metapelitos cinzentos, laminados com intercalações milimétricas a centimétricas de siltitos com laminação oblíqua e material argiloso (Sequeira & Sousa, 1991; Sequeira, 2007; Meireles *et al.*, 2013).

Nesta unidade também existem bancadas de metagrauvaques que contêm clastos de pelitos negros fosfatados e figuras sedimentares como “ripples” e estruturas entrecruzadas do tipo “hummocky” (Sequeira, 2007).



Figura 18 - Estações de amostragem nos metassedimentos do Grupo das Beiras; a - AM 15; b - AM 18; c - AM 20; d - AM 22.

Ambas as formações apresentam uma estruturação generalizada em que a estratificação ( $S_0$ ) apresenta direção NW-SE a WNW-ESSE, a pender tanto para NE como para SW, devido a dobramentos, e a sequência estratigráfica evolui de NE para SW (Pereira, 1987; Pereira *et al.*, 2004; Meireles *et al.*, 2013).

No geral, a área estudada é afetada por três orogenias, primeiro a Cadomiana, segundo a Hercínica, sendo a que apresenta maior expressão, e por último a Alpina, mais recente e em ambiente mais frágil.

A orogenia Cadomiana, área de estudo traduziu-se por uma compressão de orientação NW-SE que originou dobras com plano axial de direção NE-SW e eixo horizontal (Ponte & Pereira, 2004).

Da Orogenia Hercínica, nesta zona pode-se observar várias fases de deformação. A primeira fase ( $F_1$ ), é uma fase de compressão máxima de direção NE-SW, que gera dobramentos ( $D_1$ ) de direção geral NW-SE com superfícies axiais subverticais e eixos com mergulho para os quadrantes NW, com clivagem de fluxo associada ( $S_1$ ) a pender para NW (Pereira, 1987; Sequeira & Sousa, 1991; Pereira *et al.*, 2004; Meireles *et al.*, 2013). A lineação de interseção entre  $S_0/S_1$  é paralela aos eixos dos dobramentos  $D_1$  (Meireles *et al.*, 2013). Junto ao plutonito de Coentral a deformação Hercínica ( $D_1$ ), originou uma foliação quase paralela á estratificação que envolve o plutonito (Gomes & Antunes, 2011). A passagem para a segunda fase é gradual,

traduzindo-se numa transição de compressão regional direita para uma compressão oblíqua e transpressiva (Ponte & Pereira, 2004).

Durante a segunda fase de deformação Hercínica, originaram-se dobramentos (D2) de plano axial com direção NS, devido a flexuras/cisalhamentos com a mesma orientação que originam ondulações nos dobramentos (D1) da primeira fase (F1) (Pereira *et al.*, 2004). Nesta fase observa-se uma transição de ambiente dúctil para um ambiente progressivamente mais frágil (Ponte & Pereira, 2004).

Por último, a orogenia Alpina forma Cadeia Central durante a movimentação da Península Ibérica, devido a fraturas de gravidade e depois, durante a compressão Bética, dá-se uma forte tectónica de blocos, através da reativação das descontinuidades anteriormente referidas, devido a compressões NS / NNW-NNE. Esta última é responsável também pelo relevo acidentado que se observa na Serra da Lousã e pelo surgimento de zonas onde não se observa metamorfismo de contacto (Sequeira & Sousa, 1991; Sequeira *et al.*, 1997; Pereira *et al.* 2004; Ponte & Pereira, 2004).

Como já foi referido anteriormente, nos metassedimentos ante-Ordovícicos estão instalados vários plutonitos que impõem extensas auréolas de metamorfismo de contacto.

O metamorfismo de contacto observa-se pela presença de porfiroblastos de cordierite, em maior quantidade nas zonas mais afastadas dos plutonitos e de andaluzite, em maior quantidade nas zonas mais próximas dos plutonitos, e que ambas sofreram alteração para clorite por “pinitização” e “sericitização” (Pereira, 1987; Sequeira, 2007).

Na zona em redor do plutonito de Coentral, a auréola de metamorfismo de contacto observa-se preferencialmente a Norte, Oeste e Sul do plutonito, podendo estar ligada às auréolas impostas por estes e por outros granitos que se instalaram na zona (Gomes, 1990). Como resultado deste metamorfismo, surgem filitos e metagrauques mosqueados com porfiroblastos de cordierite e andaluzite (Gomes, 1990; Sequeira, 2007; Gomes & Antunes, 2011), anteriores à deformação Hercínica (Pereira *et al.*, 2004; Sequeira, 2007).

No bordo Este do plutonito a auréola de metamorfismo de contacto não possui grande expressão devido a forte tectónica de blocos. Nesta zona um sistema de falhas com orientação NS a N15°E, movimentação direita e descida do bloco Este, reduz a auréola de metamorfismo a uma pequena faixa com 300 metros de largura (Gomes, 1990).

## 2.2 Plutonito de Coentral

O granito de Coentral está instalado nos metassedimentos ante-Ordovícicos, apresentando uma forma elíptica, com alongamento segundo NS e aflora á superfície ocupando uma área não superior a 6 km<sup>2</sup>. No geral o plutonito de Coentral é um granito de grão fino a médio, de caracter peraluminoso, de duas micas com moscovite predominante e megacristais de feldspato potássico (Gomes, 1990; Gomes *et al.*, 2007; Gomes & Pereira, 2007; Gomes & Antunes, 2011).

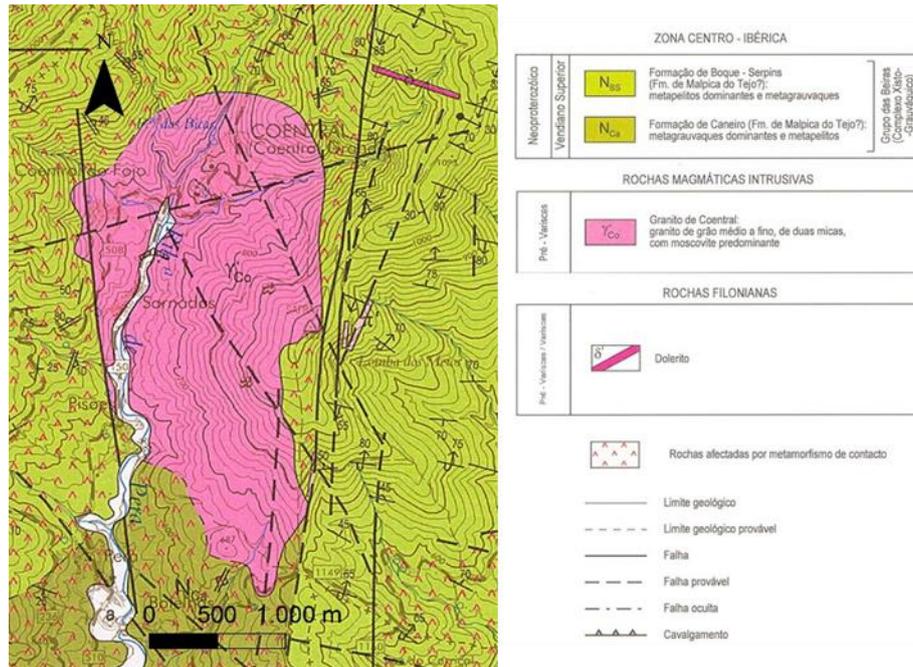


Figura 19 - Plutonito de Coentral. Extrato da folha 19-D (Coimbra-Lousã) da carta geológica de Portugal à escala 1:50000.

O granito é heterogéneo em termos mineralógicos, dado que se verificam diferenças entre a zona Norte do Plutonito e a zona Sul. Na zona Norte há predominância da clorite, na zona Sul predomina a biotite e os megacristais de feldspato potássico (Gomes, 1990; Gomes *et al.*, 1991; Gomes & Pereira, 2007). A composição modal do plutonito mostra que este varia entre granito e granodiorito (Gomes & Pereira, 2007; Gomes *et al.*, 2007).

Em termos mineralógicos o granito é constituído por plagioclase, quartzo, feldspato potássico, biotite, moscovite. De origem secundária observa-se clorite e epidoto e como minerais acessórios possui turmalina, esfena, zircão, apatite, ilmenite e rutilo (Gomes, 1990; Gomes *et al.*, 1991; Gomes *et al.*, 2007).

A plagioclase varia de albite a oligoclase e é subédrica, o quartzo é anédrico e possui extinção ondulante e fraturas, os megacristais de feldspato potássico são subédricos e possuem inclusões de quartzo, clorite, biotite e moscovite e dá um aspeto

porfiroide ao granito. A biotite é subédrica a anédrica, e possui duas gerações, sendo a primeira substituída por clorite e a segunda de origem metamórfica/metassomática. A moscovite é subédrica a anédrica e podendo ter clorite nas clivagens. A clorite é subédrica a anédrica e pode ter inclusões de zircões (Gomes, 1990; Gomes *et al.*, 1991; Gomes *et al.*, 2007).



Figura 20 - Estações de amostragem no Plutonito De Coentral; a - COR 6; b - COR 7; c - COR 14; d - COR 16.

Apresenta evidências de reajustamentos metamórficos/metassomáticos, relacionados com a orogenia Hercínica, como microclinização, albitização, cloritização, que resultam na alteração da composição mineralógica do granito, na variação de proporção modal de feldspato potássico e da plagioclase e na cristalização de biotite e moscovite. (Gomes, 1990; Gomes *et al.*, 1991; Gomes & Pereira, 2007; Gomes *et al.*, 2007).

O granito de Coentral comporta-se como um bloco que resiste à deformação Hercínica, demonstrado pelo facto de  $S_0$  e  $S_1$  contornarem o plutonito (Gomes *et al.*, 1991; Pereira *et al.*, 2004). Na zona Sul, a recristalização de megacristais de feldspato potássico e biotite marca uma zona de sombra da 1ª fase Hercínica associada a um sistema de cisalhamento de direção N80°E e movimento esquerdo (Gomes *et al.*, 1991).

Em suma, o plutonito encontra-se bastante fraturado, podendo-se observar vários sistemas de falhas, dentro dos quais, o sistema NS a N10°E que afeta a orientação geral do plutonito (Gomes *et al.*, 1991). Segundo a direção N80°E surgem zonas de cisalhamento que condicionam a deformação e fracturação, destacando-se dois sistemas, N60°-65°E e N0°-10°S que segundo Pereira (1987) correspondem às fraturas R e R' do modelo de Ridel.

Associado á fracturação surgem lineações, devido ao alinhamento dos megacristais de feldspato potássico e foliações, devido a desenvolvimento de escamas (Gomes, 1990).

## Capítulo III – Métodos e Equipamento

# 1. Recolha e Preparação de Amostras

## 1.1 Amostragem

Para este trabalho foram amostrados 44 locais, sendo 26 nos metassedimentos do CXG e 18 locais no plutonito de Coentral (Figura 21). Em cada local realizou-se quatro a seis furos dependendo das condições da litologia amostrada.

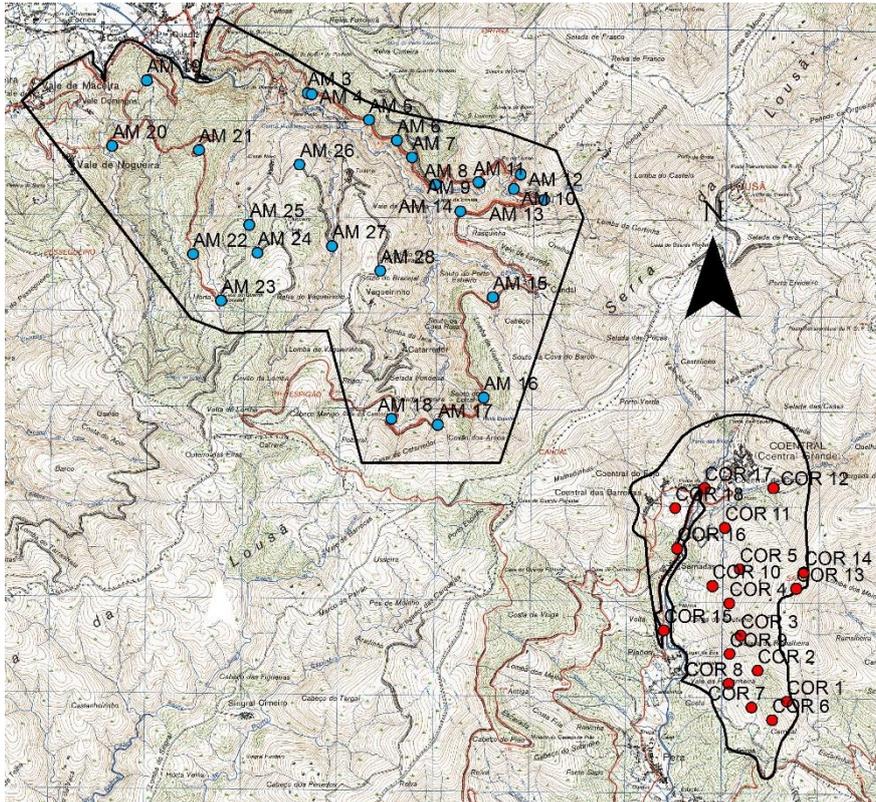


Figura 21 - Localização das estações de amostragens nas áreas de estudo. Extrato da carta topográfica de Portugal á escala 1/25000, folha 252 (Lousã).

A recolha de amostras foi realizada com uma sonda portátil (Figura 22), da marca *STIHL*, sendo esta composta por um motor a gasolina, tendo um tubo com coroa diamantada acoplado, permitindo recolher testemunhos dos afloramentos. A broca funciona em conjunto com uma bomba de água, que é ligada á perfuradora para arrefecimento da coroa. Para o funcionamento correto é necessário bombar água num fluxo constante para evitar o sobreaquecimento da coroa e a sua danificação.



Figura 22 - Sonda portátil com coroa adiamantada e bomba de água para arrefecimento.

Após a perfuração da rocha é necessário orientar o testemunho, usando um orientador (Figura 23) que permite recolher as coordenadas geológicas da lineação representado pelo furo (Ver anexos I - Dados recolhidos no campo das amostras AM e III - Dados recolhidos no campo das amostras COR). Assim, insere-se o orientador no furo (sem remover o testemunho) e regista-se a declinação e inclinação do furo. Antes de retirar o orientador do furo marca-se no testemunho a direção e sentido da lineação com setas e procede-se à sua identificação.



Figura 23 - Orientador.

Por vezes, durante perfuração da rocha, pode suceder que o testemunho se solte e sofra rotação dentro da coroa de corte, inutilizando o testemunho, pois perde-se a orientação do mesmo. Para evitar perder testemunhos, efetua-se primeiro uma marca na superfície da rocha, de forma a não perder a posição original do testemunho e assim orientá-lo corretamente. A tais testemunhos dá-se a identificação LBO.

Por último recolhem-se as coordenadas geológicas de estruturas presentes na rocha, como por exemplo, estratificação, xistosidade ou outros planos evidentes na rocha e através de um GPS registam-se as coordenadas do local de amostragem.

## 1.2 Preparação de Amostras

Após a recolha dos testemunhos, estes são preparados para se poder efetuar a medição na balança de susceptibilidade magnética.

Antes de se realizar o corte das amostras há que verificar se estas estão quebradas, o que pode acontecer durante a recolha ou transporte. As amostras que se encontrem partidas são coladas com cola *ARALDITE*, pois esta permite uma colagem forte e não afeta os parâmetros medidos na balança de susceptibilidade.

Primeiro procede-se ao corte dos testemunhos em cilíndricos de altura menor. Este corte é feito com uma máquina própria (Figura 24) que possui um suporte para os testemunhos permitindo efetuar um corte com a altura ideal (Figura 25) para as amostras poderem encaixar no suporte da balança de susceptibilidade magnética. A máquina de corte é composta por duas lâminas circulares dispostas em paralelo, propulsionadas por um motor.

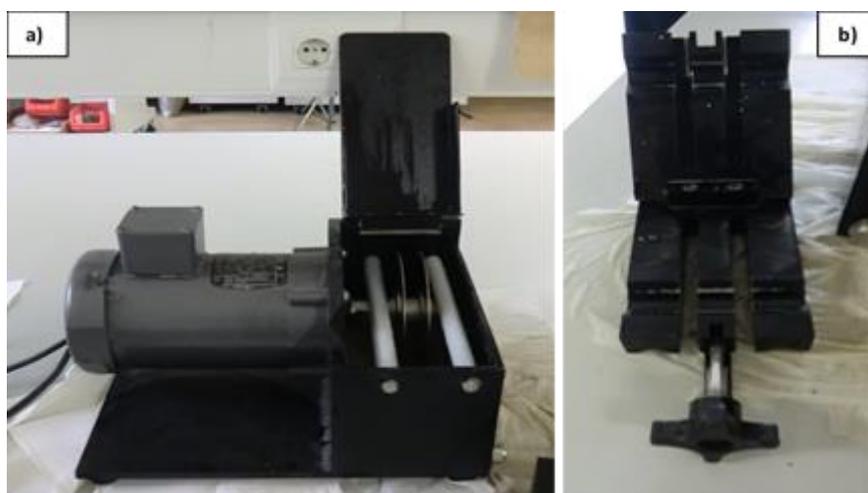


Figura 24 - Máquina de corte dos testemunhos (a). Porta amostras (b).

Os testemunhos são colocados no porta-testemunhos que encaixa na máquina, permitindo o seu manuseamento em segurança. O funcionamento é controlado por um pedal para que se possa usar ambas as mãos de forma a assegurar a segurança do corte.

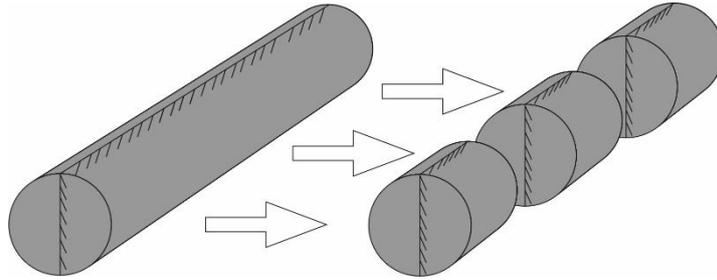


Figura 25 - Resultado do corte dos testemunhos em amostras de menor dimensão.

Após o corte, é necessário voltar a marcar a direção e o sentido da lineação nas amostras, identificá-las (caso seja necessário) e acrescentar novas marcas, a 90° da marca da lineação, que irão ajudar a posicionar as amostras nas posições definidas.

Sendo as propriedades medidas normalizadas por volume de amostra, é necessário medir o volume de cada amostra, com a ajuda de um paquímetro ou craveira, de modo a obter a altura e diâmetro da amostra com precisão (Ver anexos II – Volume das amostras AM e IV – Volume das amostras COR).

Dos 44 locais amostrados obtiveram-se 304 amostras resultando em média sete amostras por local; tal garante confiança nos resultados obtidos (Borradaile & Shortreed, 2011).

## 2. Análise das Amostras

A anisotropia da susceptibilidade magnética é medida na balança de susceptibilidade magnética (Figura 26), modelo KLY-4S Kappabridge, de marca AG/CO (República Checa), pertencente ao laboratório magnético do Departamento de Geologia, Ambiente e Ordenamento do Território da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Esta integra uma balança e uma unidade de conversão de dados, que estabelece a ligação ao computador. Funciona com o programa fornecido *SUFAR*, que corre em MS-DOS.



Figura 26 - Balança de susceptibilidade magnética, à direita e unidade de conversão de dados, à esquerda.

Antes de efetuar qualquer medição, a balança é configurada. No caso foi ajustada para gerar campos magnéticos de  $300 \text{ Am}^{-1}$ . Posteriormente procede-se à calibração da balança com uma amostra padrão composta por magnetite pura, com valores definidos em várias direções.

As amostras são medidas em três direções diferentes, definidas no manual de utilizador da balança de susceptibilidade magnética (Figura 27).

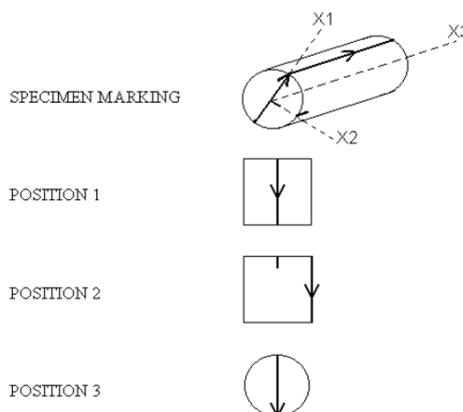


Figura 27 - Posições utilizadas para efetuar medições na balança de susceptibilidade magnética. (Adaptado do Manual de Utilizador da AGICO).

O método de trabalho deste programa é comum a todas as amostras, começando sempre por introduzir o volume de cada amostra e efetuar quatro medições. Na figura 28 é descrito o ciclo de medição das amostras e outros comandos utilizados.

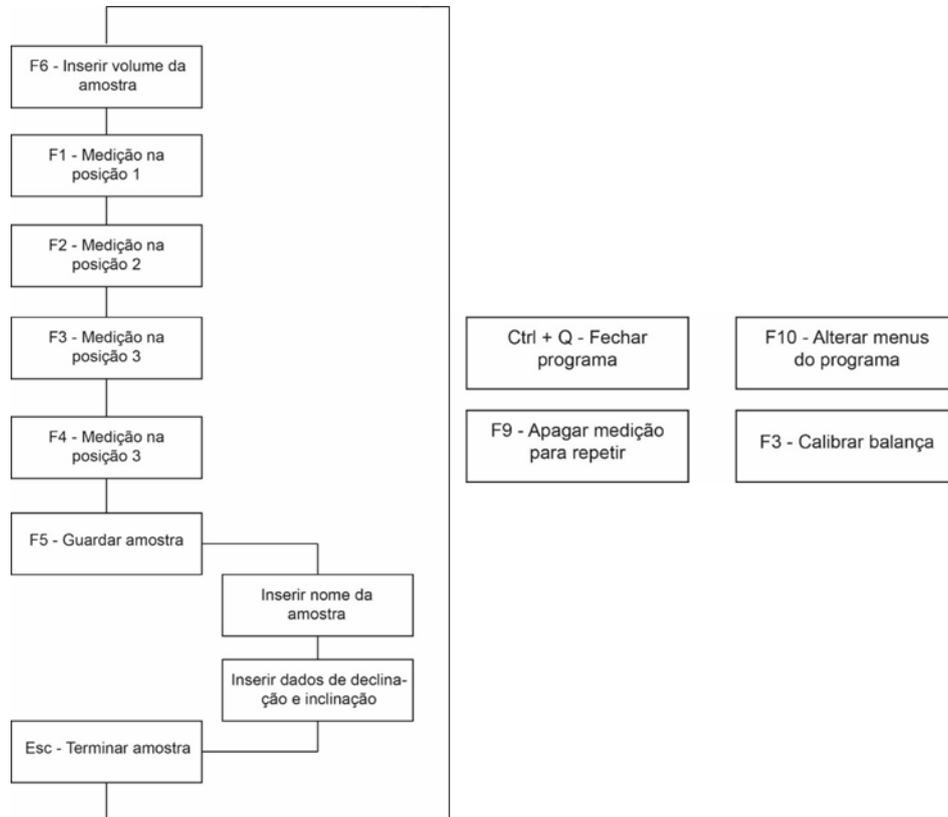


Figura 28 - Alguns dos comandos do programa SURFAR (à direita) e esquema representativo da ordem de ações para medir a anisotropia da susceptibilidade magnética com o programa SURFAR (à esquerda).

Analisadas as amostras, os dados do programa são guardados em dois ficheiros de formatos diferentes: um em .RAN para trabalhar com o programa *ANISOFT* (fornecido pela *AGICO*) e outro em formato .ASC, que permite visualizar os resultados em formato genérico de texto.

### 3. Tratamento de Dados

Após a análise das amostras, os dados são abertos no programa *ANISOFT*, de onde é possível obter várias informações importantes.

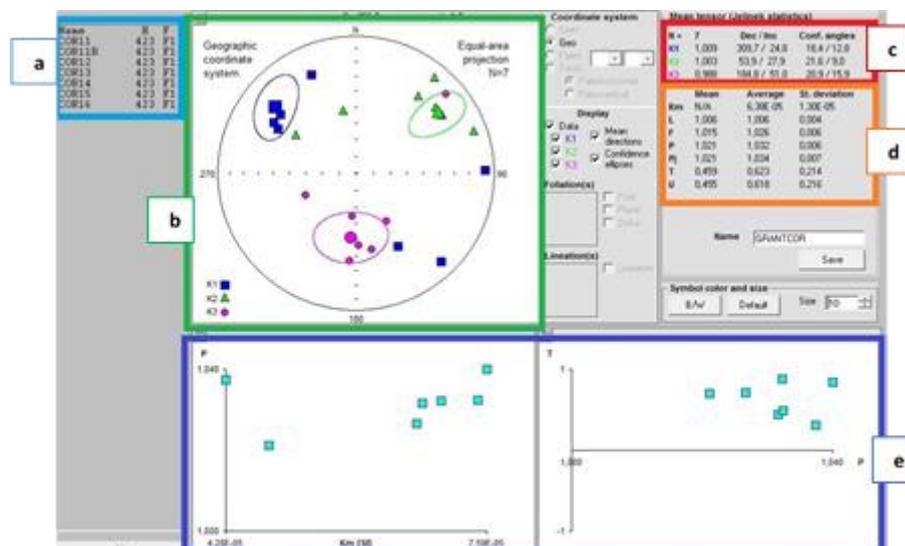


Figura 29 - Janela do programa *Anisoft* (Legenda descrita no texto).

Na figura 29 está representada a janela do programa de onde podemos ver representados, em rede estereográfica de igual área [b], as direções de susceptibilidade principais, para cada amostra individual, e a direção média e elipses de confiança correspondentes calculadas pelo *software* usando as estatísticas de Jelinek (Jelinek, 1981). Os valores das direções médias são apresentados juntamente com a intensidade para cada eixo, a sua elipse de confiança correspondente e o número de amostras para o local [c]. O programa também calcula diversos parâmetros de ASM para cada amostra e a média para o local [d], e apresenta gráficos onde esses parâmetros são projetados, relacionando-os [e].

A partir do programa *Anisoft*, são retirados os dados de interesse, sendo esses, as direções de susceptibilidade principal, a susceptibilidade magnética média e os parâmetros P, T, L e F. Estes dados são dispostos numa tabela construída em *Excel*, onde podemos observar todos os dados em relação aos locais amostrados. Também em *Excel* constrói-se gráficos onde se projeta os parâmetros de ASM relacionando-os. Os gráficos criados são: frequência de susceptibilidades magnéticas, diagramas de tipo Flinn (L/F) e gráficos P/Km, T/Km e T/P.

No programa *Stereonet* procedeu-se a projeção das lineações e foliações em rede estereográfica de igual área (Figura 30). Após os dados estarem projetados, criaram-se diagramas de rosetas para as direções das foliações e mapas de contornos para as densidades de lineações e polos dos planos das foliações.

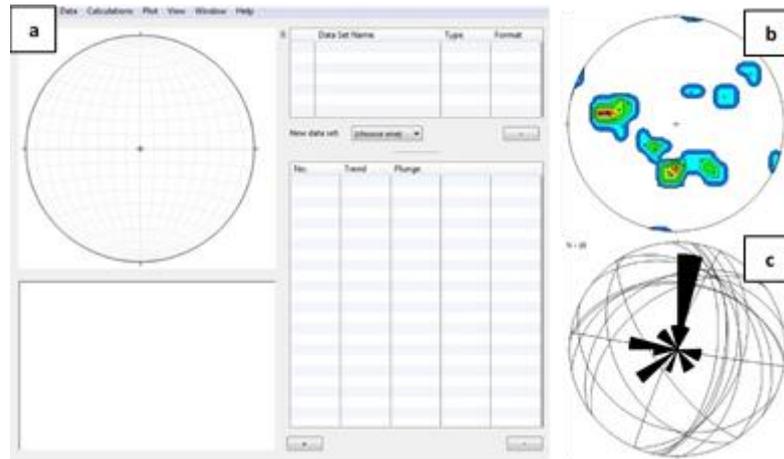


Figura 30 - Janela do Stereonet [a]. Exemplo de mapa de contornos [b] e diagrama de roseta [c].

Para os locais em que não foi possível obter mais de cinco amostras, as direções das susceptibilidades principais médias para esses locais foram calculadas no *Stereonet*

Após a obtenção de todos os dados e parâmetros de ASM, procedeu-se a sua projeção cartográfica através do *software ArcGis - ArcMap*, onde se projetou para cada local amostrado as lineações e foliações magnéticas e os parâmetros de anisotropia calculados. Através dos parâmetros de ASM projetados construíram-se mapas de contornos para as áreas estudadas, usando métodos de geoestatística, tendo sido neste caso usa a Krigagem, com o modelo exponencial. De modo a conseguir uma melhor visualização usou-se o *ArcScene* para projetar os mapas a três dimensões.

#### 4. Observação de Lâminas Delgadas

De modo a conseguir uma melhor interpretação dos resultados obtidos através dos métodos anteriormente descritos, procedeu-se á observação de lâminas delgadas de amostras de litotipos estudados.

As lâminas observadas resultam de amostragem efetuada por Gomes (1990) numa das áreas estudadas. Foram observadas no total 28 lâminas delgadas, sendo 16 localizadas no plutonito de Coentral e 12 nos metassedimentos do Grupo das Beiras (Figura 31).

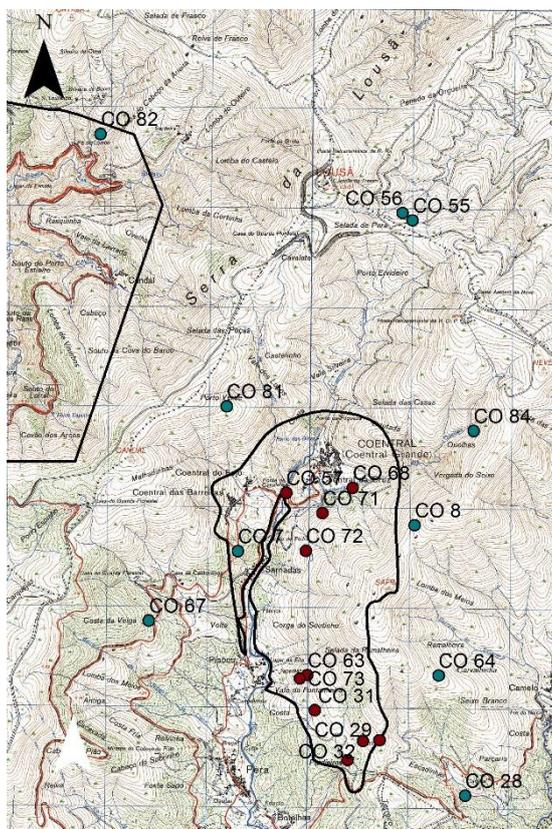


Figura 31 - Localização das lâminas delgadas observadas no âmbito deste trabalho (Gomes, 1990).

As lâminas delgadas, com a referência CO, foram expostas a vapores de ácido clorídrico diluído e mergulhadas em cobaltinitrito de sódio segundo o método descrito por Nold & Erickson (1967) *in* Hutchinson (1974). Este tratamento confere uma cor amarelada aos feldspatos potássicos (Figura 32), permitindo a sua fácil identificação.

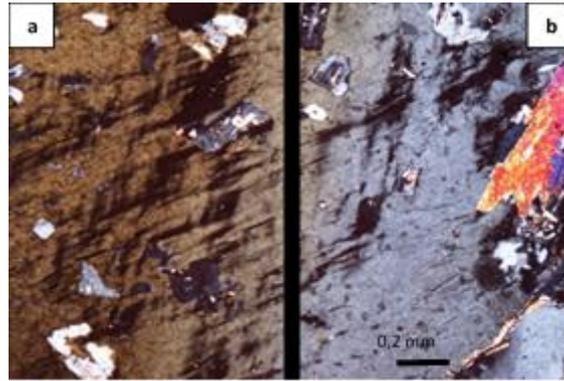


Figura 32 - b) Feldspato potássico antes de sofrer o ataque ácido. a) Após de sofrer o ataque ácido (à esquerda).

As lâminas foram observadas com um microscópio Nikon Eclipse E400 POL e uma lupa binocular Nikon SMZ800 modelo C-DS, e foram fotografadas com uma câmara Nikon Digital Sight DS-L1 (Figura 33).

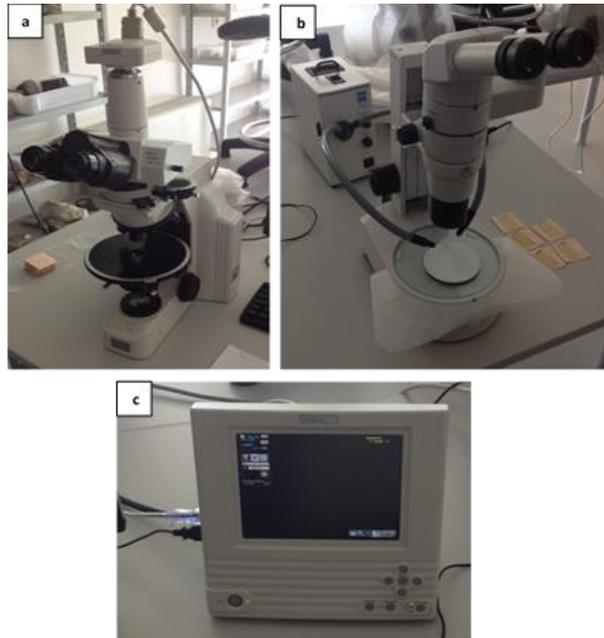


Figura 33 - Equipamento utilizado na observação das lâminas delgadas; a - Microscópio; b - Lupa binocular; c - Câmera.

## Capítulo IV – Resultados

# 1. Metassedimentos do Grupo das Beiras

## 1.1 Petrografia e Microestruturas

Através da observação de lâminas delgadas dos metassedimentos do CXG pode-se constatar a existência de diversos tipos de *petrofabrics*, dependendo do tipo de litologia observada. Foram observadas lâminas de litotipos com caracter mais metagrauacoide, mais metapelítico e de litotipos que sofreram metamorfismo de contacto. Pretendeu-se à análise dos *petrofabrics* de cada litotipo de modo a possibilitar a interpretação do *fabric* magnético.

Em amostras de metagrauavaques observa-se uma matriz de granulometria fina com quartzo, feldspatos, biotite, moscovite e clorite. Algumas amostras com uma granulometria inferior não apresentam alinhamentos de minerais perceptíveis (Figura 34).

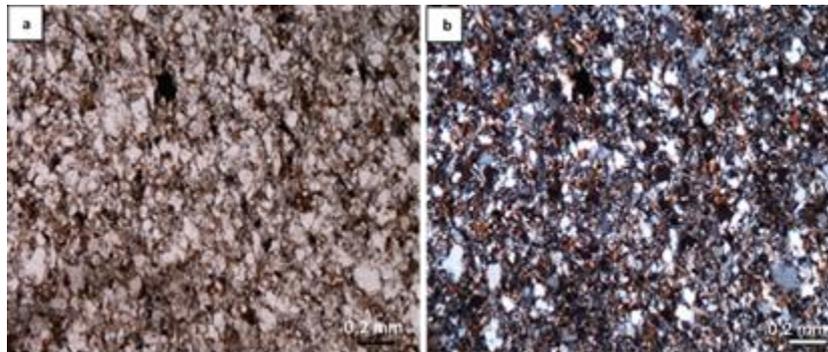


Figura 34 - Textura granolepidoblástica em rocha de caracter metagrauacoide; Lâmina CO 64; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados.

Outras amostras apresentam uma granulometria maior que as anteriores, onde é possível observar cristais de biotite que descrevem um ou mais alinhamentos preferenciais (Figura 35).

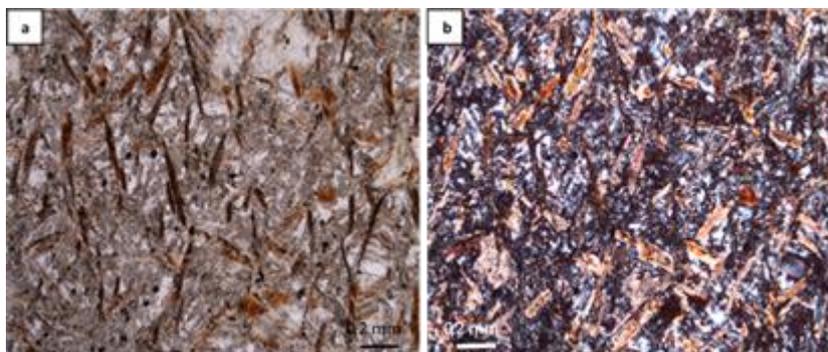


Figura 35 - Alinhamentos de biotites observados em lâminas de metagrauavaques; Lâmina CO 84; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados.

As lâminas de rocha de caracter mais metapelítico, ocorrem com uma granulometria mais fina do que as lâminas de metagrauvaques e possuem bandas/laminações bem marcadas, que se conseguem observar à escala mesoscópica, revelando uma foliação mais penetrativa, característica desta litologia. Em relação á composição mineralógica, observa-se principalmente quartzo, biotite e moscovite.

Ao microscópio observou-se que as bandas/laminações diferem na composição mineralógica. Algumas bandas são compostas maioritariamente por quartzo (Figura 36) e outras por minerais micáceos (Figura 37).

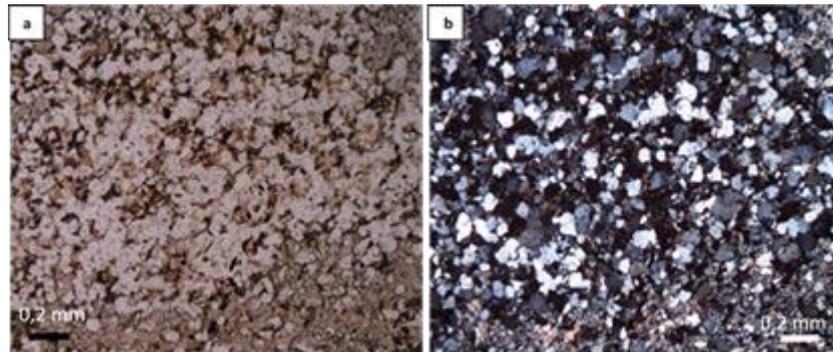


Figura 36 - Banda de composição maioritariamente constituída por quartzo; Lâmina CO 8; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados.

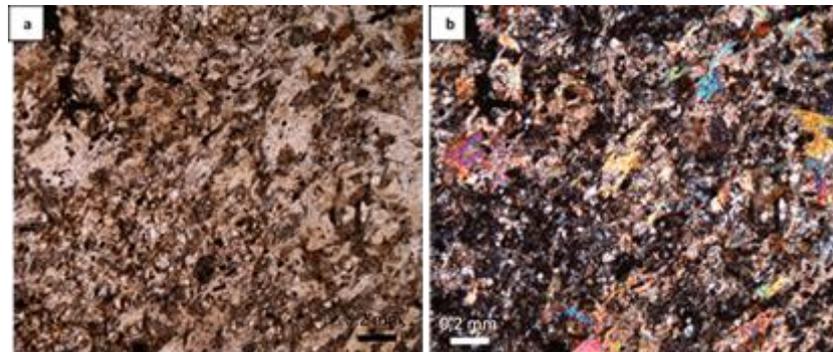


Figura 37 - Bandas de minerais micáceos; Lâmina CO 8; a – nicóis paralelos; b – nicóis cruzados.

Nas lâminas de rocha que sofreram metamorfismo de contacto observa-se que a granulometria é muito mais fina do que as anteriormente referidas (Figura 38 – imagem c). Em relação à mineralogia, a matriz é composta por quartzo e micas, com a presença de porfiroblastos de andaluzite e de cordierite e ainda de clorite retrógada. Estes porfiroblastos por vezes apresentam uma textura poiquiloblástica (Figura 38 – imagem a e b) com a inclusão de minerais da matriz.

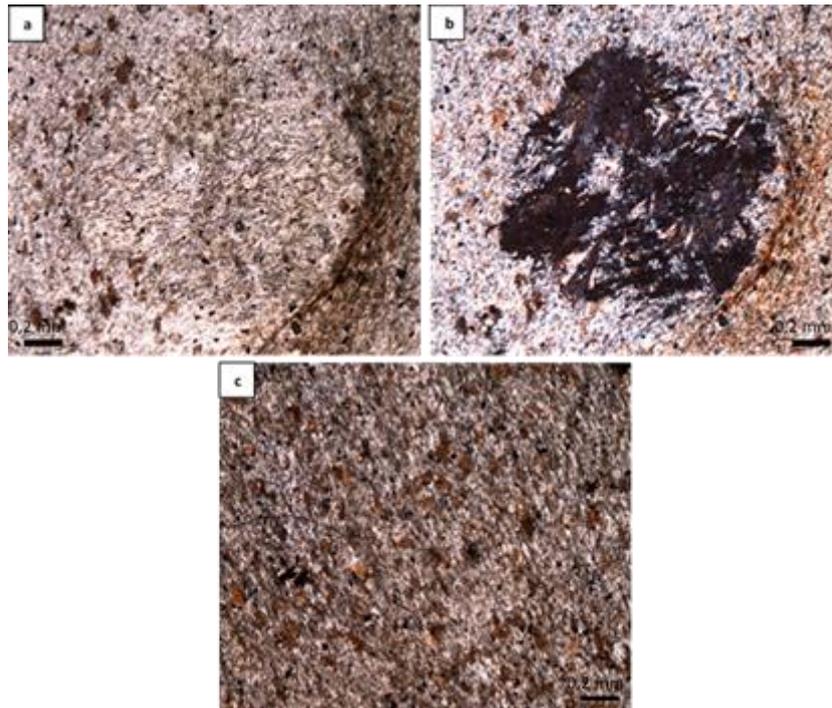


Figura 38 – Clorite retrógada, exibindo textura poiquiloblástica, em nicóis paralelos (a) e nicóis cruzados (b). Aspeto da matriz, em nicóis cruzados (c); Lâmina CO 82.

Em alguns casos observa-se a substituição por clorite e moscovite nos porfiroblastos. Observam-se cristais de andaluzite não alterados, que parecem resultar do crescimento mimético segundo os planos de clivagem (Figura 39 – imagem b).

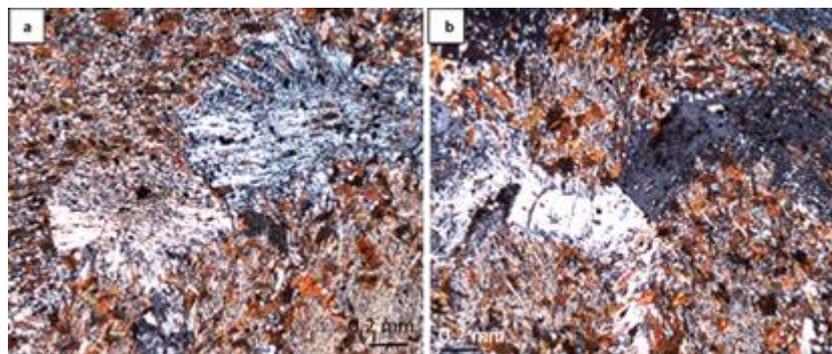


Figura 39 - Porfiroblastos de andaluzite (a) e crescimento mimético da andaluzite (b); Lâmina CO 7 em nicóis cruzados.

Observando alguns porfiroblastos em pormenor, principalmente aqueles onde a textura poiquiloblástica se destaca melhor, nota-se que alguns dos minerais retrógrados são minerais micáceos. Estes apresentam uma dimensão maior (Figura 40) do que os presentes na matriz.

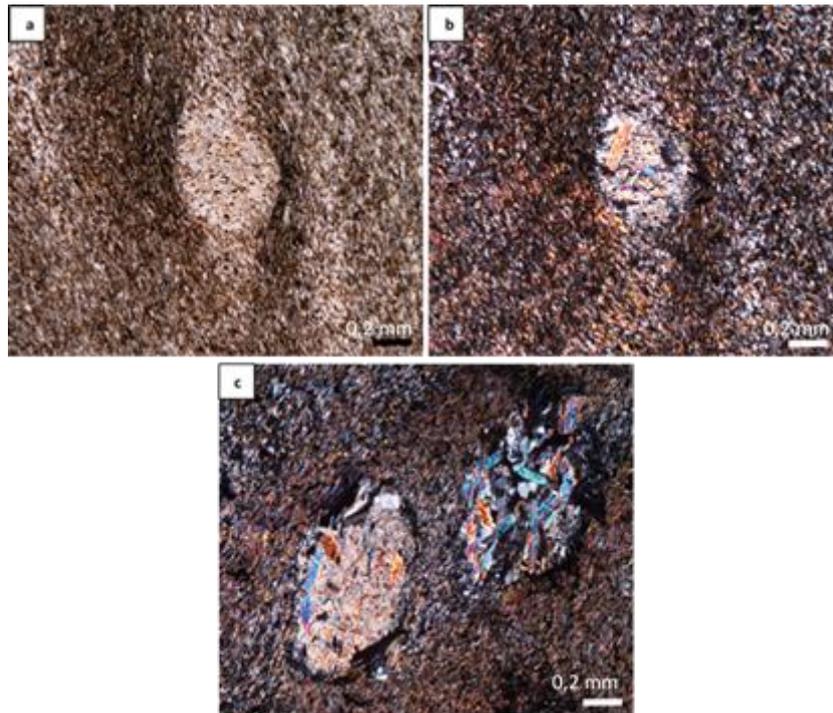


Figura 40 – Prováveis porfiroblastos de cordierite substituídos por micas, não havendo vestígios do mineral inicial; Lâmina CO 81, em nicóis cruzados.

## 1.2 Análise de ASM

Após a análise das amostras na balança de susceptibilidade magnética, procede-se à análise dos dados obtidos.

Os dados finais foram compilados numa tabela (Tabela 1) onde foram incluídos todos os dados necessários para a sua posterior interpretação. Dentro dos dados possíveis foram escolhidos as orientações das susceptibilidades principais máxima ( $K_{max}$ ) e mínima ( $K_{min}$ ), o erro associado ( $E_{12}$ ,  $E_{23}$  e  $E_{31}$ ), a susceptibilidade média ou total e o erro associado ( $K_m$  e  $St. Err$ ), os parâmetros magnéticos escolhidos ( $P$ ,  $T$ ,  $L$  e  $F$ ), a foliação magnética, a lineação magnética e o número de amostras para cada estação ( $N$ ). Também foi incluído na tabela a classificação das litologias amostradas, consoante o seu carácter ser mais grauvacóide ( $G$ ) ou pelítico ( $P$ ), ou se sofreram metamorfismo de contacto ( $M$ ).

Tabela 1 - Dados de ASM dos Metassedimentos do Grupo das Beiras. (\* - Dados direcionais calculados no Stereonet).

Amostras	Litologia	K <sub>max</sub>			K <sub>min</sub>			E <sub>12</sub>	E <sub>23</sub>	E <sub>31</sub>	Km (x10 <sup>-6</sup> SI)	St. Err (x10 <sup>-5</sup> SI)	P (%)	T	L	F	Foliação Magnética	Lineação Magnética	N
		Dec (°)	Inc (°)	Int	Dec (°)	Inc (°)	Int												
AM 3	M	28	49	1,030	198	41	0,960	1	4	6	130	0,965	7,5	0,443	1,021	1,053	N288; 49NE	49→N28	5
AM 4*	M	79	62	-	296	38	-	-	-	-	98,6	0,381	1,5	0,532	1,003	1,012	N26; 52SE	62→N79	3
AM 5	M	122	39	1,016	23	12	0,977	8	4	3	300	0,652	4,0	0,542	1,009	1,031	N113; 78SW	39→N122	6
AM 6*	M	77	58	-	198	19	-	-	-	-	220	3,89	7,8	0,353	1,024	1,052	N288; 71NE	58→N77	4
AM 7	M	139	72	1,019	354	15	0,975	9	4	1	199	2,8	4,6	0,486	1,012	1,033	N84; 75SE	72→N139	5
AM 8	M	135	39	1,025	28	20	0,968	6	15	2	259	0,655	6,5	0,437	1,017	1,047	N118; 70SW	39→N135	8
AM 9	M	59	54	1,040	211	33	0,967	4	10	2	192	1,08	7,7	-0,270	1,048	1,027	N301; 57NE	54→N59	7
AM 10	M	126	47	1,033	7	24	0,968	8	10	4	345	1,92	7,0	-0,008	1,034	1,034	N97; 66SW	47→N126	5
AM 11	M	90	55	1,044	224	26	0,962	3	7	4	166	4,19	8,7	-0,201	1,051	1,034	N314; 64NE	55→N90	8
AM 12*	M	93	68	-	193	10	-	-	-	-	235	6,07	8,5	0,190	1,030	1,053	N283; 80NE	68→N93	4
AM 13*	M	111	38	-	356	24	-	-	-	-	313	1,89	8,4	0,427	1,023	1,059	N86; 66SE	38→N111	4
AM 14	M	113	59	1,048	209	4	0,967	4	5	3	161	0,94	8,4	-0,551	1,064	1,019	N299; 86NE	59→N113	6
AM 15	M	113	59	1,029	12	6	0,965	4	8	11	213	1,09	7,1	0,281	1,025	1,044	N102; 84SW	59→N113	6
AM 16	M	116	21	1,036	221	34	0,963	4	13	1	190	257	7,8	0,120	1,033	1,044	N311; 56NE	21→N116	5
AM 17	M	112	2	1,043	202	26	0,956	4	4	12	227	4,87	9,9	0,045	1,045	1,051	N292; 64NE	2→N112	6
AM 18	M	296	2	1,032	205	4	0,965	10	13	5	256	2,66	7,3	0,150	1,030	1,041	N295; 86NE	2→N296	6
AM 19	G	158	44	1,017	340	46	0,981	4	5	3	160	1,60	3,7	0,201	1,015	1,022	N70; 44SE	44→N158	13
AM 20	M	119	24	1,038	4	44	0,952	8	10	1	160	1,87	9,4	0,383	1,028	1,064	N94; 46SW	24→N119	7
AM 21	P	109	45	1,057	220	20	0,946	9	3	2	152	0,86	11,9	-0,095	1,063	1,053	N310; 70NE	45→N109	8
AM 22	G	68	55	1,034	205	27	0,955	5	5	3	196	0,93	8,4	0,434	1,023	1,059	N295; 63NE	55→N68	9
AM 23	P	90	51	1,067	199	15	0,916	9	4	2	253	1,79	16,7	0,356	1,051	1,111	N289; 75NE	51→N90	12
AM 24	P	302	31	1,051	158	54	0,929	6	3	1	247	2,08	13,2	0,500	1,031	1,097	N248; 36NW	31→N302	7
AM 25	G	59	58	1,022	205	28	0,970	10	3	3	47,6	1,23	5,5	0,428	1,016	1,039	N295; 62NE	58→N59	8
AM 26	G	42	48	1,028	192	38	0,969	10	2	2	154	0,87	6,3	0,131	1,027	1,035	N282; 52NE	48→N42	10
AM 27	P	324	68	1,061	203	12	0,887	28	3	3	324	3,20	20,3	0,849	1,013	1,188	N293; 78NE	68→N324	9
AM 28	G	86	34	1,016	197	28	0,985	2	8	9	138	1,11	3,2	-0,083	1,017	1,015	N287; 62NE	34→N86	8

### 1.2.1 Susceptibilidade Magnética

Os metassedimentos do Grupo das Beiras apresentam um valor médio (média aritmética) da susceptibilidade magnética de  $205 \times 10^{-6}$  SI. Os valores de susceptibilidade magnética variam entre  $47 \times 10^{-6}$  SI (estação AM 25) e  $346 \times 10^{-6}$  SI (estação AM 10). De modo a classificar a susceptibilidade magnética da área estudada, foram estabelecidas seis classes com um intervalo de  $50 \times 10^{-6}$  SI, designadamente ( $Km \times 10^{-6}$  SI):  $Km < 100$ ;  $101 < Km < 150$ ;  $151 < Km < 200$ ;  $201 < Km < 250$ ;  $251 < Km < 300$  e  $301 < Km < 350$ . Observando o histograma de frequência para as classes definidas (Figura 41), é de notar que a maior parte das amostras (aproximadamente 38%) possui uma susceptibilidade magnética entre os  $150 \times 10^{-6}$  SI e os  $200 \times 10^{-6}$  SI. Em relação ao valor médio calculado, 54% das amostras encontram-se abaixo desse valor e 46% acima desse mesmo valor.

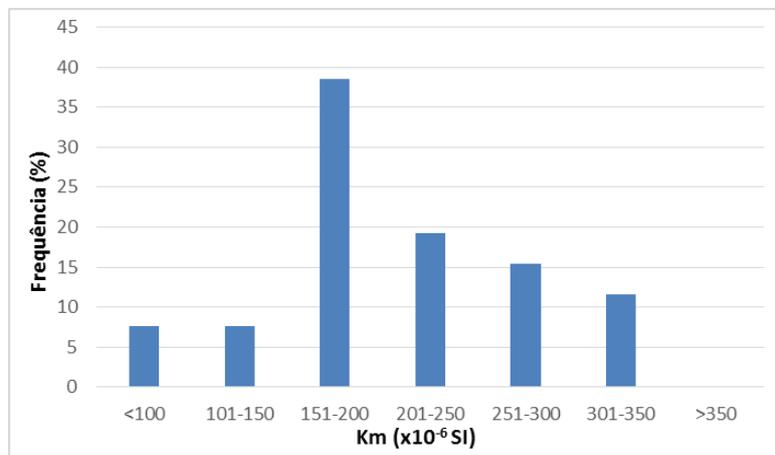


Figura 41 - Histograma de frequências dos valores de susceptibilidade magnética das amostras dos metassedimentos do Grupo das Beiras.

Projectando os valores obtidos para cada estação num mapa de contornos (Figura 42), percebe-se que existem variações na susceptibilidade magnética. Ao examinar o mapa, observa-se que na área de estudo existem zonas distintas de valores de susceptibilidade magnética, sendo uma zona mais a Noroeste com valores mais baixos (inferiores a  $200 \times 10^{-6}$  SI) e outra zona mais para Este e Sul, onde os valores são mais elevados (superiores a  $200 \times 10^{-6}$  SI). No centro da segunda zona surge uma banda onde os valores de susceptibilidade magnética são inferiores (entre  $151 \times 10^{-6}$  SI e  $200 \times 10^{-6}$  SI) à tendência geral dessa zona.

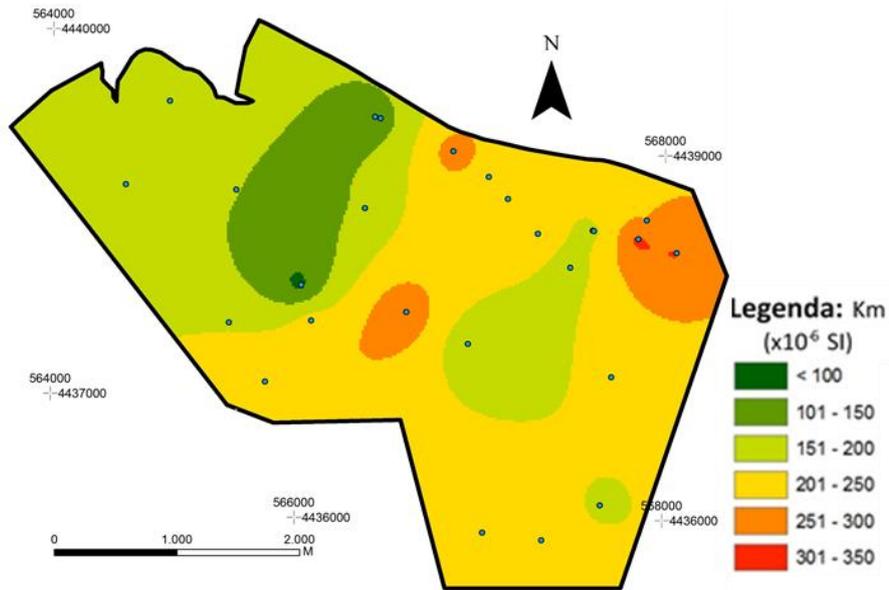


Figura 42 - Mapa de contornos da susceptibilidade magnética dos metassedimentos do Grupo das Beiras.

### 1.2.2 Grau de Anisotropia

O valor médio obtido para o grau de anisotropia foi de 8,1 %, sendo o máximo observado de 20,3 % (estação AM 27) e o mínimo 1,5% (estação AM 4). Em semelhança à susceptibilidade magnética, também foram criados mapas de contornos para o grau de anisotropia (Figura 43). Através da sua observação apercebemo-nos que na generalidade, a área estudada apresenta valores para o grau de anisotropia entre os 6% e os 11%, com exceção de uma banda localizada no centro, onde os valores sobem drasticamente até ao valor máximo observado.

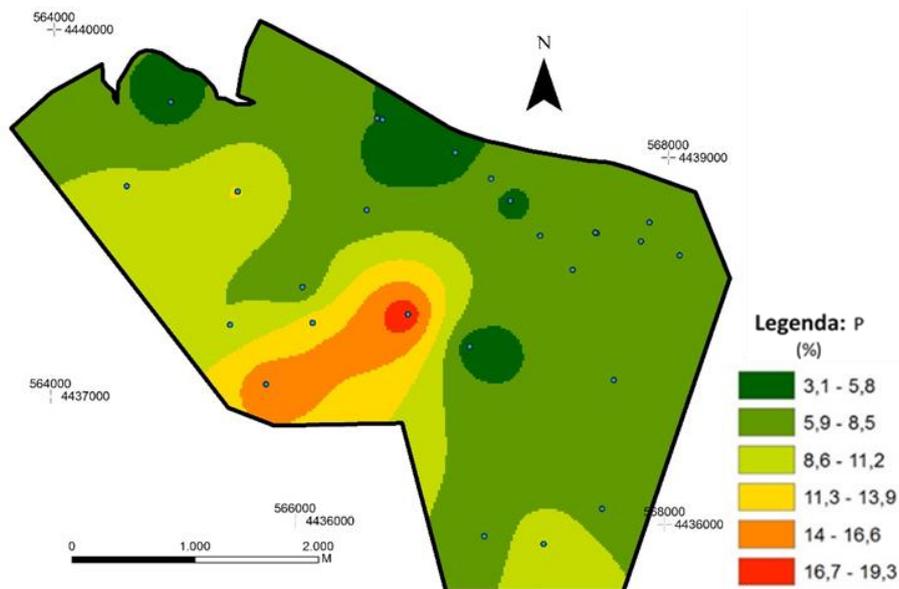


Figura 43 - Mapa de contornos do grau de anisotropia dos metassedimentos do Grupo das Beiras.

Para além do mapa de contornos, projetou-se num gráfico o grau de anisotropia em relação à susceptibilidade magnética (Figura 44). Os dados projetados encontram-se divididos em duas categorias; uma é representada por quadrados, exibindo as amostras recolhidas em metassedimentos que não tenham sofrido metamorfismo de contacto. A outra categoria está representada por círculos e representa as estações realizadas em zonas que sofreram metamorfismo de contacto.

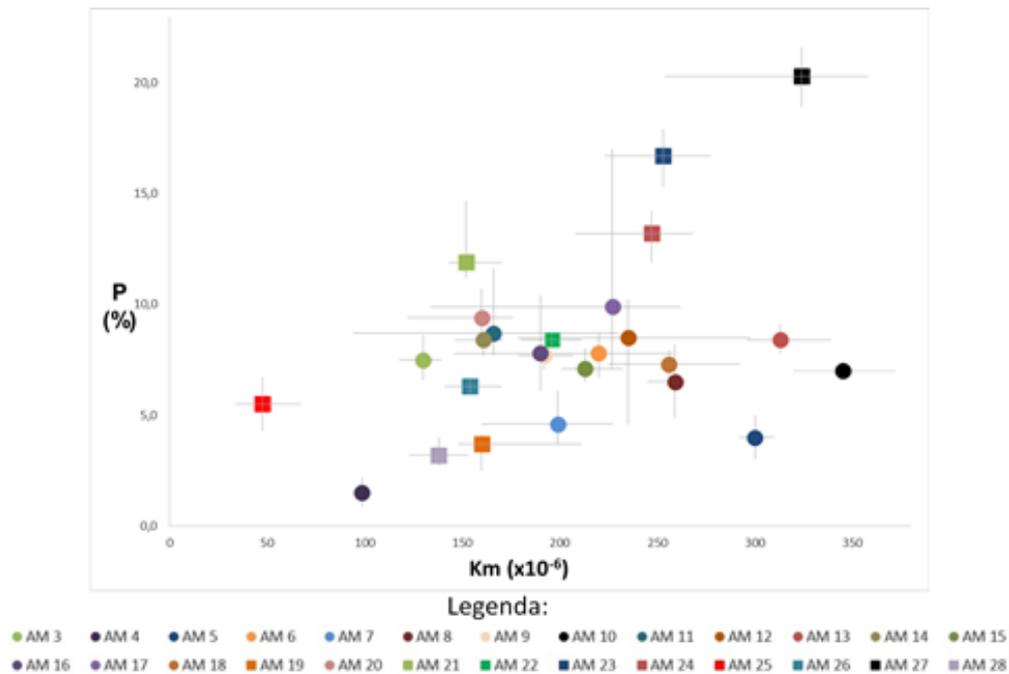


Figura 44 - Gráfico de P vs Km para as amostras dos metassedimentos do Grupo das Beiras. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.

A observação do gráfico permite tirar duas ideias iniciais: nas estações da zona de metamorfismo de contacto (círculos) não parece existir alguma relação entre o grau de anisotropia e a susceptibilidade magnética, pois o grau de anisotropia para essas estações mantém-se entre os 5% e os 10% para valores de susceptibilidade magnética entre  $130 \times 10^{-6}$  SI e  $350 \times 10^{-6}$  SI. Nas estações realizadas nos metassedimentos que não sofreram metamorfismo de contacto aparenta existir uma relação linear entre o grau de anisotropia e a susceptibilidade magnética.

### 1.2.3 Forma do Elipsoide

O valor médio obtido para o parâmetro T foi de 0,234, pertencendo ao domínio do elipsoide oblato ou achatado, variando entre 0,849 (estação AM 27) e -0,551 (estação AM 14). À semelhança dos parâmetros anteriores os valores de T para cada estação foram projetados num mapa de contornos (Figura 42), de onde se pode observar que em toda a área há um domínio da forma do elipsoide achatado ( $T > 0$ ), só havendo duas áreas de pequena dimensão onde o elipsoide adquire uma forma alongada ( $T < 0$ ).

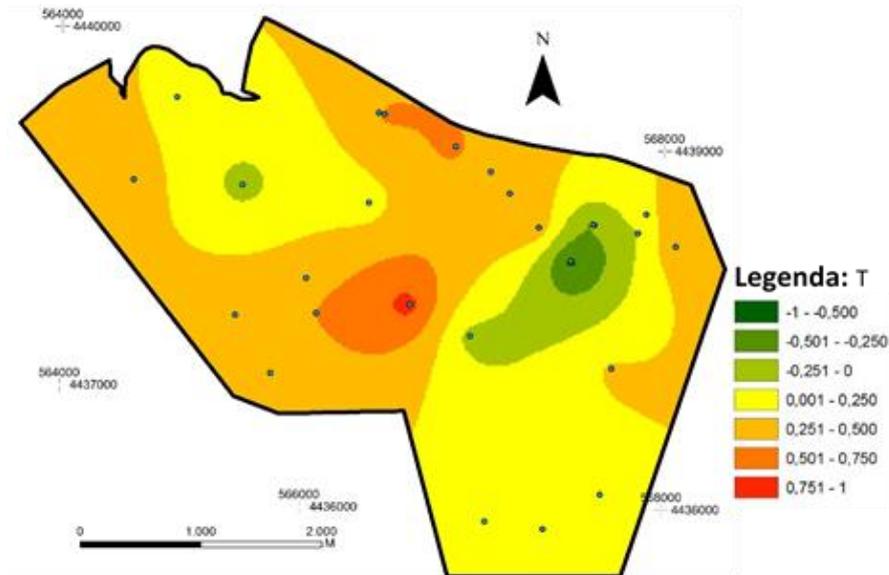


Figura 45 - Mapa de contornos do parâmetro T dos metassedimentos do Grupo das Beiras.

Do modo a enfatizar o domínio do elipsoide achatado projetaram-se também os dados num diagrama de Flinn (Figura 46), onde se relacionou os parâmetros L e F. Neste diagrama, onde a linha separa o campo do elipsoide achatado do campo do elipsoide alongado, pode-se entender que grande parte das estações se encontra no campo do achatado, significando que o *fabric* magnético dos metassedimentos é predominantemente planar.

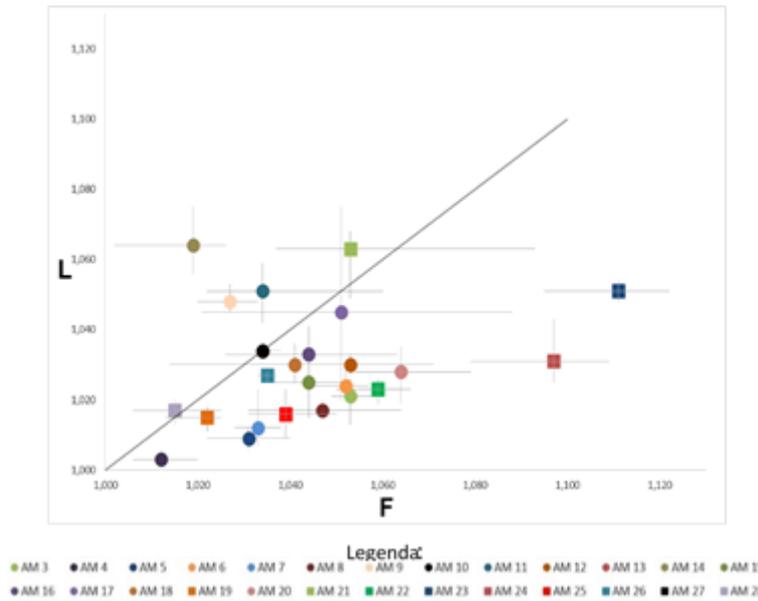


Figura 46 - Diagrama de Flinn para as estações realizadas nos metassedimentos do Grupo das Beiras. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.

Também se projetaram as estações em diagramas de Jelinek (1981), onde se relacionaram o parâmetro T com a susceptibilidade magnética (Figura 47) e o grau de anisotropia (Figura 48). Aqui também se observam algumas diferenças entre as estações realizadas nas zonas sem metamorfismo e com metamorfismo de contacto. Mais uma vez parece surgir uma relação linear entre os parâmetros projetados para as estações das zonas sem metamorfismo de contacto, em ambos os diagramas.

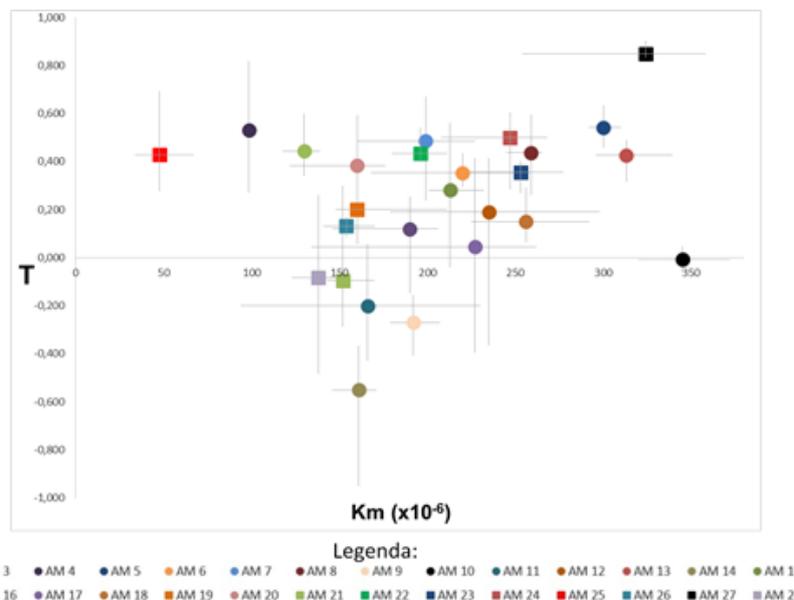


Figura 47 - Diagrama de Jelinek (1981), com o parâmetro T projetado em relação à susceptibilidade magnética para as amostras dos metassedimentos do Grupo das Beiras. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.

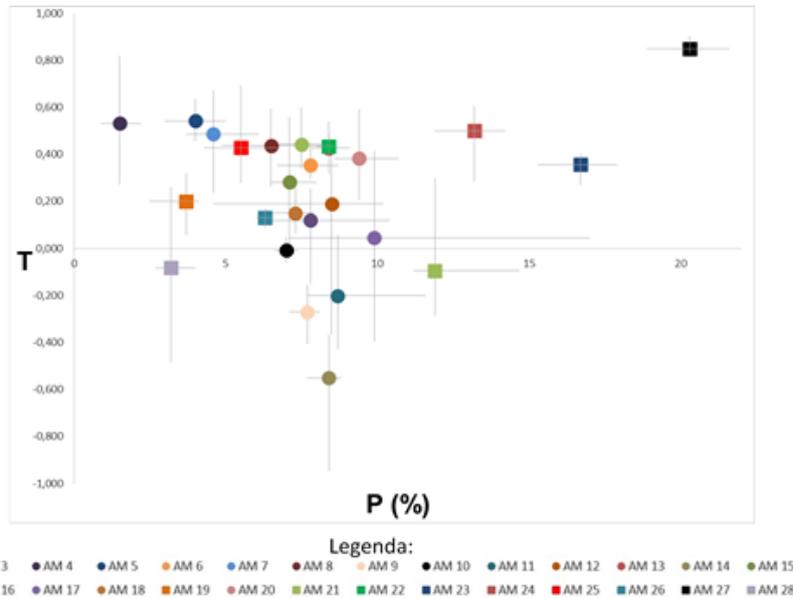


Figura 48 - Diagrama de Jelinek (1981), com o parâmetro T projetado em relação ao grau de anisotropia (P) para as amostras dos metassedimentos do CXG. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.

### 1.2.4 Fabric Magnético

O *fabric* magnético dos metassedimentos do Grupo das Beiras parece ser de certa forma consistente, na área estudada. Na figura 49 foram compilados as projeções em rede estereográfica dos eixos das susceptibilidades principais, para cada estação de amostragem.

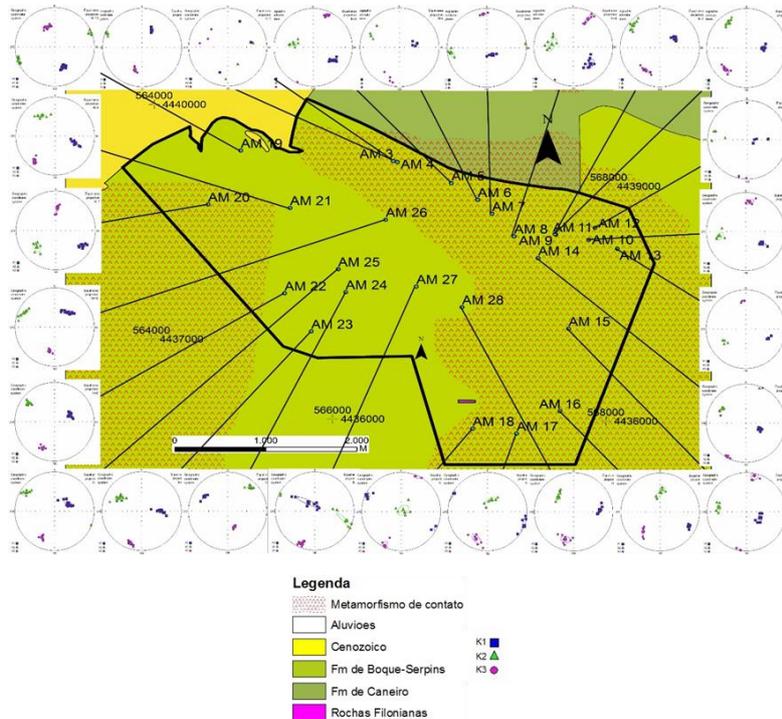


Figura 49 - Susceptibilidades principais projetadas em rede estereográfica pelo programa ANISOFT para cada estação de amostragem.

Através dos dados anteriores, procedeu-se à transformação dos eixos das susceptibilidades máximas e mínimas, nas foliações magnéticas (Figura 50) e lineações magnéticas (Figura 52).

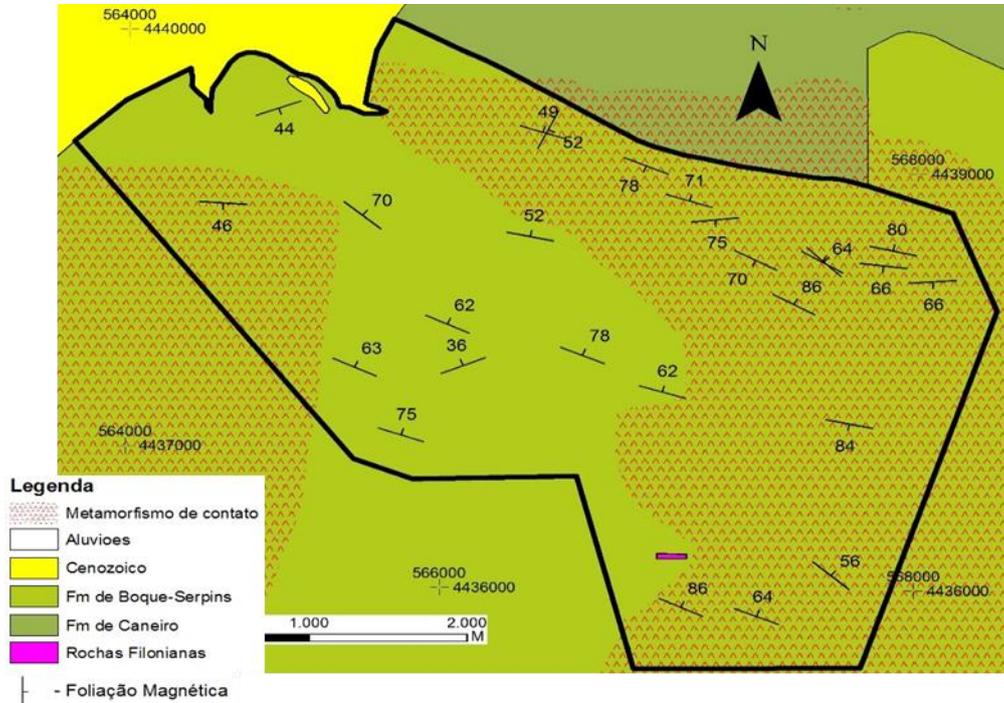


Figura 50 – Mapa das foliações magnéticas dos metassedimentos do Grupo das Beiras.

No diagrama de rosetas (Figura 51) pode-se notar que as direções das foliações têm uma tendência geral de WNW, sendo essa a direção predominante, e o pendor em média é de  $65^\circ$ , variando de  $36^\circ$  (estação AM 24) até  $86^\circ$  (estações AM 14 e AM 18).

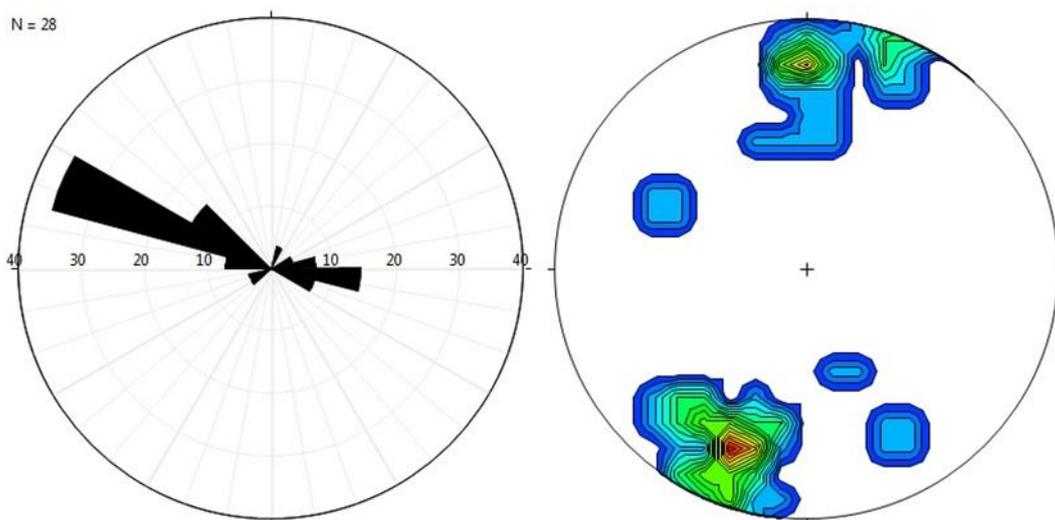


Figura 51 - À esquerda, diagrama de rosetas para as direções das foliações magnéticas. À direita, mapa de contornos para os polos das foliações magnéticas.

Quanto às lineações magnéticas, parece existir uma tendência geral da direção, para Este, facto confirmado pelo mapa das lineações (Figura 52). Em média o pendor das lineações é da ordem dos  $45^{\circ}$ , observando-se uma variação de  $2^{\circ}$  a  $68^{\circ}$ .

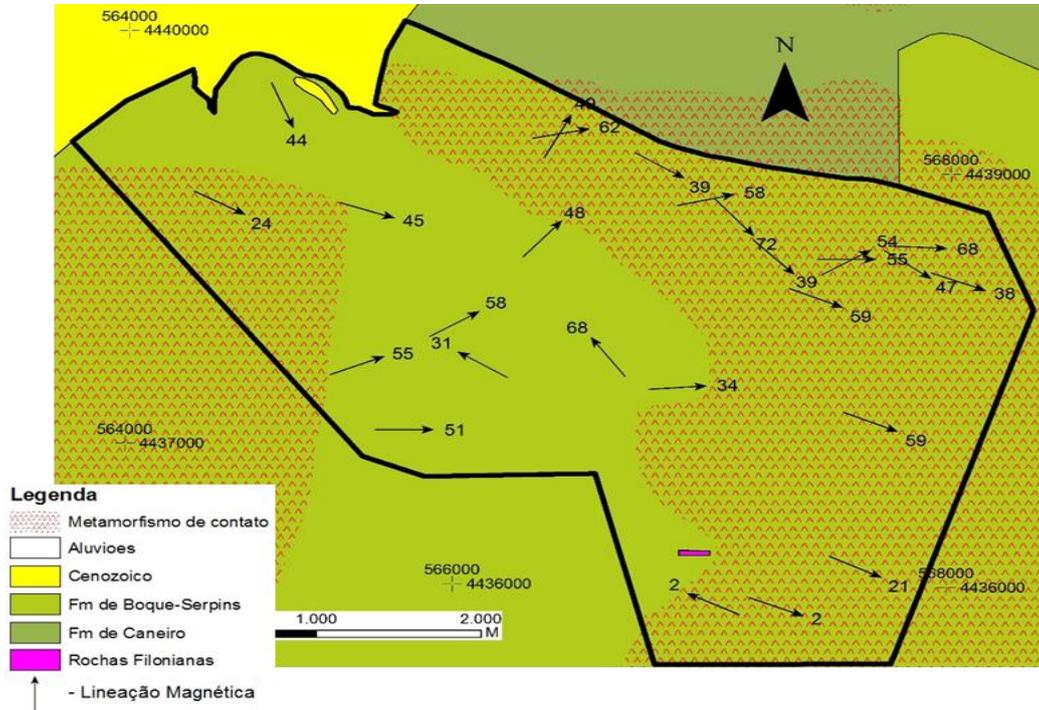


Figura 52 – Mapa de lineações magnéticas dos metassedimentos do Grupo das Beiras.

Através da projeção no diagrama de rosetas (Figura 53), podemos inferir que a direção das lineações se parecem agrupar em três famílias principais: N  $30^{\circ}$  -  $40^{\circ}$ , N  $90^{\circ}$  e N  $110^{\circ}$  -  $120^{\circ}$ .

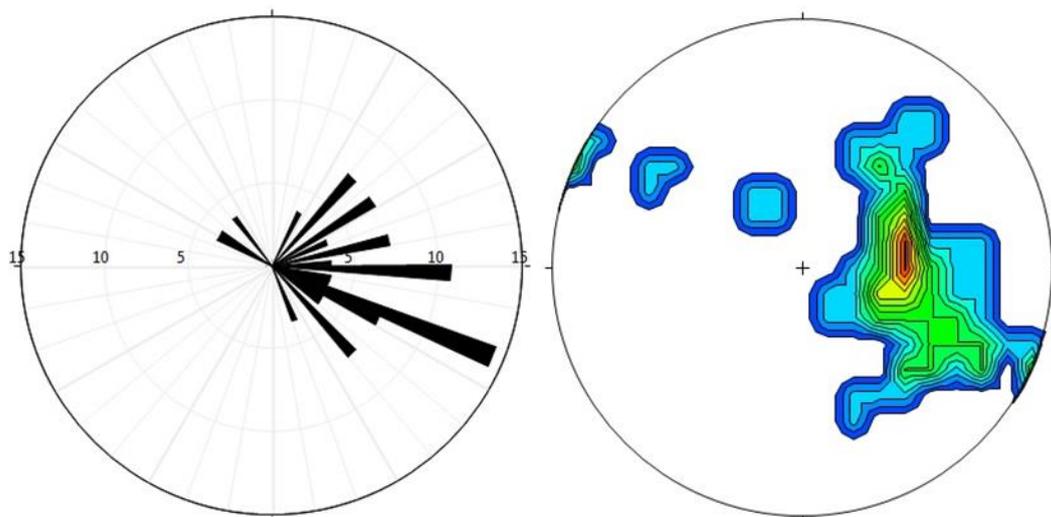


Figura 53 - À esquerda, diagrama de rosetas para as direções das lineações magnéticas. À direita, mapa de contornos para os polos das lineações magnéticas.

## 2. Plutonito de Coentral

### 2.1 Petrografia e Microestruturas

Na bibliografia encontram-se disponíveis alguns textos sobre a petrografia do granito de Coentral, de que destacamos Gomes (1990), Gomes *et al.* (1991), Gomes & Pereira (2007) e Gomes *et al.* (2007). Nesta secção pretende-se apenas referir as estruturas mais importantes para o tema deste trabalho.

Dos constituintes minerais que compõem o granito de Coentral foram selecionados os minerais que pela sua composição e pelas suas características relativas à deformação e ao metamorfismo podem, de algum modo, afetar o *fabric* magnético da rocha.

O feldspato potássico, que no plutonito do Coentral surge como megacristal e como material componente da matriz, apresenta maclas cruzadas segundo a lei da albite e periclina (Figura 54 – imagem a), podendo também observar-se maclas simples e compósitas (Figura 54 – imagem b e c).

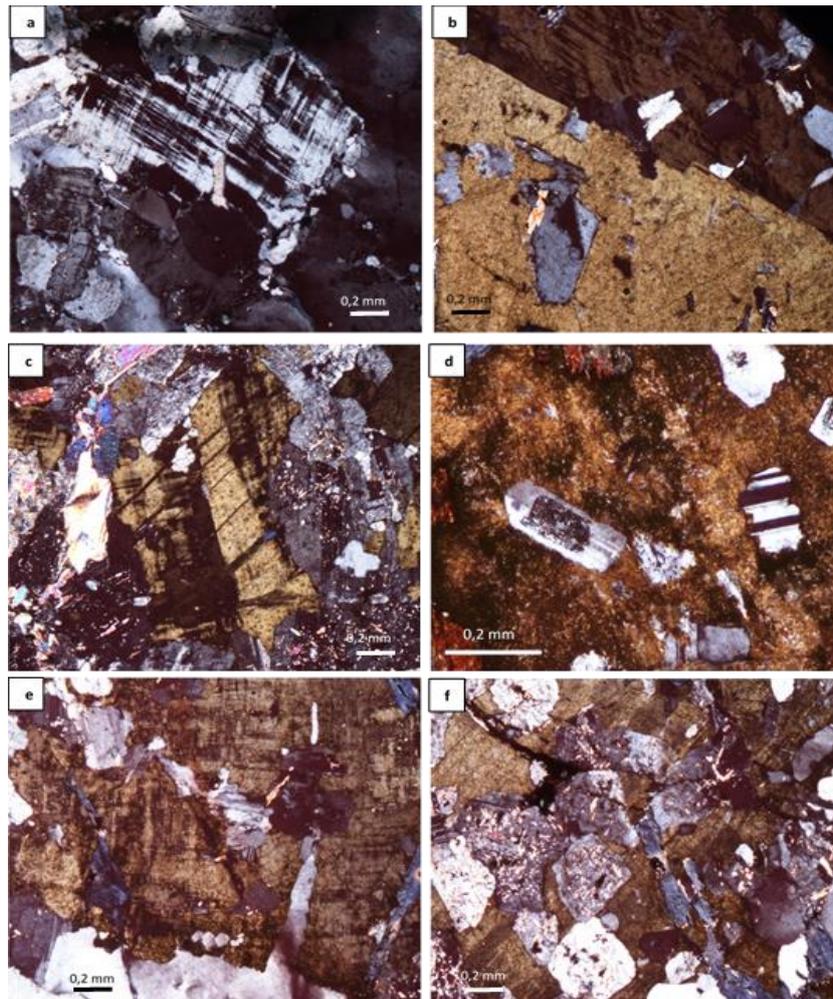


Figura 54 - Cristais e megacristais de feldspato potássico; a e b – Lâmina CO 68, c – Lâmina CO 32, d Lâmina CO 33, e e f – Lâmina CO 29; todas as fotos em nicóis cruzados.

Os megacristais possuem, quase sempre, inclusões, mais observadas a plagioclase e o quartzo. Por vezes, observam-se indícios do feldspato potássico a substituir a plagioclase (Figura 54 – imagem f).

Em relação aos megacristais, observam-se várias estruturas importantes no que respeita á organização dos minerais inclusos nos megacristais e localizados no bordo destes. Alguns megacristais parecem apresentar as inclusões distribuídas aleatoriamente (Figura 55 – imagem b), enquanto outros sugerem que as inclusões estejam dispostas concêntricamente (Figura 55 – imagem c). Em relação aos minerais situados na matriz envolvente dos megacristais, observa-se uma reorientação das micas, surgindo a contornar o bordo dos megacristais (Figura 55 – imagem a, d, e, f).

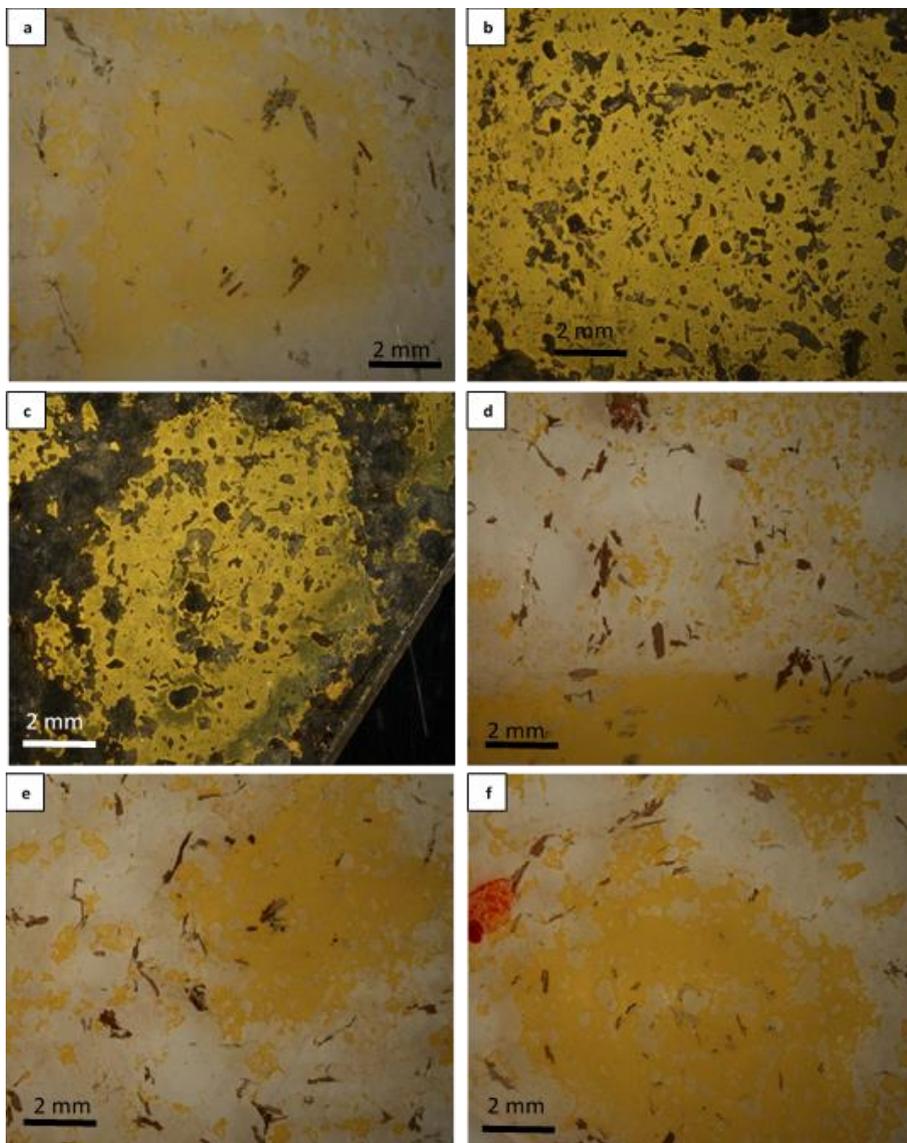


Figura 55 - Fotos de megacristais de feldspato potássico observados à lupa binocular; a – CO-68; b e d – CO 63; c, e, f – CO 33.

A plagioclase no geral aparece muito alterada, com substituição por moscovite no núcleo (Figura 56 – imagem c e d) de grande parte dos grãos observados. É possível observar que alguns cristais de plagioclase exibem zonamento (Figura 56 – imagem a) e também extinção ondulante (Figura 56 – imagem b), mas muito raramente. É de notar também o aparecimento de cristais subédricos e exibindo maclas de Carlsbad.

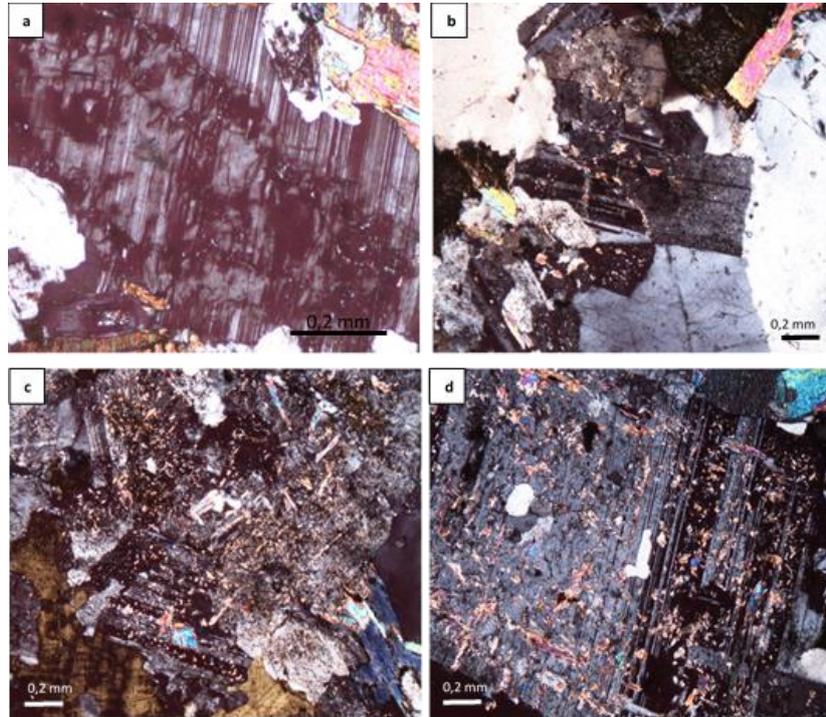


Figura 56 - Cristais de plagioclase exibindo zonamento (a), extinção ondulante (b) e substituição por moscovite no núcleo; a – CO 63; b – CO 31; c – CO 32; d – CO 57.

Alguns grãos de plagioclase mostram deflexões nas maclas (Figura 57) e maclas com terminações fusiformes ou maclas mecânicas (Figura 58).

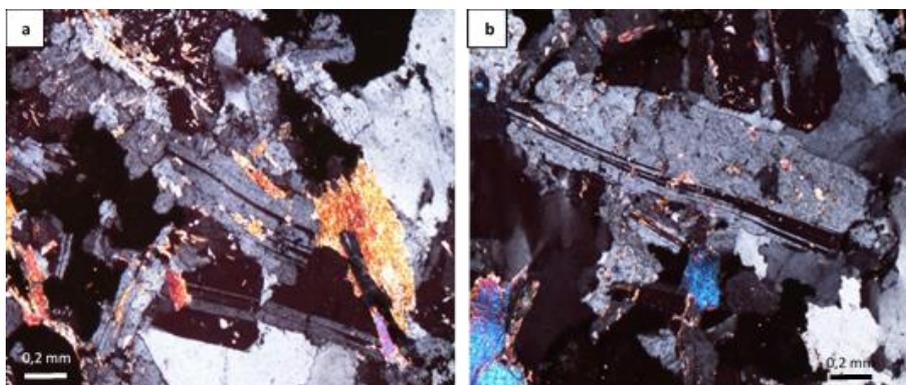


Figura 57 - Maclas deflectidas na plagioclase; a e b – Lâmina CO 57, em nicóis cruzados.

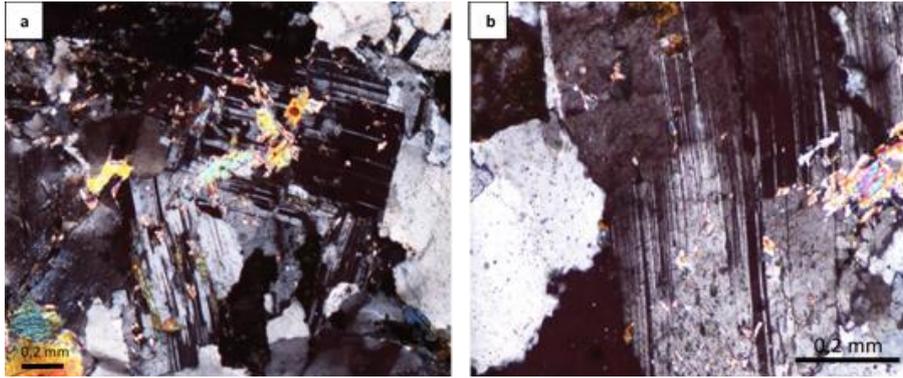


Figura 58 - Plagioclases exibindo maclas mecânicas; a e b – Lâmina CO 57; imagens em nicóis cruzados.

Nos cristais de quartzo procurou-se observar estruturas que indicassem algum tipo de deformação. No geral os cristais de quartzo são incolores e subédricos a anédricos, podendo surgir alguns cristais com a forma hexagonal bem definida (Figura 59 – Imagem a), com os limites irregulares.

No quartzo também encontramos sinais de deformação dúctil e de deformação frágil. A deformação frágil é expressa pela presença de fraturas nos cristais (Figura 59 – Imagem a e b). Como resultado de deformação dúctil podemos observar extinção ondulante (Figura 59 – Imagem c), subgrãos nos cristais de quartzo (Figura 59 – Imagem d), e bandas de deformação (Figura 59 – Imagem e).

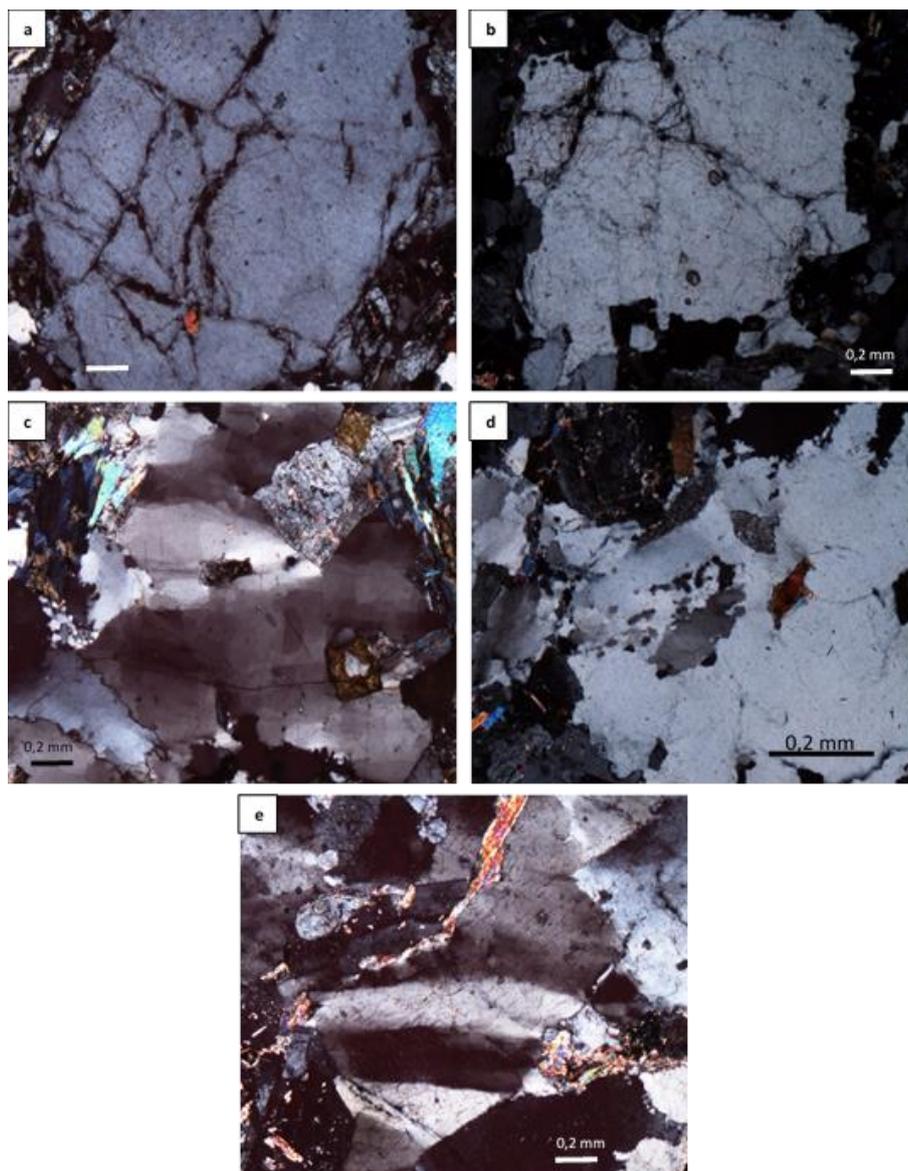


Figura 59 - Fotos ao microscópio de cristais de quartzo; a e b – Lâmina CO 68; c e d – Lâminas CO 63; d – Lâmina CO 31; Todas as imagens possuem nicóis cruzados.

As micas e a clorite são os minerais que apresentam os aspetos mais marcantes de deformação e metamorfismo. Observa-se nas várias lâminas a moscovite, a clorite resultante de alteração da biotite primária e biotites de origem secundária (Figura 60) (Gomes, 1990).



Figura 60 - Cristal de biotite cloritizada associada a cristal de moscovite; Lâmina CO 63, a - nicóis paralelos, b - nicóis cruzados.

Em muitas das lâminas estudadas é possível observar biotites completamente alteradas para clorite, com as clorites a apresentar os zircões herdados e as auréolas que envolvem estas inclusões (Figura 61, imagem a). A biotite e a moscovite por vezes surgem em aglomerados de cristais (Figura 61, imagem b) que representam xenólitos.

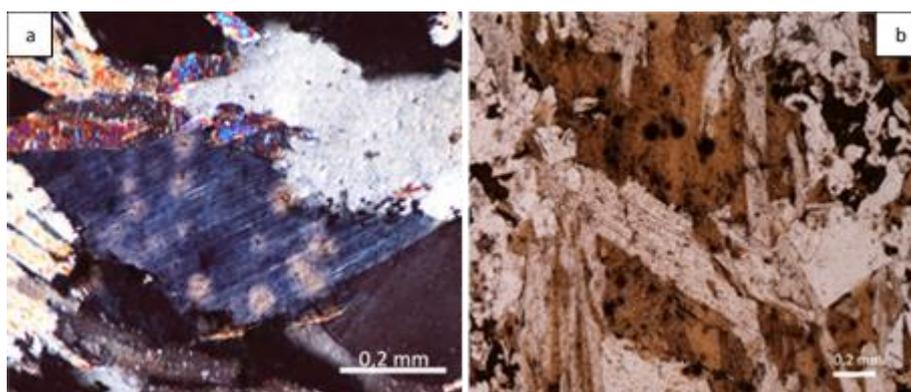


Figura 61 - Clorite exibindo zircões herdados das biotites (a) e aglomerado de biotite e moscovite (b); a -Lâmina CO 68, nicóis cruzados; b- Lâmina CO 68, nicóis paralelos.

Um outro aspeto que se observa em muitos cristais de moscovite é o surgimento de biotite e clorite ao longo das clivagens da primeira (Figura 62).

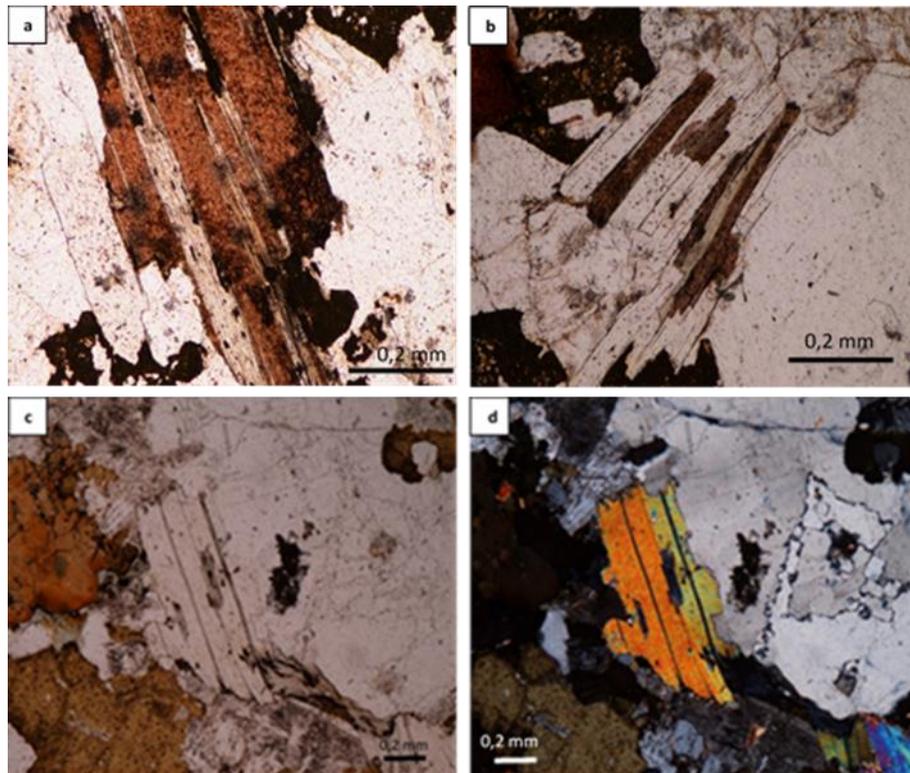


Figura 62 - Cristais de moscovite com biotite e clorite, resultante da alteração da biotite, intestratificada ao longo das clivagens; a – Lâmina CO 63, em nicóis paralelos; b – Lâmina CO 33, em nicóis paralelos; c e d – Lâmina CO 68 em nicóis paralelos e cruzados.

A moscovite apresenta também várias gerações, sendo as gerações de origem secundária evidenciada pela textura na Figura 63 e é o mineral que melhor apresenta os efeitos da deformação a que o plutonito esteve sujeito.



Figura 63 - Aspeto da moscovite secundária; Lâmina CO 57 em nicóis cruzados.

Como exemplo de deformação, observam-se deflexões nas clivagens (Figura 64) que por vezes abrem espaços onde surgem outros minerais, como a clorite (Figura 64 – imagem d).

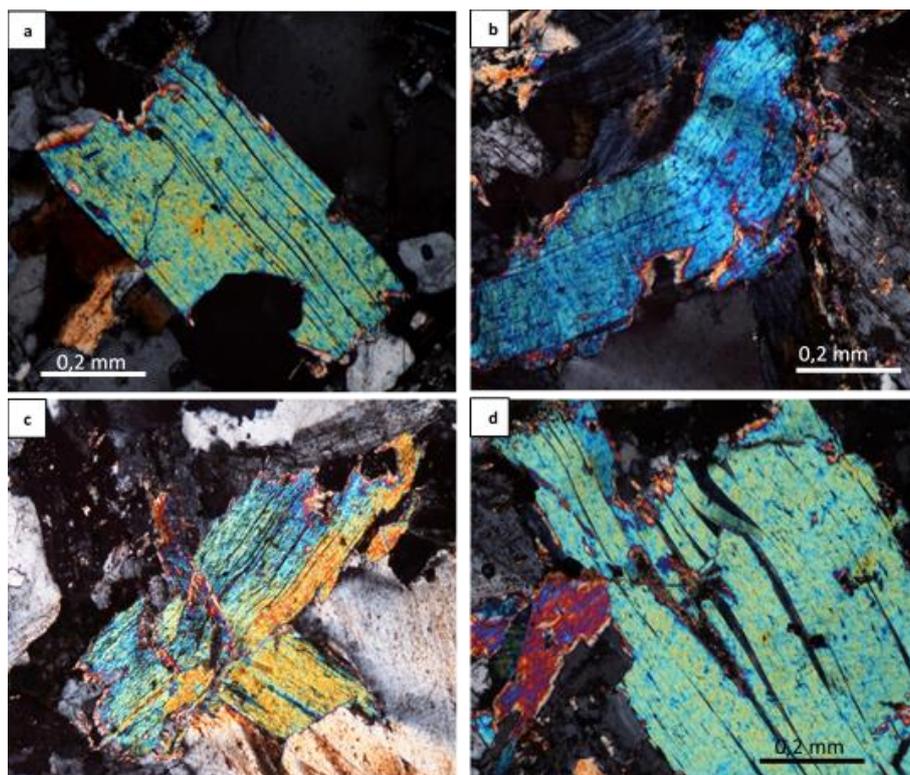


Figura 64 - Deflexão das clivagens das moscovites; a – Lâmina COR 63, b – Lâmina CO 29, c – Lâmina CO 31, d – Lâmina CO 68; fotos com nicóis cruzados.

Para além do que foi referido acima, também se observam *kinks* em alguns grãos de moscovite nas clivagens (Figura 65).

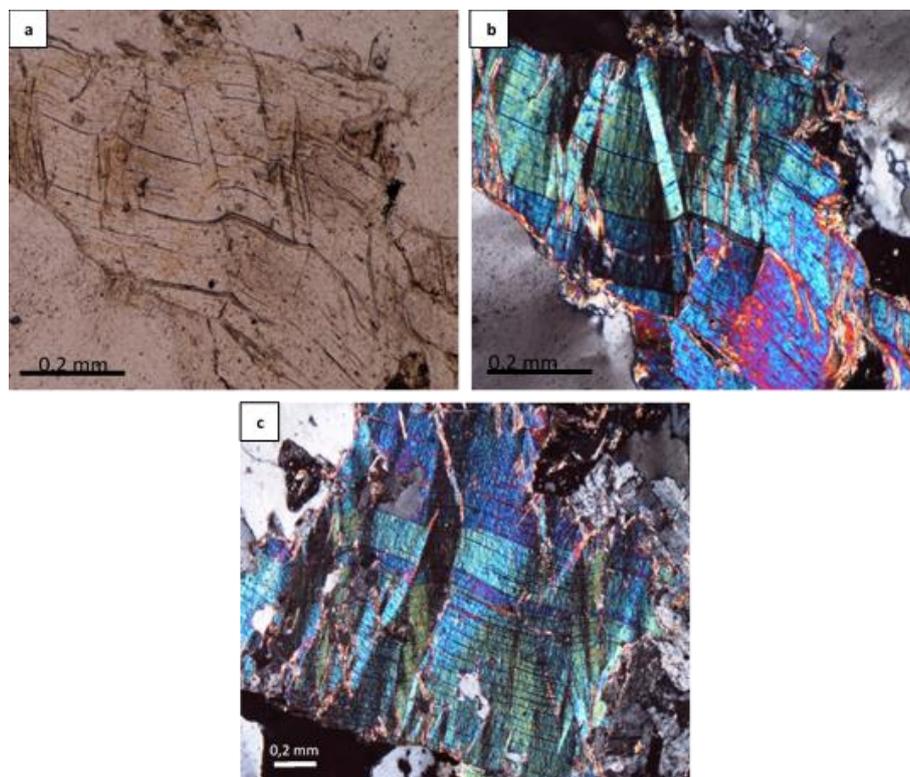


Figura 65 - Moscovite exibindo kinks; Lâmina CO 29, a – nicóis paralelos, b e c – nicóis cruzados.

Em algumas lâminas (CO 68 e CO 31) foi possível observar turmalinas (Figura 63). Estas apresentam pleocroísmo leve, de castanho a castanho claro e forma anédrica a subédrica.

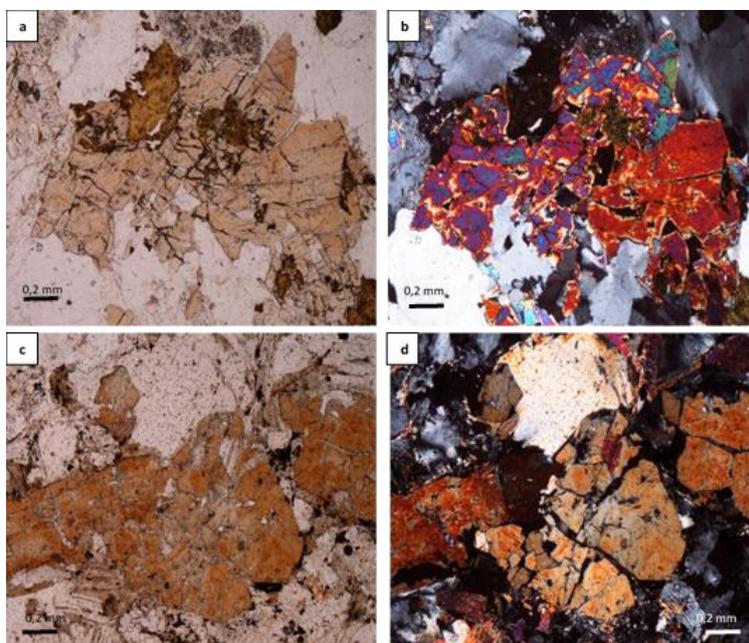


Figura 66 - Cristais de turmalina; a e b – Lamina CO 68; c e d – Lâmina CO 31; a e c em nicóis paralelos; b e d em nicóis cruzados.

## 2.2 Análise de ASM

Como já foi referido anteriormente, no plutonito de Coentral foram realizadas 18 estações, resultando na análise de 126 amostras.

Os dados referentes às amostras analisadas, na balança de susceptibilidade magnética, foram compilados na tabela 2, tal como foi feito á litologia anteriormente estudada. Foi adicionado o parâmetro  $P_{\text{Para}}$  para melhor visualização do grau de anisotropia resultante de contributo paramagnético, segundo Rochette (1987).

No caso do Plutonito do Coentral não foi feito uma separação de litologias, pois não foi possível realizar uma cartografia das fácies do granito, tal como já foi referido por Gomes (1990).

Tabela 2 - Dados de ASM do Plutonito de Coentral.

Estações	K <sub>max</sub>			K <sub>min</sub>			E <sub>12</sub>	E <sub>23</sub>	E <sub>31</sub>	Km (x10 <sup>-6</sup> SI)	St. Err (x10 <sup>-5</sup> SI)	P (%)	Ppara (%)	T	L	F	Foliação Magnética	Lineação Magnética	N
	Dec (°)	Inc (°)	Int	Dec (°)	Inc (°)	Int													
COR1	310	25	1,009	185	51	0,988	13	22	21	63,8	1,3	3,2	2,1	0,623	1,006	1,026	N275; 39NE	25→N310	7
COR2	89	37	1,012	294	50	0,981	26	9	16	82,5	1,42	3,9	3,2	0,372	1,012	1,027	N24; 40SE	37→N89	10
COR3	242	22	1,015	25	63	0,986	21	34	11	65,9	0,482	3,6	2,9	0,113	1,015	1,021	N115; 27SW	22→N242	5
COR4	8	38	1,014	142	42	0,981	18	5	9	71,2	0,636	3,6	3,4	0,420	1,010	1,025	N232; 48NW	38→N8	6
COR5	66	22	1,011	187	53	0,982	24	8	5	71,2	1,12	3,2	3,0	0,625	1,006	1,026	N277; 37NE	22→N66	9
COR6	2	4	1,014	267	49	0,985	15	11	5	92,6	0,528	3,2	2,9	-0,004	1,014	1,017	N357; 41NE	4→N2	7
COR7	156	42	1,016	277	30	0,982	5	13	6	80,7	0,54	3,9	3,5	0,209	1,015	1,023	N7; 60SE	42→N156	7
COR8	323	7	1,014	61	48	0,99	14	50	7	87,2	0,426	3,3	2,4	0,302	1,011	1,022	N151; 43SW	7→N323	7
COR9	39	34	1,017	278	38	0,973	43	5	14	75,9	1,55	5,6	4,5	0,241	1,014	1,040	N8; 52SE	34→N39	7
COR10	20	44	1,015	113	4	0,983	14	9	6	75,6	0,818	3,4	3,3	0,262	1,013	1,021	N203; 86NW	44→N20	6
COR11	100	41	1,011	9	2	0,983	33	19	20	65,5	0,355	3,3	2,8	0,681	1,005	1,028	N99; 89SW	41→N100	8
COR12	103	21	1,017	236	61	0,986	18	39	8	77,4	0,481	3,7	3,1	-0,177	1,020	1,016	N326; 29NE	21→N103	5
COR13	93	54	1,020	280	36	0,977	15	25	8	75,3	1,16	5,7	4,4	0,153	1,023	1,033	N10; 54SE	54→N93	12
COR14	134	41	1,016	284	45	0,981	13	6	4	63,8	0,733	3,7	3,6	0,224	1,014	1,023	N14; 45SE	41→N134	5
COR15	165	47	1,015	56	18	0,988	21	41	15	83,9	1,56	3,8	2,7	0,043	1,018	1,019	N146; 72SW	47→N165	8
COR16	2	21	1,009	218	65	0,986	24	9	9	89,6	1,06	2,6	2,3	0,611	1,005	1,021	N308; 25NE	21→N2	6
COR17	318	28	1,013	168	58	0,984	15	6	15	73,7	1,46	3,6	2,9	0,232	1,013	1,022	N258; 32NW	28→N318	6
COR18	280	26	1,016	145	55	0,975	23	3	4	81,4	1,28	4,4	4,2	0,578	1,008	1,035	N235; 35NW	26→N280	5

### 2.2.1 Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética no geral, para o plutonito de Coentral é baixa, revelando um comportamento paramagnético do granito. A susceptibilidade média, obtida por média aritmética é de  $77 \times 10^{-6}$  SI, variando desde de  $63,8 \times 10^{-6}$  SI (estação COR 1) até  $92 \times 10^{-6}$  SI (estação COR 6).

Foi feita uma análise de frequências para as susceptibilidades magnéticas do plutonito de Coentral, tendo sido estabelecidas nove classes com um intervalo de  $5 \times 10^{-6}$  SI. O histograma de frequências (Figura 67) permite observar que as susceptibilidades magnéticas encontram-se maioritariamente no intervalo  $75 \times 10^{-6}$  SI a  $85 \times 10^{-6}$  SI (correspondendo a um total de 44%).

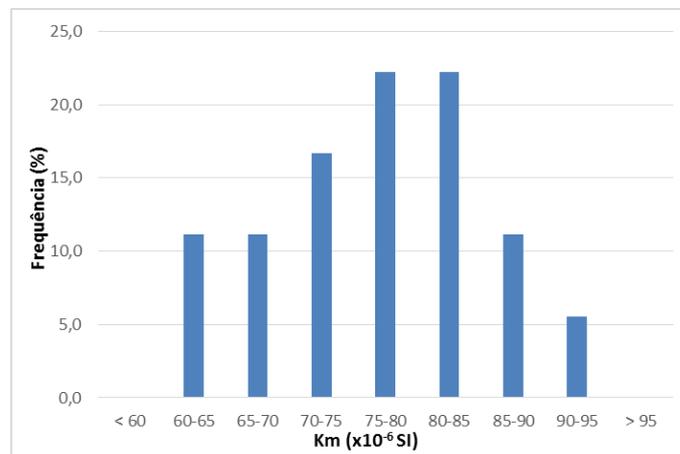


Figura 67 - Histograma de frequências da susceptibilidade magnética do plutonito de Coentral.

O mapa de contornos (Figura 68) para a susceptibilidade magnética do plutonito de Coentral parece evidenciar duas áreas distintas de valores de susceptibilidade. Uma área compreende a zona mais Norte e Nordeste do plutonito onde a susceptibilidade magnética é menor, não ultrapassando os  $75 \times 10^{-6}$  SI. A segunda área situa-se na zona mais a Este e Sul do plutonito onde a susceptibilidade é superior, situando-se acima dos  $76 \times 10^{-6}$  SI.

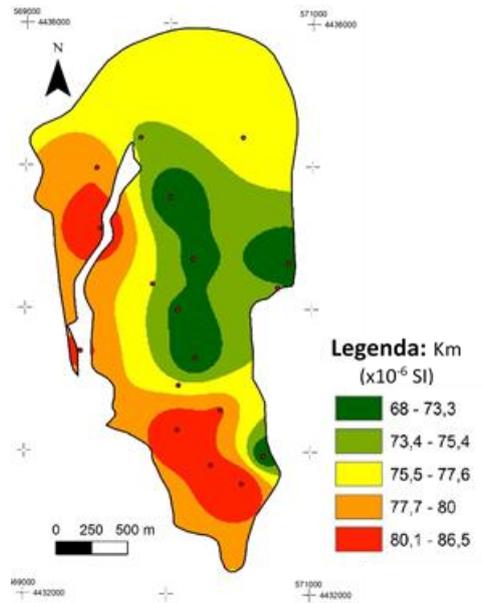


Figura 68 - Mapa de contornos para a susceptibilidade magnética do plutonito de Coentral.

### 2.2.2 Grau de Anisotropia

O grau de anisotropia total para o plutonito de Coentral é em media 3,8 %, variando desde de o mínimo observado de 2,6 (estação COR 16) até a um máximo de 5,6 (estação COR 9).

A partir do mapa de contornos (Figura 69) percebe-se que, no geral, o grau de anisotropia mantem-se entre 3% e os 4%; Surgem duas zonas de pequena dimensão onde há um aumento do grau de anisotropia para valores superiores a 5%.

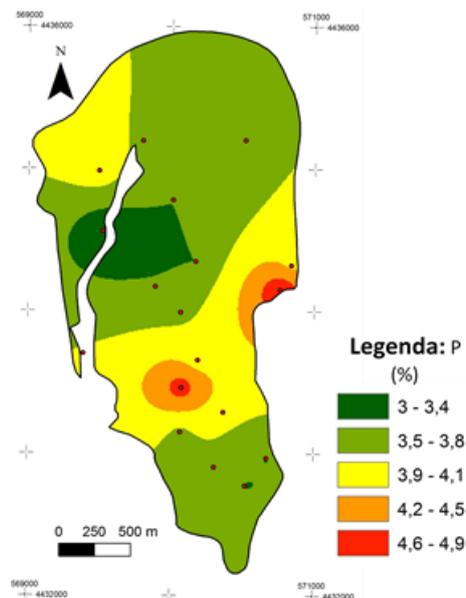


Figura 69 - Mapa de contornos para o grau de anisotropia total do plutonito de Coentral.

Ao realizar-se a projeção do grau de anisotropia em relação á susceptibilidade magnética (Figura 70), observa-se que não existe nenhuma relação entre os dois parâmetros magnéticos.

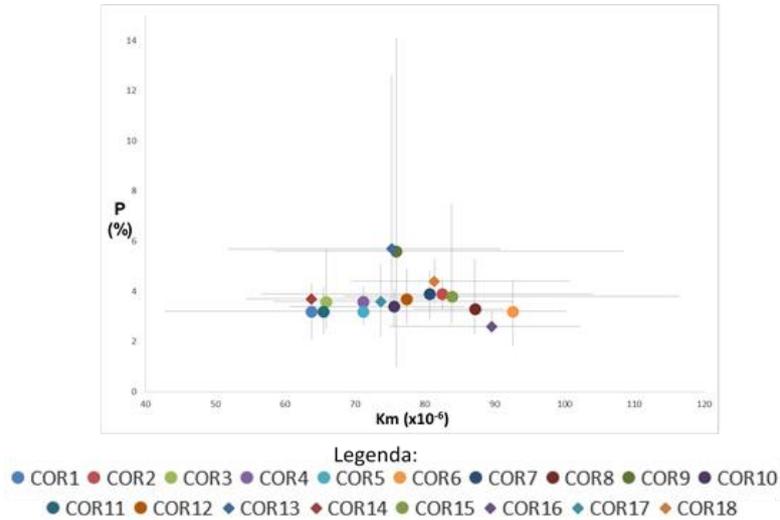


Figura 70 - Grau de anisotropia vs susceptibilidade magnética para o plutonito de Coentral. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.

Para uma melhor interpretação foi calculado o grau de anisotropia resultante apenas da contribuição paramagnética do granito de Coentral. Os valores são inferiores em relação ao grau de anisotropia de contribuição total. A média aritmética para o  $P_{para}$  é de 3,2% e o mínimo obtido é 2,1% (Estação COR 1) e o máximo 4,5% (Estação COR 9). Em termos de distribuição espacial, os mapas de contornos são semelhantes (Figura 71), surgindo diferenças apenas numa pequena zona a Noroeste onde o grau de anisotropia é mais elevado em relação ao mapa de contornos para o grau de anisotropia total.

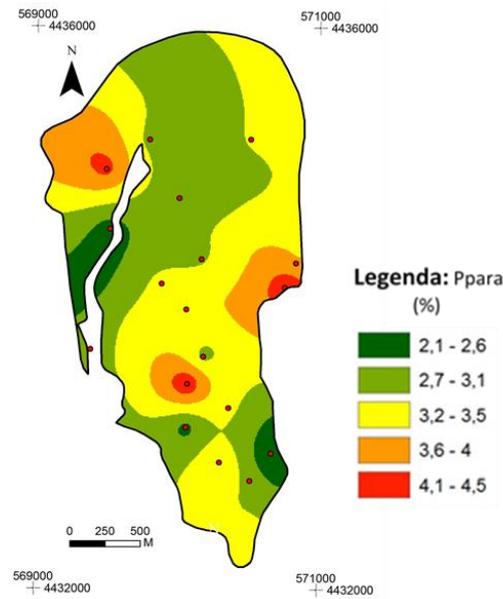


Figura 71 - Mapa de contornos do grau de anisotropia resultante apenas da contribuição paramagnética do Plutonito de Coentral.

### 2.2.3 Forma do Elipsoide

No plutonito de Coentral observa-se um domínio do *fabric* magnético planar, evidenciado pelo parâmetro T ser maior que zero em quase toda a área do plutonito. A média aritmética para T é de 0,306, variando de -0,177 (estação COR 12) até 0,681 (estação COR 11).

Através do mapa de contornos (Figura 72) é possível confirmar o domínio do *fabric* magnético planar quase na totalidade da área do plutonito, surgindo apenas dois pontos onde se observa um *fabric* linear (estações COR 6 e COR 12).

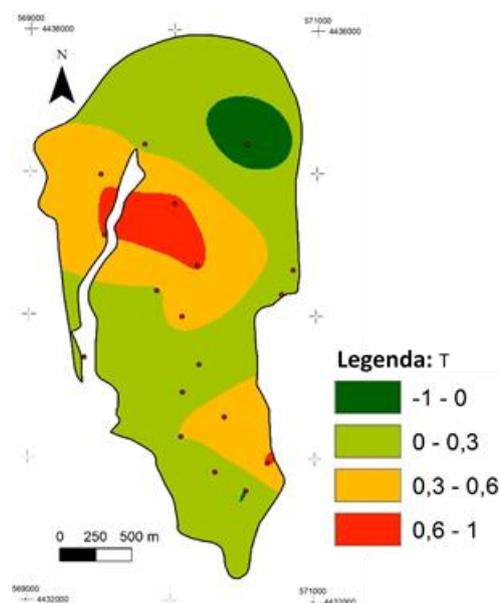


Figura 72 - Mapa de contornos para o parâmetro T do plutonito de Coentral.

Observa-se que existe uma faixa, localizada numa área mais central, onde o parâmetro T possui valores superiores à média.

Os parâmetros L e F também foram projetados num diagrama de Flinn (Figura 73), onde mais uma vez se confirma o domínio do *fabric* magnético planar, encontrando-se praticamente todas as estações no campo do elipsoide achatado.

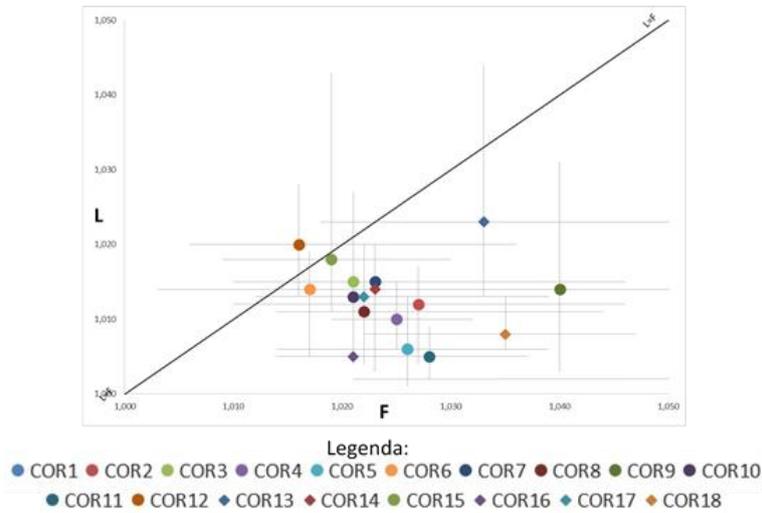


Figura 73 - Diagrama de Flinn para as estações do plutonito de Coentral. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.

Mais uma vez foram construídos diagramas de Jelinek (1981) onde foram projetados o parâmetro T em relação a susceptibilidade magnética e o grau de anisotropia (Figura 74). A partir da sua observação, conclui-se que não existe nenhuma relação entre os parâmetros projetados.

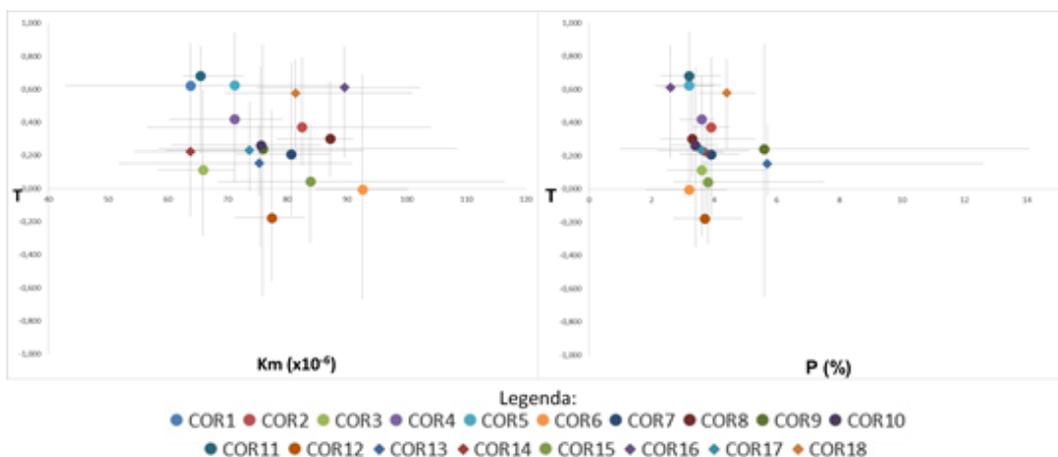


Figura 74 - Diagramas de Jelinek (1981) para as estações realizadas no plutonito de Coentral. Linhas cinzentas representam o máximo e mínimo obtido para cada estação.

### 2.2.4 Fabric Magnético

O *fabric* magnético do plutonito de Coentral parece sugerir um paralelismo entre as foliações magnéticas e os limites do plutonito, pendendo na maior parte das vezes para o exterior do mesmo. Na figura 75 encontram-se representados para cada estação de amostragem os eixos das susceptibilidades principais.

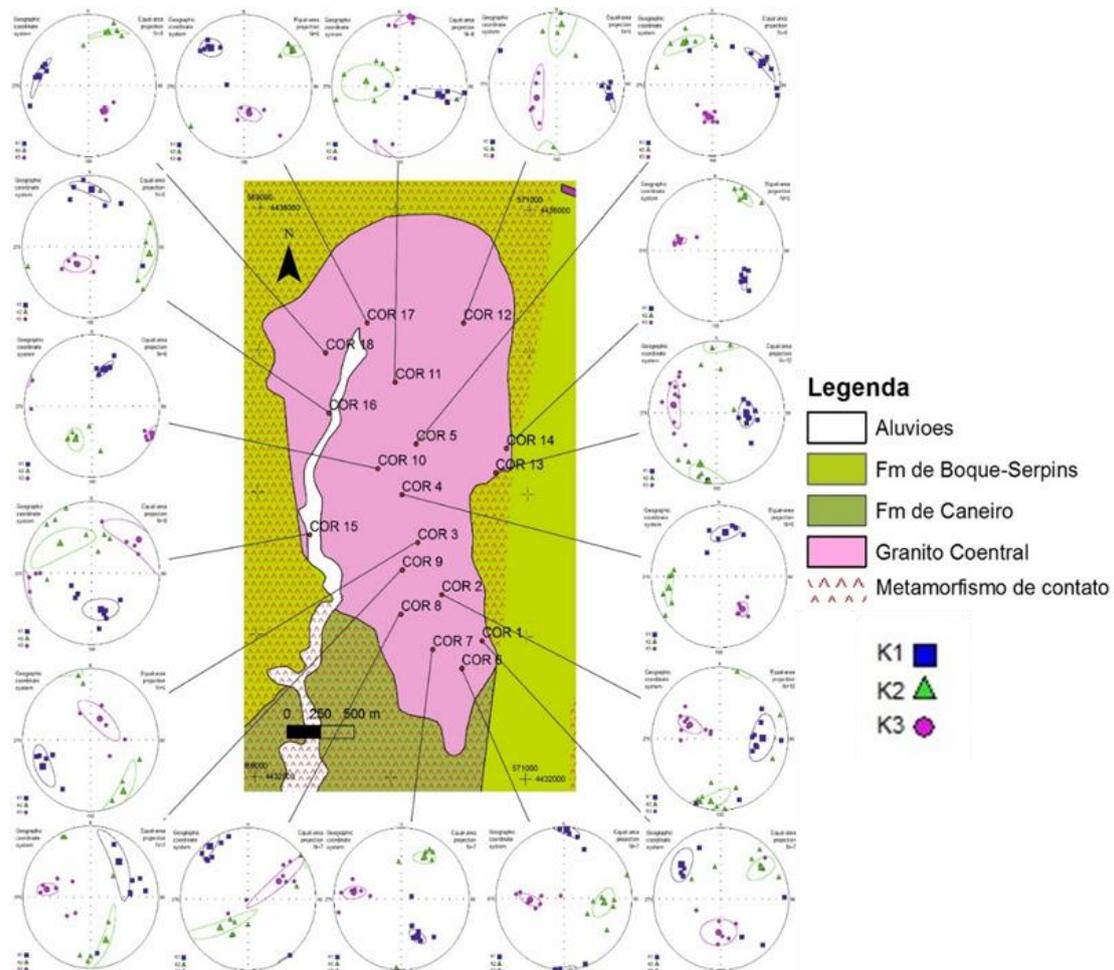


Figura 75 - Susceptibilidades principais projetadas em rede estereográfica pelo programa ANISOFT para cada estação de amostragem.

De novo se procedeu a transformação dos eixos das susceptibilidades principais nos parâmetros de *fabric* magnético (Figuras 76 e 78).

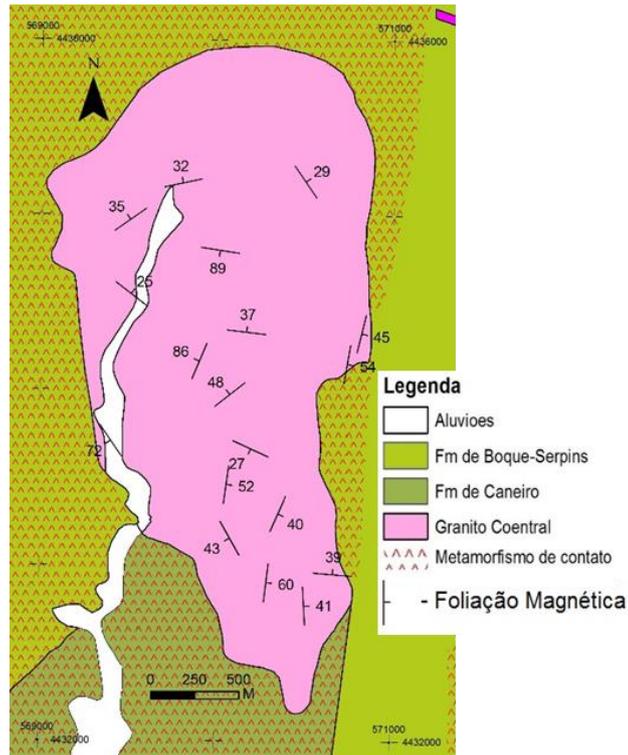


Figura 76 – Mapa das foliações magnéticas do plutonito de Coentral.

As foliações magnéticas projetadas num diagrama de rosetas (Figura 77) mostram a existência de três famílias principais, sendo a primeira de maior expressão, com direção NS a N 15°, a segunda e terceira, de expressão menor, EW e N 240°. Em relação a inclinação, a média aritmética é de 47°, variando entre 27° (estação COR 3) e 89° (estação COR 11).

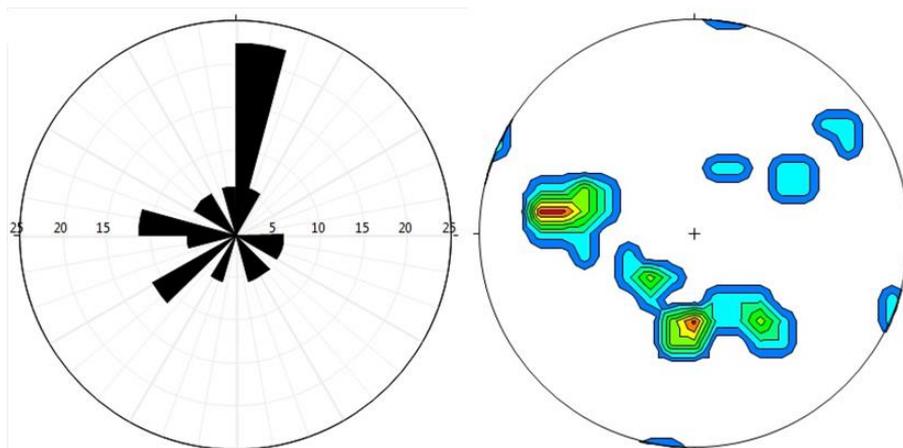


Figura 77 - Diagrama de rosetas para as direções das foliações magnéticas e mapa de contornos dos polos da foliação magnética.

As lineações magnéticas (Figura 78), em comum à direção do pendor das foliações magnéticas parecem apontar para o exterior do plutonito. Em média (aritmética) o pendor das lineações é 31°, variando de 7° (estação COR 8) até 54°

(estação COR 13). Na zona Norte e Sul do plutonito de Coentral, as lineações magnéticas apresentam direções próximas de E-W e na zona central estas possuem direções próximas de N-S.

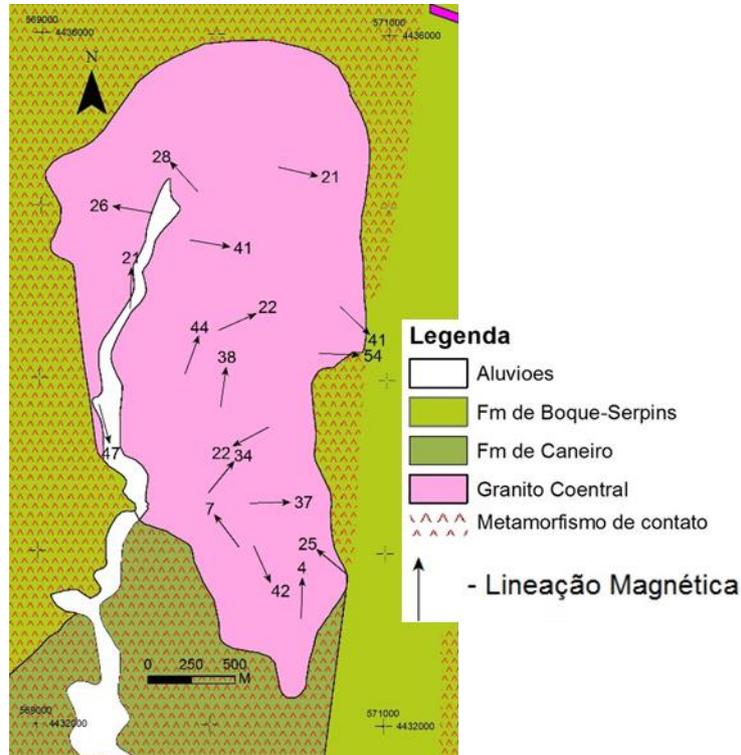


Figura 78 – Mapa de lineações magnéticas do plutonito de Coentral.

A projeção das lineações num diagrama de rosetas (Figura 79) evidenciou a existência de três direções principais. As duas famílias de maior expressão possuem direções de NS e EW aproximadamente e a terceira família, de expressão menor com direção N 315°-330°.

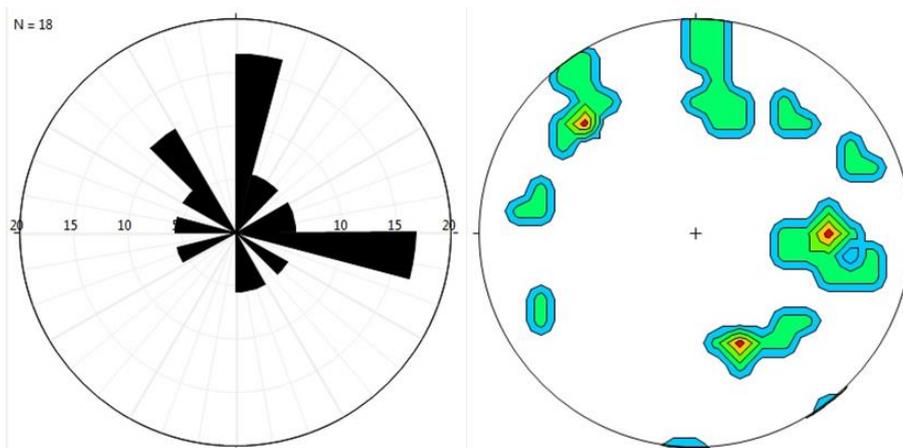


Figura 79 - Diagrama de rosetas das direções de lineação magnéticas e mapas de contornos, para as estações do plutonito de Coentral.

## Capítulo V – Discussão e Conclusões

## 1. Discussão

Para permitir uma melhor interpretação dos resultados obtidos para a anisotropia da susceptibilidade magnética é necessário instituir algumas ideias principais:

1 - Os resultados obtidos para a susceptibilidade magnética, para os metassedimentos do Grupo das Beiras ( $K_m$  médio de  $209 \times 10^{-6}$  SI) e o Plutonito de Coentral ( $K_m$  médio de  $76,5 \times 10^{-6}$  SI) permitem classifica-los como paramagnéticos (Bouchez, 2000; Hrouda, 2010).

O comportamento paramagnético destas litologias deve-se a dois minerais principalmente: a biotite e a clorite, que se encontram na composição mineralógica de ambas as litologias (Borradaile & Werner, 1994). O paramagnetismo deve-se ao ferro que entra nas estruturas cristalinas dos dois minerais; no caso da biotite a fórmula estrutural é  $K(Mg,Fe^{2+})_3AlSi_3O_{10}(F,OH)_2$  e na clorite é  $(Mg,Fe)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$  (Bouchez, 2000; Borradaile & Jackson, 2010).

2 - Sendo a ASM controlada por filossilicatos paramagnéticos, existe uma relação entre os eixos de susceptibilidade principais e os eixos cristalográficos. A biotite e a clorite cristalizam no sistema monoclinico, tendo a susceptibilidade mínima paralela ao eixo cristalográfico c, perpendicular ao plano basal e a susceptibilidade máxima paralela ao eixo a, paralela ao plano basal (Figura 80) (Borradaile & Werner, 1994; Siegesmund, 1995; Borradaile & Henry, 1997; Bouchez, 2000).

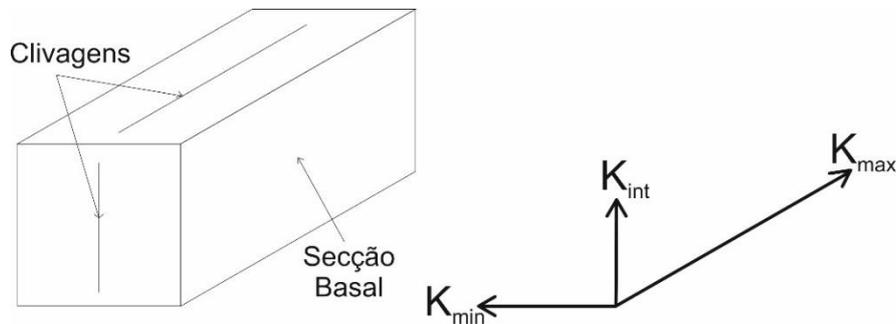


Figura 80 - Relação entre as direções cristalográficas na biotite e clorite e os eixos de susceptibilidade principais.

## 1.1 Metassedimentos do Grupo das Beiras

Nos metassedimentos do Grupo das Beiras não é observável uma relação direta e simples entre as litologias ou composição mineralógica com a susceptibilidade magnética, constatando-se algumas variações dos parâmetros de ASM dentro de cada litologia analisada.

### 1.1.1 Influência de diferentes *petrofabrics* na ASM

No gráfico da figura 81 podemos ver o grau de anisotropia projetado em relação à susceptibilidade magnética total para cada estação, e observa-se que existe uma diferença entre as litologias que não sofreram metamorfismo de contacto (G e P) e as que sofreram metamorfismo de contacto (M).

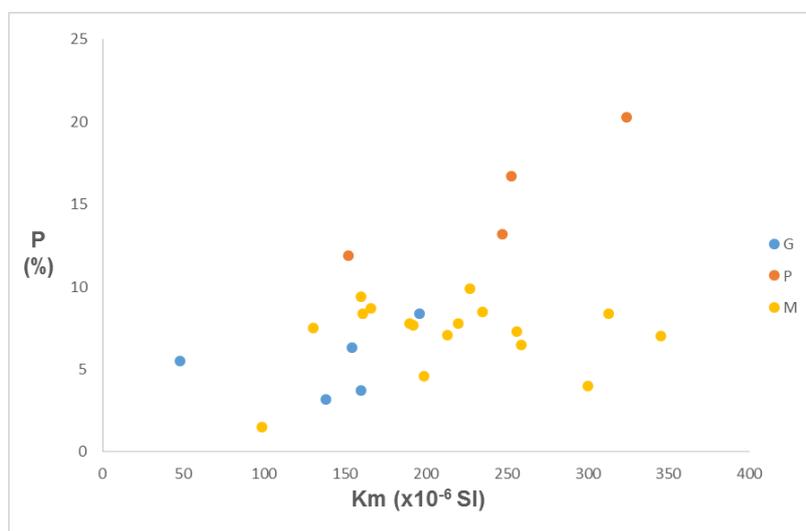


Figura 81 - Gráfico com os parâmetros grau de anisotropia e a susceptibilidade magnética projetados para cada tipo litológico.

As litologias de carácter mais metagrauváquico e metapelítico exibem uma relação linear entre o grau de anisotropia e a susceptibilidade magnética. Estas litologias mesmo assim possuem diferenças, sendo os valores de susceptibilidade magnética e grau de anisotropia maiores nas rochas metapelíticas do que nas metagrauváquicas.

No gráfico T versus P (%) (Figura 82) parece observar-se as mesmas relações que no gráfico anterior, existindo uma distinção entre as rochas que sofreram metamorfismo de contacto e as que não sofreram metamorfismo de contacto. Nestas últimas, também os valores para os parâmetros projetados, são inferiores nas rochas metagrauváquicas em relação às metapelíticas.

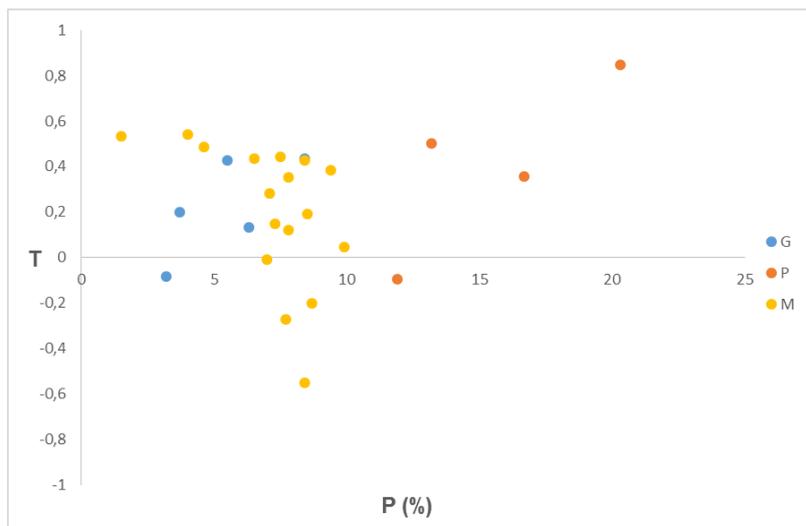


Figura 82 - Gráfico com os parâmetros grau de anisotropia e forma do elipsoide projetados para cada tipo litológico.

Por último, no gráfico de T versus Km (Figura 83) parece que nas rochas que sofreram metamorfismo de contacto também possuem uma relação linear, possuem valores superiores às rochas metagrauváquicas e inferiores às metapelíticas.

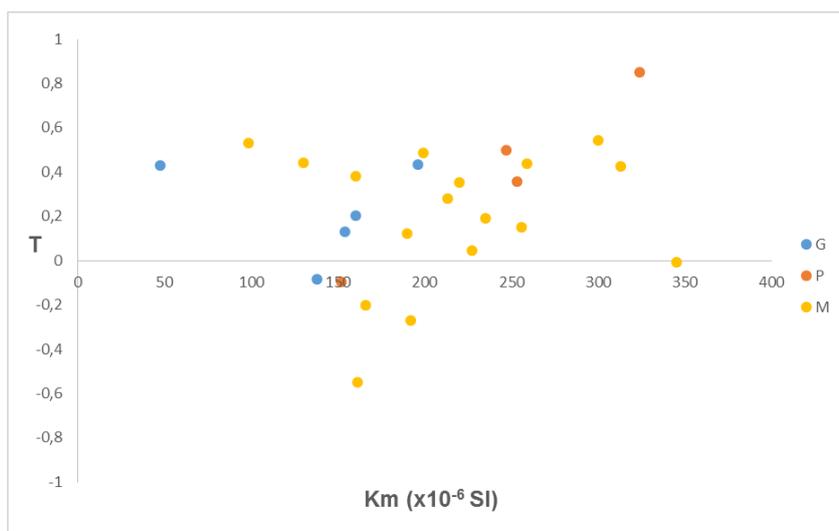


Figura 83 - Gráfico com os parâmetros susceptibilidade magnética e forma do elipsoide projetados para cada tipo litológico.

A explicação para estas relações deve-se ao tipo de *petrofabric* que cada tipo de litologia apresenta. Nas rochas de carácter mais metagrauváquico, onde a granulometria é mais grosseira e a foliação é menos penetrativa, é possível observar diferentes alinhamentos de minerais magnéticos que definem a anisotropia da susceptibilidade magnética. Estes diferentes alinhamentos produzem uma ou mais direcções dominantes (Figura 84 e 85 – imagem c) que resultam em eixos de susceptibilidade principais de magnitude inferior às outras litologias.

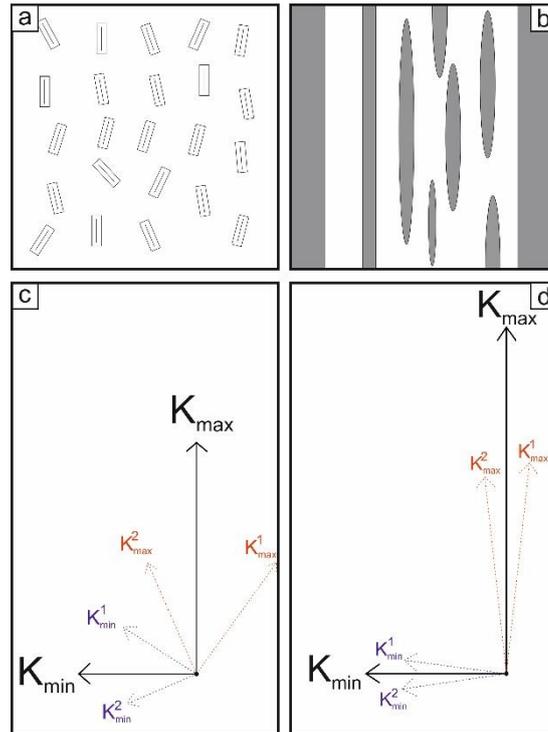


Figura 84 - Comparação entre os *fabrics* litológicos e os *fabrics* magnéticos em metagrauvaques (a e c) e metapelíticos (b e d).

No caso das rochas com características metapelíticas, as direções são dominadas pela foliação que neste caso é mais penetrativa, o que leva a que as direções de ASM não sofram grandes variações resultando em eixos de susceptibilidade magnética de maior magnitude (Figura 84 e 85) em relação às rochas de carácter mais metagrauváquico.

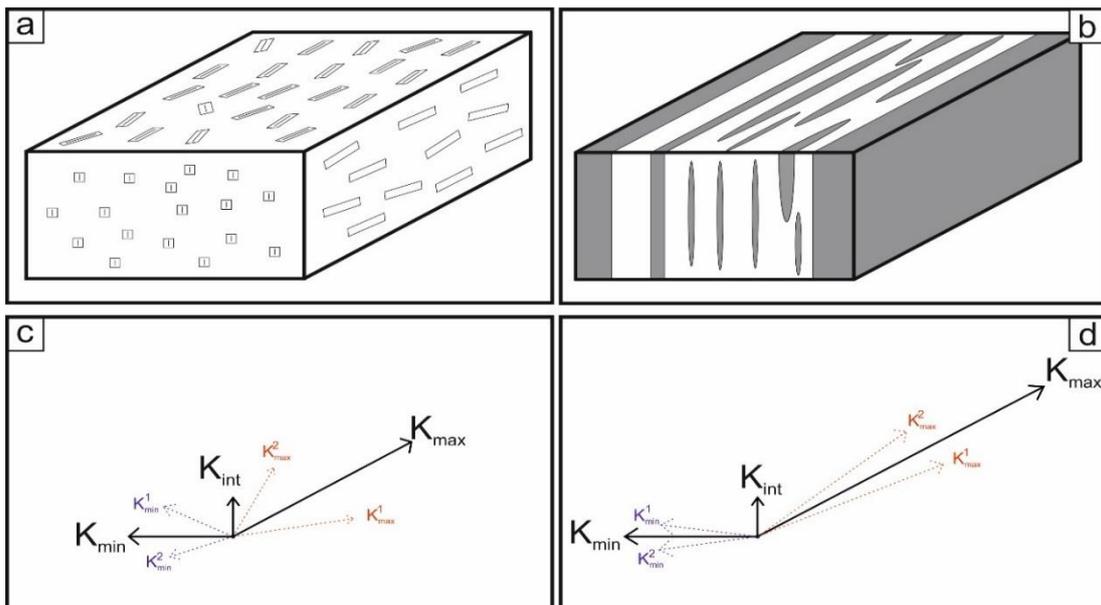


Figura 85 - Comparação entre os *fabrics* litológicos e os *fabrics* magnéticos a três dimensões em metagrauvaques (a e c) e metapelitos (b e d). Em b manchas cinzentas representam laminação ou bandas.

Nas rochas que apresentam características de metamorfismo de contacto, o aumento do grau de metamorfismo e a formação de porfiroblastos de cordierite e andaluzite produz grandes alterações no *petrofabric* e *fabric* magnético da rocha. Os porfiroblastos, que podem possuir *fabric* magnético inverso (Bouchez, 2000) e produzem estruturas em mosca, modificam as direções dos eixos de susceptibilidade magnética principais ( $K^x$ ) (Figura 86).

O novo *petrofabric* resultante da composição de *petrofabrics* com novas direções, não permite observar um alinhamento de maior expressão, e assim as relações que se observam nas rochas que não sofreram metamorfismo de contacto são apagadas (Borradeile, 1988; Housen *et al.*, 1993).

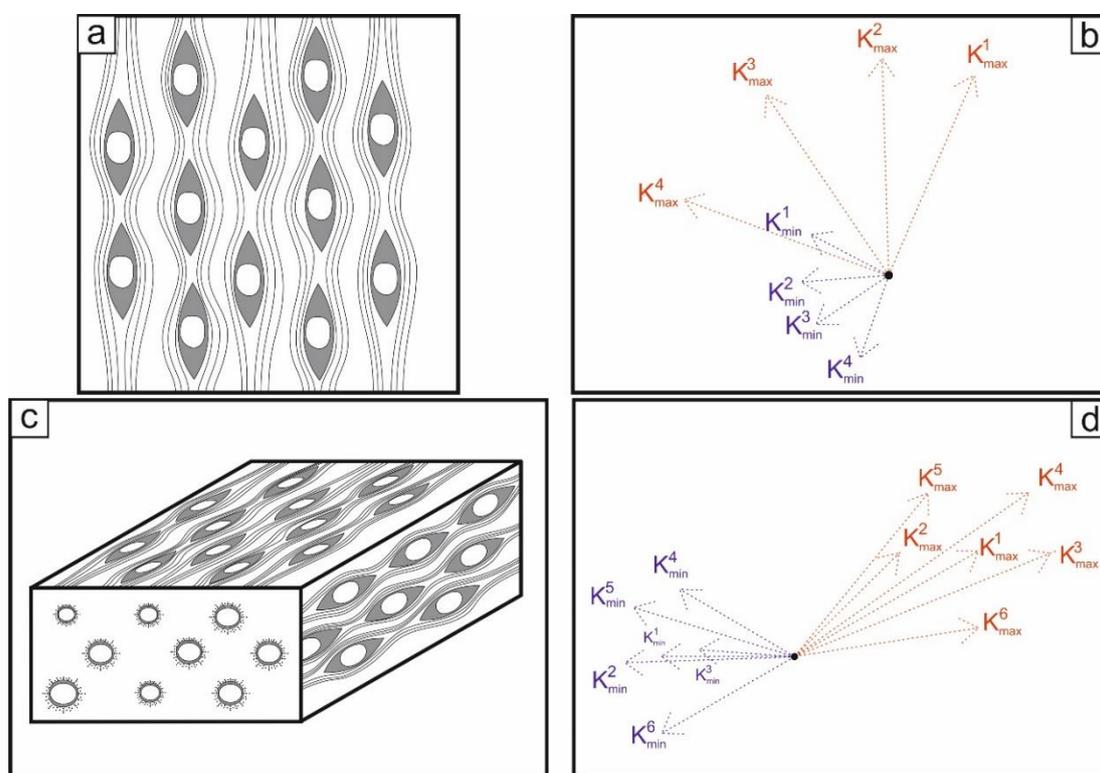


Figura 86 - *Fabric* mineralógico de uma rocha que tenha sofrido metamorfismo de contacto (a e c) e o *fabric* magnético resultante (b e d).

### 1.1.2 *Fabric* magnético e a sua relação com a deformação

Os resultados obtidos das direções de ASM dos metassedimentos do Grupo das Beiras aparentam estar em conformidade com as direções características da primeira fase Hercínica (foliação/xistosidade) e a estratificação, que neste caso possuem ambas direções semelhantes, existindo um paralelismo entre os polos dos planos estruturais e o eixo de susceptibilidade magnética mínima (Figura 87) (Hrouda, 1982; Park *et al.*, 2005).

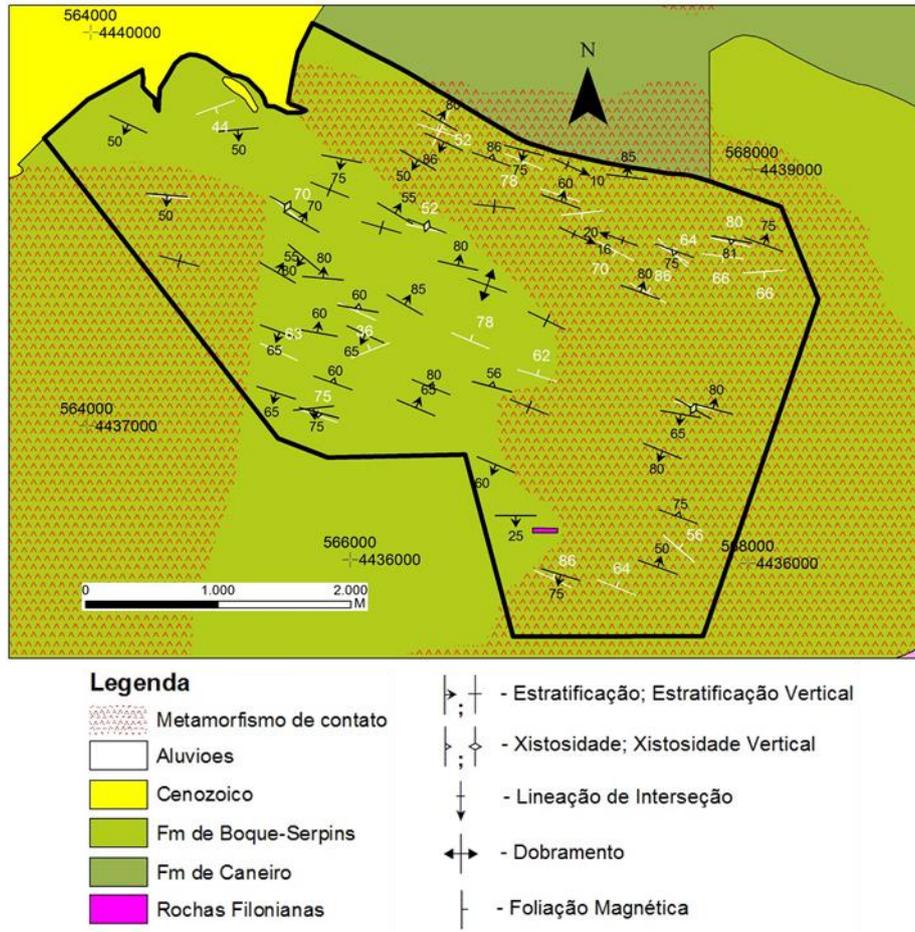


Figura 87 - Estruturas observadas no campo em comparação com a foliação magnética.

O *fabric* litológico inicial seria sedimentar, com a deposição dos sedimentos do Grupo das Beiras para NW, provenientes do antigo continente Gondwana. (Figura 88) (Pereira *et al.*, 2012). Este *fabric* de origem sedimentar evolui para um *fabric* metamórfico de baixo grau, durante a deformação Cadomiana e Hercínica.



Figura 88 - Representação dos continentes na transição do Pré-Câmbrico/Câmbrico (Adaptado de Nance *et al.*, 2010). Não referida discutida

Durante a deformação Cadomiana a compressão regional de direção NW - SE origina dobramentos com plano axial e eixo de orientação NE - SW (Figura 89 – imagem

a) (Ponte e Pereira, 2004). Posteriormente a orogenia Hercínica, caracterizada por uma compressão NE - SW, veio deformar as estruturas que já se encontravam deformadas. Ponte e Pereira (2004) mostram que a interferência das direções de deformação das duas fases de deformação resulta numa sobreposição de dobramentos que resulta num complexo sistema de dobras (Figura 89 – imagem b) com orientações NW – SE/WNW (Figura 90), em que a estratificação e a foliação característica da deformação Hercínica possuem orientações semelhantes.

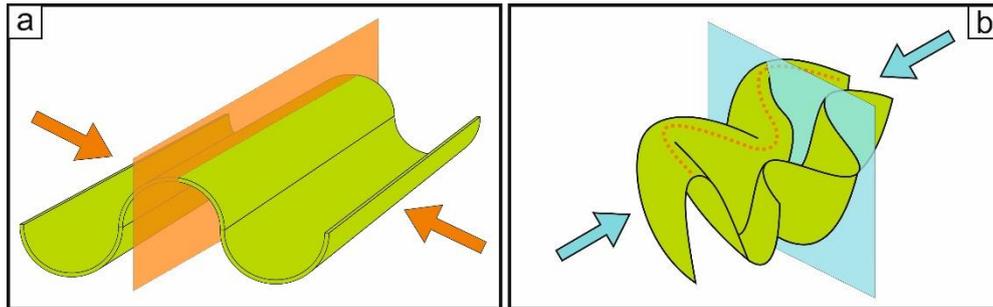


Figura 89 - Modelos de deformação dos metassedimentos do CXG durante a deformação Cadomiana (a) e durante a primeira fase de deformação Hercínica (b) (Adaptado de Ponte e Pereira, 2004); setas representam tensão principal.

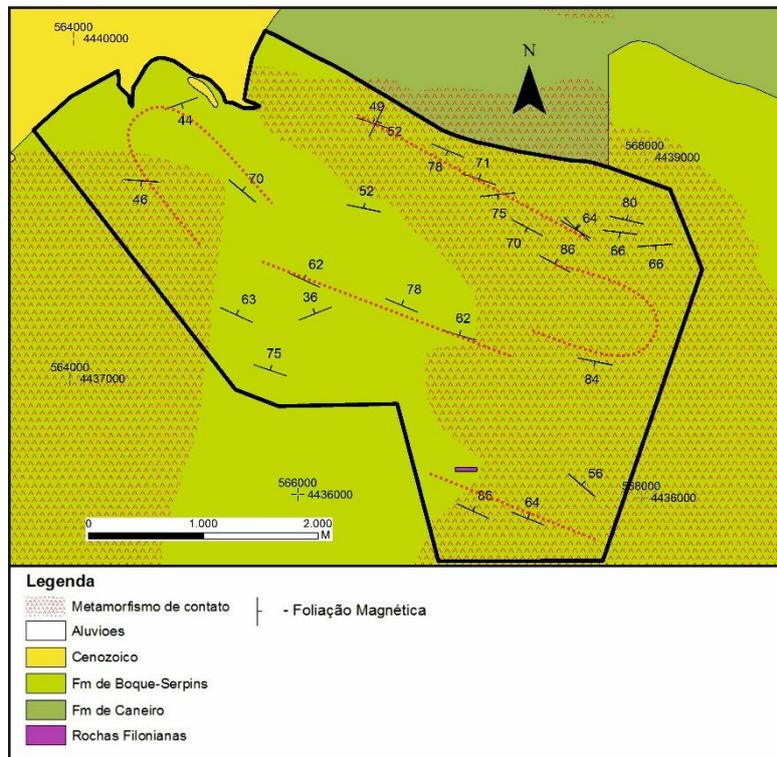


Figura 90 - Mapa de foliações magnéticas com alinhamentos interpretados, marcados por linhas vermelhas.

## 1.2 Plutonito do Coentral

O Plutonito de Coentral pertencente ao grupo “ilmenite-type” segundo Ishihara (1977) comprovado pelo comportamento paramagnético do granito ( $K_m < 250 \times 10^{-6}$  SI) e pelo facto de não se observar magnetite (Borradaile, 1988; Gomes, 1990).

A projecção dos diferentes parâmetros de ASM em gráficos demonstraram não apresentar nenhuma relação linear. Esta observação em conjunto com os valores baixos obtidos para o gau de anisotropia indica que o *petrofabric* apresenta características de fluxo homogéneo, sendo laminar/planar devido á sua relação com o conteúdo mineral de biotite (Hrouda, 1982; Borradaile, 1988; Bouchez, 2000).

A intrusão do Granito demonstra uma relação com a orogenia Cadomiana, facto comprovado pelas datações obtidas para o granito (Gomes *et al.*, 1991) e para a deformação Cadomiana (Vidal *et al.*, 1981). Esta afirmação permite concluir que as estruturas presentes no granito deviam possuir direcções alinhadas com as direcções da deformação Cadomiana, mas como é referido em vários trabalhos, o granito possui já um caracter mais metamórfico, exibindo algumas relações com a deformação Hercínica.

### 1.2.1 Caracterização de fácies minerais através ASM

Gomes (1990), diz que o granito de Coentral possui diferenças mineralógicas, que não são possíveis cartografar, devido à variação na quantidade de biotite em relação á quantidade de clorite.

Os resultados de susceptibilidade magnética obtidos, em conjunto com as observações petrográficas realizadas em trabalhos anteriores (Gomes, 1990) e neste trabalho também, permitem uma cartografia das zonas onde cada espécie mineral é dominante. Com base nos trabalhos de Borradaile & Werner, (1994), Martín-Hernandez & Hirt (2003) Borradaile & Jackson (2010) (Tabela 3) definem-se as zonas de susceptibilidade magnética superior para a biotite e as zonas de susceptibilidade inferior para a clorite, tendo sido definido o intervalo entre 75,4 - 77,7 ( $\times 10^{-6}$  SI) como o separador de cada zona (Figura 91).

Tabela 3 - Valores de susceptibilidade magnética obtidos para cristais puros de biotite e clorite.

		Borradaile & Werner (1994)	Martín-Hernandéz & Hirt (2003)	Borradaile & Jackson (2010)
K ( $\times 10^{-6}$ SI)	Biotite	646 - 271	1350 - 740	140 - 120
	Clorite	525 - 31	490 - 210	140 - 12

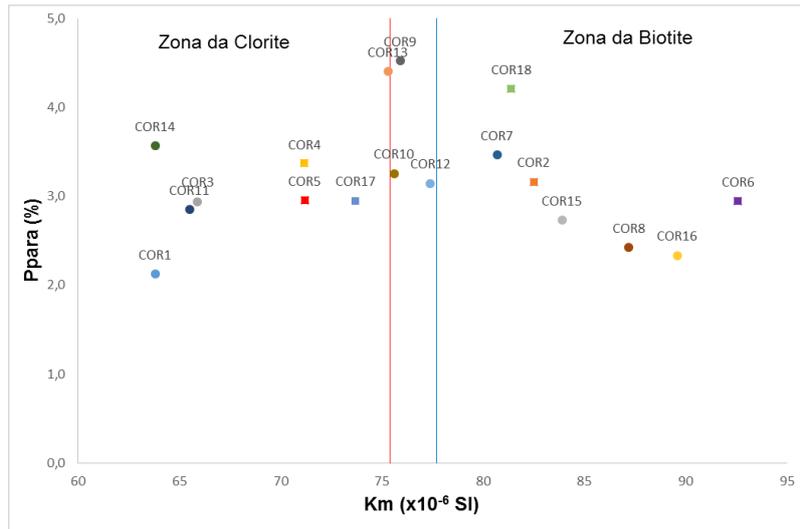


Figura 91 – Gráfico de  $P_{para}$  vs Km do plutonito de Coentral onde foram definidas duas zonas para cada mineral dominante com base nos valores de susceptibilidade magnética.

Ao projetar-se o mapa de contornos da susceptibilidade magnética numa superfície a três dimensões, neste caso o relevo da zona onde aflora o plutonito (Figura 92), podemos apercebermo-nos que a susceptibilidade magnética é inferior nas zonas mais elevadas do plutonito e superior nas zonas mais baixas; isto deve-se ao facto de na parte superior existir uma maior quantidade de clorite (secundária) que resulta da alteração da biotite primária; nas zonas inferiores existe uma quantidade maior de biotite, mas de origem secundária cuja formação se deve a reajustamentos metamórficos/metassomáticos durante a orogenia Hercínica (Gomes *et al.*, 1991).

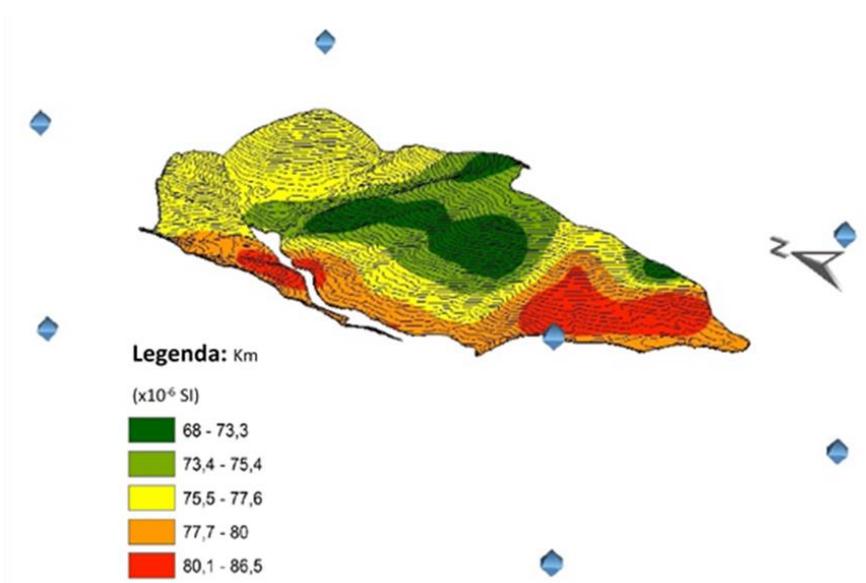


Figura 92 - Projeção a três dimensões do mapa de contornos da susceptibilidade magnética para o plutonito de Coentral.

O resultado da conjugação dos fatores anteriores permite uma divisão do plutonito em duas zonas tendo em conta a variação na quantidade de clorite e biotite (Figura 93).

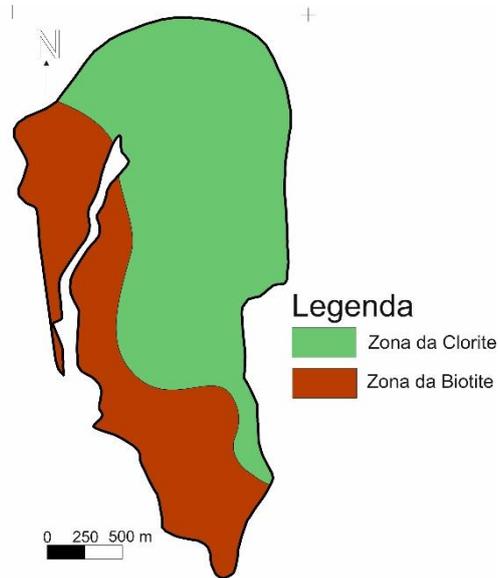


Figura 93 - Modelo da distribuição da biotite e clorite no granito de Coentral, com base nos resultados de susceptibilidade magnética.

Surge também a questão das variações do grau de anisotropia em determinadas áreas do plutonito. Na zona mais central e numa pequena área a Norte do plutonito há um aumento do grau de anisotropia em relação à média observada neste (Figura 94).

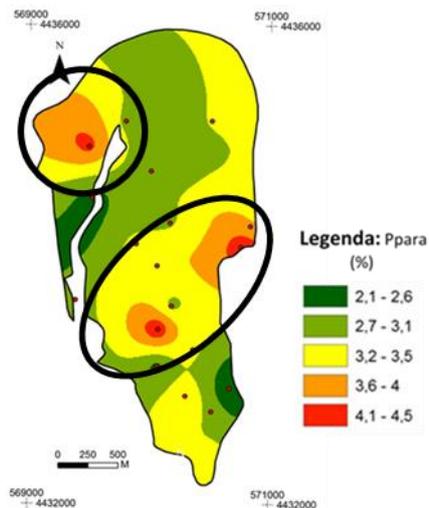


Figura 94 - Mapa de contornos do grau de anisotropia de contribuição paramagnética para o plutonito de Coentral. Zonas marcadas sinalizam anomalia no grau de anisotropia.

Observações feitas por Gomes (1990) indicam que no plutonito existem zonas onde a composição mineralógica sofre variações. Existe a possibilidade de duas espécies minerais explicarem a variação que se observa do grau de anisotropia. A primeira hipótese é que o *petrofabric* resultante do aumento da percentagem de megacristais de feldspato potássico, ou seja, um *petrofabric* de substituição (Borradaile & Henry, 1997), explique o aumento do grau de anisotropia. Uma segunda hipótese é o aumento da percentagem de turmalinas, pois estas possuem um *fabric* magnético inverso (Bouchez 2000).

Em zonas onde a percentagem de megacristais/turmalinas é menor observa-se um *petrofabric* de fluxo dominado pela presença de biotites/clorites, com estes minerais alinhados segundo uma ou duas direções principais (Figura 95), o que gera um grau de anisotropia baixo (Hrouda, 1982; Borradaile, 1988; Bouchez, 2000).

Quando a percentagem de megacristais de feldspato potássico ou de turmalinas aumenta, estes criam uma *fabric* magnético de substituição com micas reorientadas em seu redor, surgindo mesmo perpendicularmente á direção observada em zonas em que não se observam megacristais. Estas novas direções criam um *fabric* magnético inverso (Figura 96) com a susceptibilidade mínima paralela ao alinhamento de fluxo (Borradaile & Henry, 1997; Bouchez, 2000).

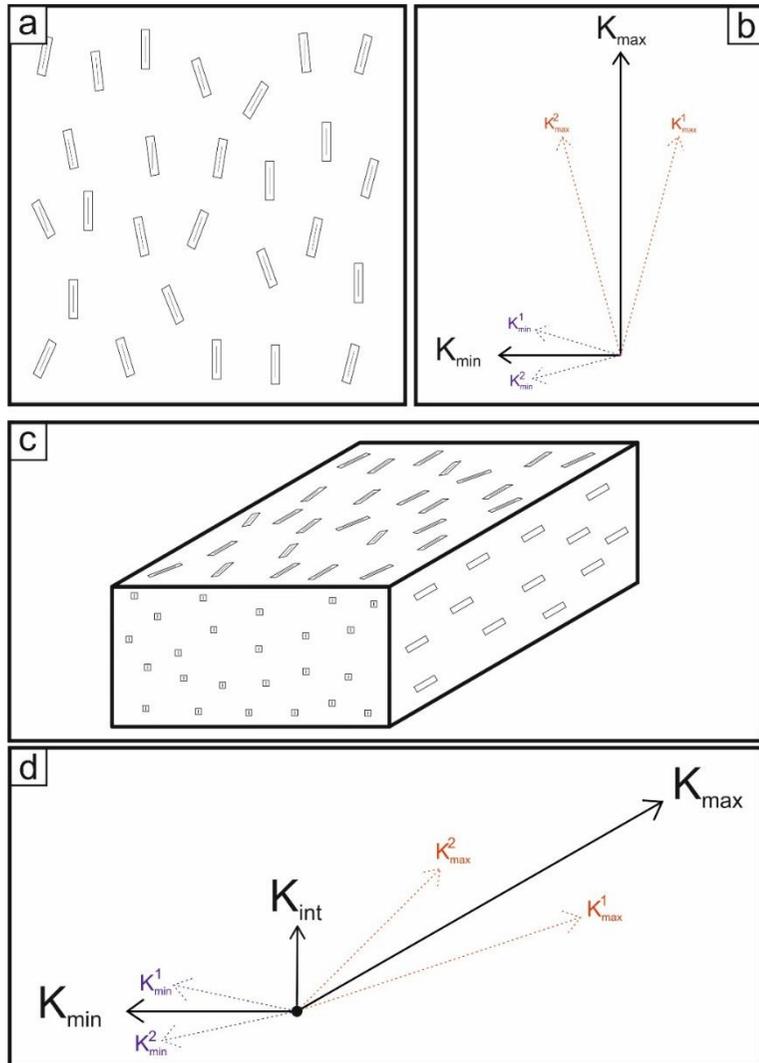


Figura 95 - Relação entre o *fabric* mineralógico (a e c) e o *fabric* magnético (b e d) quando não existem megacristais de feldspato potássico.

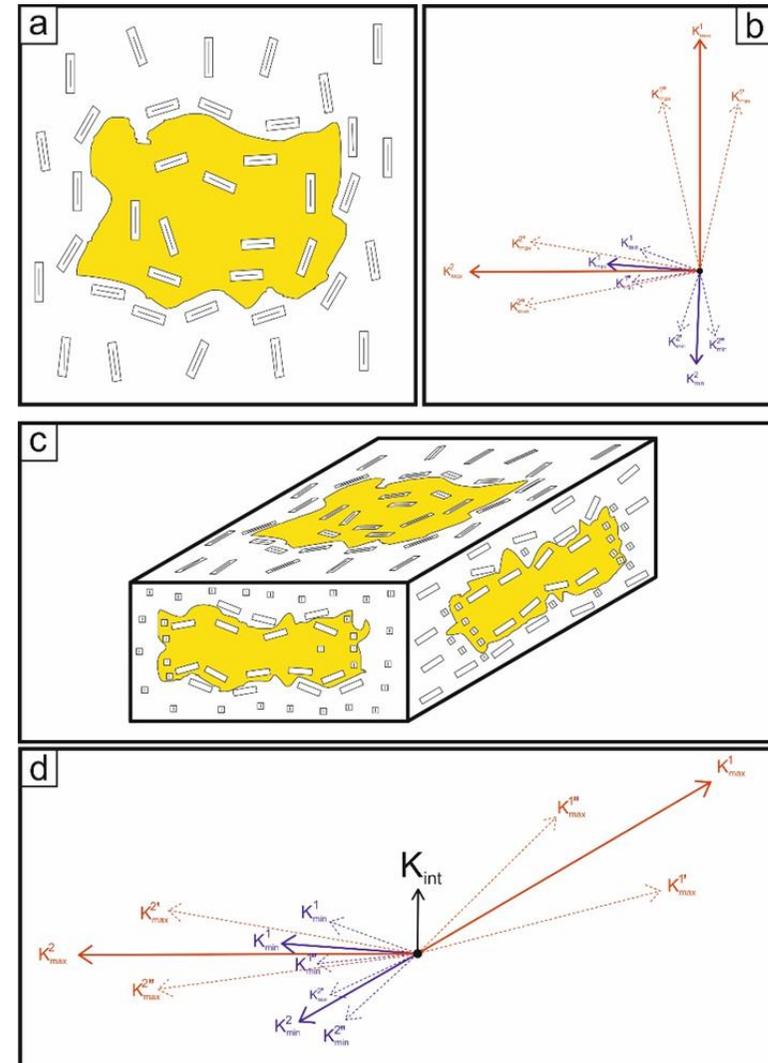


Figura 96 - Relação entre o *fabric* mineralógico (a e c) e o *fabric* magnético (b e d) quando existem megacristais de feldspato potássico.

### 1.2.2 Fabric magnético e a sua relação com a deformação

O plutonito do Coentral esteve sujeito a várias fases de deformação que terão imposto estruturas diversas neste. Através do *fabric* magnético apercebemo-nos que a relação com as diferentes fases de deformação não é linear e produzindo diferentes resultados na foliação e lineação magnéticas.

A observação do mapa de contornos do parâmetro T em conjunto com o mapa das foliações magnéticas transmite a ideia de existência de uma zona de núcleo onde o *fabric* magnético é fortemente planar com os valores do parâmetro T próximos de 1, e a foliação magnética possui inclinações mais elevadas (Figura 97).

Em resultado dessas observações criou-se um mapa de alinhamentos dados pela foliação magnética (Figura 98) onde se pode observar a “zona de núcleo” referida anteriormente.

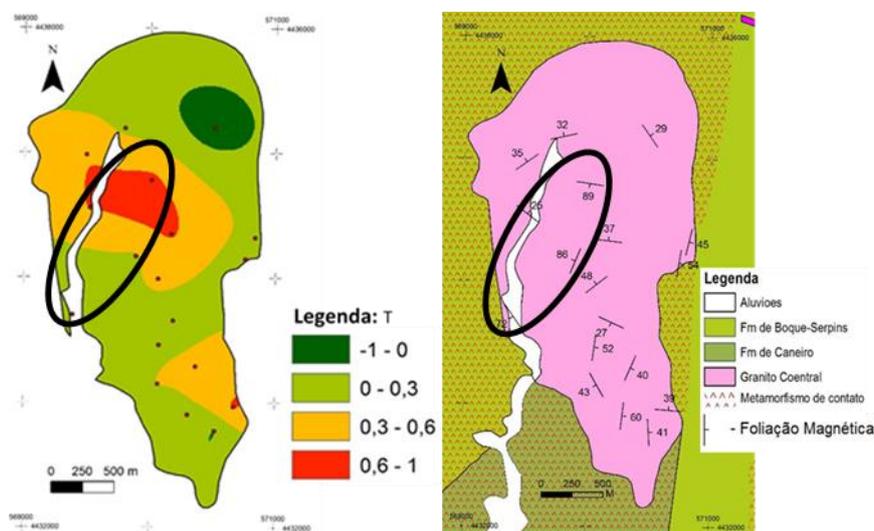


Figura 97 - Mapa de contornos para o parâmetro T e mapa de foliações magnéticas do plutonito de Coentral com a possível zona de núcleo marcada por elipse preta.

Esta “zona de núcleo” pode ser indicativa de uma zona de raiz do plutonito (Hrouda, 1982), mas não existem dados de gravimetria suficientemente esclarecedores para confirmar esta hipótese. A segunda hipótese é que o núcleo descrito pela foliação magnética e pelo parâmetro T representa uma sinforma, formada durante a deformação Cadomiana, possuindo a orientação desta.

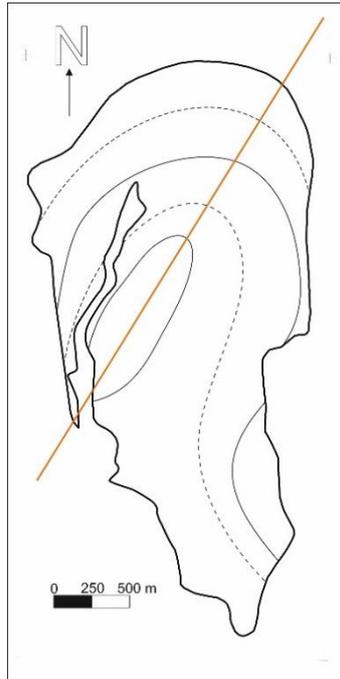


Figura 98 - Mapa de alinhamentos criado através das foliações magnéticas. Linha a laranja assinala a orientação aparente destes alinhamentos.

As datações obtidas para o plutonito de Coentral, indicam que a sua intrusão ocorreu no final do Neo-proterozoico (Gomes *et al.*, 1991), sendo esta idade confirmada pelas datações obtidas para outros plutonitos próximos do Coentral, com contexto geotectónico semelhante (Pereira e Macedo, 1984; Reis *et al.*, 2010). A deformação Cadomiana segundo os trabalhos de Vidal *et al.* (1981) divide-se em duas fases de deformação, e a segunda fase (650 – 590 Ma) ocorre antes do período de instalação dos plutonitos. O culminar das ideias anteriores permite construir duas hipóteses para estes alinhamentos que sugerem um paralelismo com as orientações Cadomianas que se observam no plutonito.

A primeira, e a mais provável, é que a instalação do plutonito terá sido pós-tectónica, num núcleo de uma dobra já formada nos metassedimentos do Grupo das Beiras; a segunda hipótese implica que a instalação do plutonito terá sido pré ou sintectónica, iniciando-se no intervalo das duas fases de deformação, e por isso os metassedimentos e o plutonito terão sido deformados em conjunto, durante a segunda fase Cadomiana, levando à deformação do plutonito gerando uma sinforma e uma antiforma, que não é perceptível devido ao basculamento de blocos durante a orogenia Alpina (Figura 99).

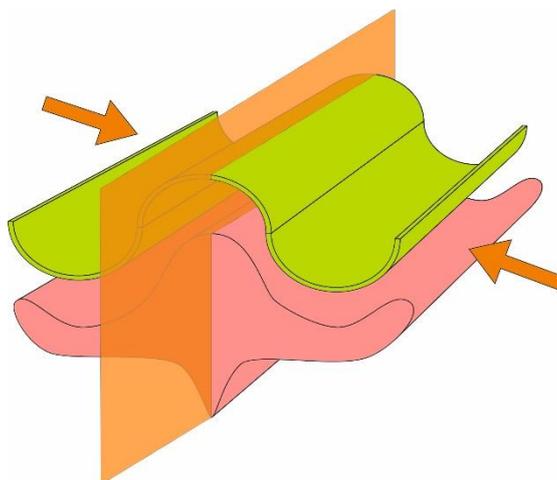


Figura 99 - Modelo de implantação/deformação do plutonito de Coentral durante a deformação Cadomiana.

A foliação magnética sugere também uma relação com a fracturação que se observa no plutonito de Coentral. Gomes (1990), refere que as principais direções de fracturação no granito são NS a N 15° E (Figura 99 – vermelho), N 40°-60° E (Figura 100 – azul) e N 80° E (Figura 100 – verde). Estas direções possuem algum paralelismo com as direções principais obtidas da foliação magnética (Figura 100).

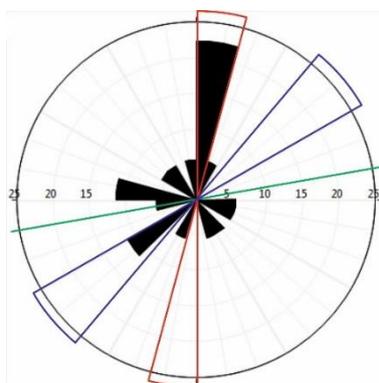


Figura 100 - Diagrama de rosetas das direções de foliação magnética e as direções principais de fracturação de Gomes (1990).

No plutonito de Coentral observa-se um domínio do *fabric* magnético planar, definido por biotites e clorites; esses planos acabam por definir planos de fraqueza estrutural por onde é mais fácil a fracturação da rocha. Deste modo existe um paralelismo entre a foliação magnética e a fracturação (Figura 101).

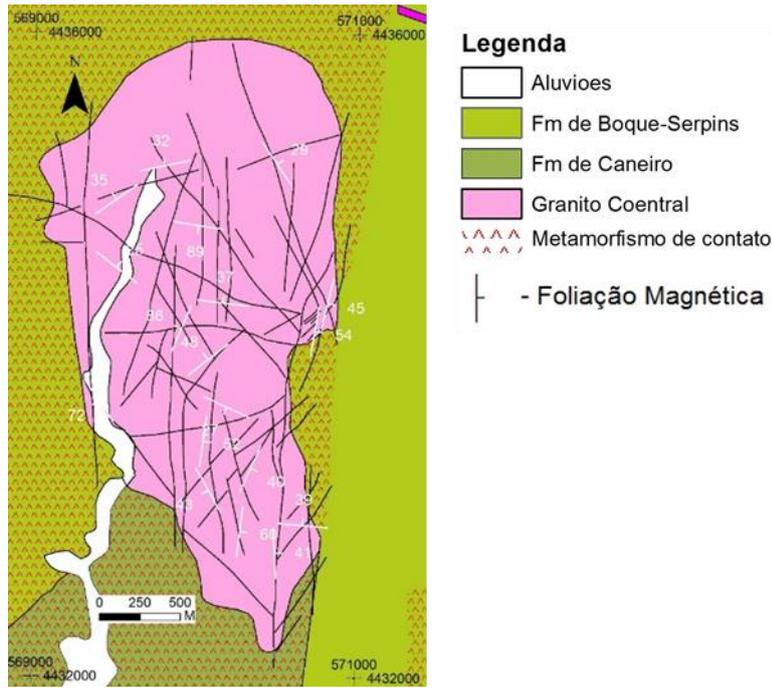


Figura 101 - Falhas observadas no plutonito de coentral (Gomes 1990) e a foliação magnética.

As lineações magnéticas do plutonito de Coentral possuem uma maior afinidade com a orogenia Hercínica do que com a orogenia Cadomiana. Ao observar o mapa com as lineações magnéticas (Ver capítulo IV – Resultados, Figura 78) é possível constatar um certo alinhamento das lineações que, na zona mais a Norte e a Sul do plutonito adquirem direções quase EW e no seu centro possuem direções mais norteadas (Figura 102).

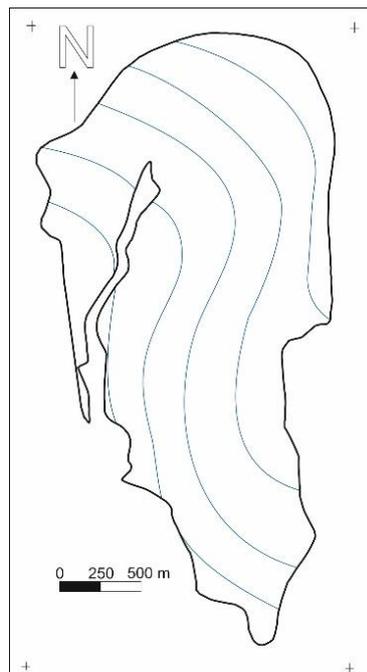


Figura 102 - Alinhamentos no Plutonito de Coentral, obtidos através das lineações magnéticas.

Estes alinhamentos não são explicados pela deformação Cadomiana, pois esta não produz estruturas com estas direções. Estes alinhamentos terão de ser esclarecidos com a interpretação da deformação Hercínica e as estruturas produzidas por esta, na área de estudo.

Ao refletir nas fases de deformação Hercínica pode-se concluir que estes alinhamentos que se observam na figura 96 se relacionam com as direções características da segunda fase de deformação Hercínica. Esta segunda fase é descrita por corredores de cisalhamento de direção N-S, de maior expressão e E-W de menor expressão que na área de estudo reorienta algumas das direções do corredor norteado (Figura 103) (Pereira *et al.*, 2004; Ponte e Pereira, 2004).

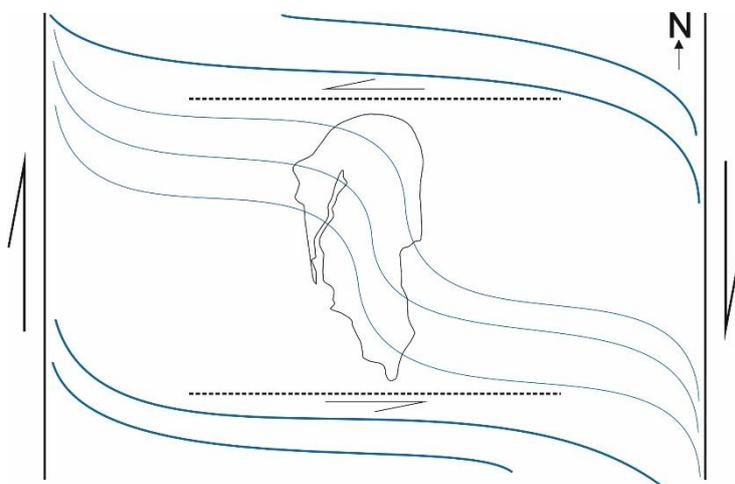


Figura 103 - Corredores de cisalhamento e direções características da segunda fase hercínica. Linhas azuis representam as direções gerais resultantes da segunda fase Hercínica.

De modo a perceber a origem destas novas direções é necessário refletir no efeito que a deformação Hercínica produziu no plutonito.

Ao microscópio observam-se evidências de forte deformação em diversos minerais. Nas biotites e moscovites, as clivagens encontram-se deflectidas e por vezes surgem exibindo *kinks* indicando forte deformação, tal como no quartzo se observam bandas de deformação e extinção ondulante, subgrãos e fraturas (Rasouli *et al.*, 2012). Gomes *et al.* (1991) em datações de K-Ar obtém duas idades mais recentes para as biotites (372 Ma e 341 Ma), interpretadas como reajustamentos metamórficos/metassomáticos ocorridos durante a deformação Hercínica.

Estes resultados indicam que o plutonito durante a deformação Hercínica evoluiu para um estágio quase metamórfico com formação de minerais secundários como biotite e clorite, resultante da alteração da biotite secundária. O crescimento destes novos minerais durante a deformação Hercínica resultou num alinhamento destes segundo as direções da deformação atuante.

## 2. Conclusão

- *Avaliar a susceptibilidade magnética, a sua anisotropia e os parâmetros a ela associados de cada litologia;*

Na avaliação destes processos surgiram alguns problemas nas rochas metassedimentares. Em quatro não foi possível obter amostras em número suficiente suficientes para que o programa *Anisoft* pudesse efetuar todos os cálculos estatísticos. Este problema foi contornado utilizando outro programa (*Stereonet*), mas mesmo assim, houve dados que não foi possível obter mas, que também não eram estritamente necessários para interpretar os dados.

- *Relacionar a anisotropia da susceptibilidade magnética com a composição mineralógica das litologias;*

No plutonito do Coentral foi possível estabelecer uma correlação entre a susceptibilidade magnética e as variações mineralógicas. Para além da susceptibilidade magnética, verificou-se que havia relações do grau de anisotropia com a presença de megacristais de feldspato potássico.

Os metassedimentos não apresentavam nenhuma relação entre a susceptibilidade magnética e o tipo de mineralogia, nem com os outros parâmetros magnéticos diretamente. Nestas litologias, as relações que se observaram dependem da conjugação de dois ou mais parâmetros magnéticos que não refletem a composição mineralógica propriamente, mas sim o *petrofabric*.

Apesar das conclusões obtidas, será necessário obter lâminas delgadas das amostras analisadas para que as relações descritas possam ser validadas.

- *Enquadrar o fabric magnético com as estruturas observadas nas litologias estudadas de modo a justificar os resultados;*

Nos metassedimentos, a comparação entre a foliação magnética e as estruturas observadas no campo permitiu concluir que o *fabric magnético* é dominado pelas direções características da primeira fase de deformação Hercínica. Em relação à lineação magnética, mais uma vez, não existindo lâminas delgadas das amostras analisadas não foi possível obter uma explicação conclusiva sobre a origem deste alinhamento de *fabric* magnético.

No plutonito do Coentral verifica-se que este apresenta características das duas grandes fases de deformação. A sua instalação durante a deformação Cadomiana produziu estruturas que se refletem na foliação magnética e que, por sua vez, adquiriram direções gerais consistentes com a deformação Cadomiana. A lineação magnética possui afinidade com a segunda fase de deformação Hercínica, quando conjugadas as direções que esta apresenta no plutonito e os reajustamentos metamórficos/metassomáticos que este sofreu.

*- Estabelecer uma cronologia dos eventos que, de alguma forma, conseguiram afetar as litologias e alteram a composição mineralógica e o petrofabric;*

A análise das relações entre as diferentes litologias e as fases de deformação que atuaram sob estas permitiram estabelecer duas épocas de eventos importantes. A primeira, no final do Neo-proterozoico, é caracterizada pela formação das litologias estudadas (deposição dos metassedimentos do Grupo das Beiras e a implantação do plutonito de Coentral) e por uma primeira fase de deformação Cadomiana, que origina estruturas com orientações NE - SW quer nos metassedimentos, quer no plutonito do Coentral.

Posteriormente, surgiu uma segunda época de eventos, do final do Silúrico até ao final do Carbónico, caracterizada por duas fases de deformação da orogenia Hercínica. A primeira fase Hercínica produz e reorienta estruturas nos metassedimentos segundo direção NW – SE enquanto a segunda fase origina reajustamentos metamórficos/metassomáticos no plutonito de Coentral, gerando minerais secundários que se orientam segundo as direções características desta fase.

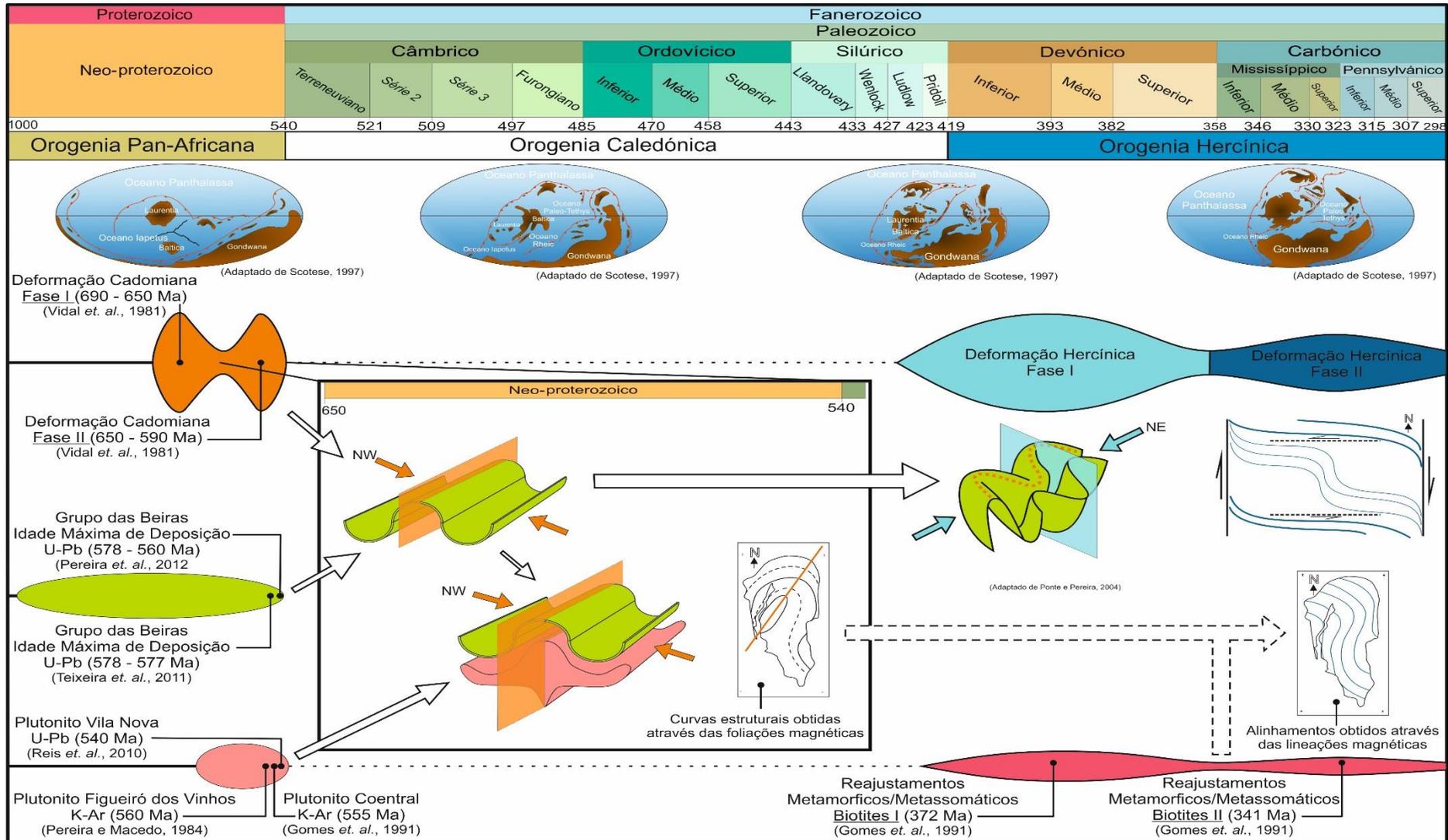


Figura 104 - Cronologia de eventos que afetaram as litologias estudadas.

## Capítulo VI – Bibliografia e Anexos

## 1. Bibliografia

- AGICO (2004). *KLY-4/KLY-4S/CS-3/CS-L – User's Guide*. Brno, Czech Republic: Advanced Geoscience Instruments Co.
- ALLMENDINGER, R. W., CARDOZO, N. C., FISHER, D (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, pp. 289.
- ALONSO-GAVILÁN, G., SEQUEIRA, A. J. D., ALONSO, M. D. R., MEDINA, J. (2001). *Sedimentación en plataforma somera durante el Neoproterozoico. Formación Boque-Serpins (Grupo de las Beiras) en Trevim (Sierra de Lousã, Portugal Central)*. Geogaceta, Nº 29.
- BORRADAILE, G. J. (1988). *Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain*. Tectonophysics 156, pp 1-20.
- BORRADAILE, G. J. & HENRY, B. (1997). *Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy*. Earth-Science Reviews 42, pp. 49-93.
- BORRADAILE, G. J., JACKSON, M. (2010). *Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM)*. Journal of Structural Geology 32, pp. 1519-1551.
- BORRADAILE, G. J. & SHORTREED, C. (2011). *Magnetic fabrics in L-S tectonites: How many specimens?*. Journal of Structural Geology 33, pp. 481-486.
- BORRADAILE, G. J. & WERNER, T. (1994). *Magnetic anisotropy of some phyllosilicates*. Tectonophysics 235, pp. 223-248.
- BUTLER, R.F. (2004) *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains*. Portland: University of Portland.
- BOUCHEZ, J. L. (2000). *Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites*. Earth and Planetary Sciences 330, pp. 1-14.
- FERREIRA, C. S. L. (2011). *Anisotropia da susceptibilidade magnética em red beds do Grupo de Silves na região de Coimbra, Portugal Central*. Mestrado em Ciências da Terra. Universidade de Coimbra, DCT. Tese de Mestrado.
- CARDOZO, N. & ALLMENDINGER, R. W. (2013). *Spherical projections with OSXStereonet*. Computers & Geosciences, v. 51, no. 0, pp. 193 – 205. (Disponível em doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021).
- GOMES, C. R. (1996). *Observações paleomagnéticas no quadro da Bacia Lusitaniana. (1ª fase de rifting). (Estudo da estabilidade da magnetização remanescente natural)*. Centro de Geociências. Universidade de Coimbra. Tese de Doutorado.
- GOMES, E. M. C. (1990). *O plutonito de Coentral: Considerações sobre a petrografia, geoquímica, idade, deformação e metamorfismo*, Centro de Geociências da Universidade de Coimbra. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica.
- GOMES, E. M. C. & Antunes, I. M. H. R. (2011). *O granito de Coentral revisitado: Idade U-Pb de zircão*. VIII Congresso Ibérico de Geoquímica, XVII Semana de Geoquímica, pp. 235-240.
- GOMES, E. & PEREIRA, L. C. G. (2007). *Rochas Magmáticas Intrusivas Pré-Variscas*. In SOARES, A. F.; Marques, J. F.; Sequeira, A. J. D.; (2007). *Notícia explicativa da folha 19-D Coimbra-Lousã*. Lisboa. Departamento de Geologia, Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.

- GOMES, E. M. C., PEREIRA, L. C. G., MACEDO, C. A. R. (1991). *O plutonito do Coentral: Idade K-Ar e consequências geotectónicas*. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Universidade de Coimbra, Nº 112, pp. 171-183.
- GOMES, E. M. C., PEREIRA, L. C. G., MARQUES, R. M. C., SILVA, M. M. V. G. (2007). *O granito de Coentral no quadro dos granitos ante-hercínicos da Zona Centro Ibérica: mineralogia, petrologia e geoquímica*. Atas do VI Congresso Ibérico. XV Semana da Geoquímica, Vila Real, pp. 1-4.
- HENRIQUES, D. R. L. (2012). *Identificação e caracterização de locais de interesse geológico (LIGS) na serra da Lousã*. Mestrado em Geociências – Ambiente e Ordenamento. Universidade de Coimbra. Tese de Mestrado.
- HOUSEN, B. A., RICHTER, C., VAN DER PLUIJM, B. A. (1993). *Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models, and implications for the quantification of rock fabrics*. Tectonophysics 220, pp. 1-12.
- HROUDA, F. (1982). *Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics*. Geophysical Surveys 5, pp. 37-82.
- HROUDA, F. (1986). *The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite*. Stud. Geophys. Geod. 30, pp. 39-45.
- HROUDA, F. (2010). *Modelling Relationship Between Bulk Susceptibility and AMS in Rocks Consisting of Two Magnetic Fractions Represented by Ferromagnetic and Paramagnetic Minerals – Implications for Understanding Magnetic Fabrics in Deformed Rocks*. Journal Geological Society of India, Vol. 75, pp. 254-266.
- HUTCHISON, C. S. (1974). *Laboratory handbook of petrographic techniques*. John Wiley & Sons. New York
- IGEOE (2012). *Carta militar de Portugal, à escala 1:25000, folha n.º 252 – Lousã, Série M888*, Instituto Geográfico do Exército.
- ISHIHARA, S. (1977). *The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks*. Mining Geology 27, pp. 293-305.
- JELINEK, V. (1981). *Characterization of the magnetic fabric of rocks*. Tectonophysics 79, pp. T63-T67.
- LINNEMANN, U., PEREIRA, F., JEFFRIES, T. E., DROST, K., GERDES, A. (2008). *The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs)*. Tectonophysics 461, pp. 21-43.
- MARTÍN-HERNÁNDEZ, F., HIRT, A. M. (2003). *The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals*. Tectonophysics 367, pp. 13-28.
- MEIRELES, C., SEQUEIRA, A. J. D., CASTRO, P., FERREIRA, N. (2013). *New data on the lithostratigraphy of Beiras Group (Schist Greywacke Complex) in the region of Góis-Arganil-Pampilhosa da Serra (Central Portugal)*. Cadernos Xeolóxico de Laxe, Vol. 37, pp. 105-124.
- NANCE, R. D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J. D., LINNEMANN, U., MURPHY, J. B., QUESADA, C., STRACHAN, R. A., WOODCOCK, N. H. (2010). *Evolution of the Rheic Ocean*. Gondwana Research 17, pp. 194-222.
- OLIVEIRA, J. T., PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, M. T., MONTEIRO, J. H. (Coordenação) (1992). *Carta Geológica de Portugal à escala 1/500000*. 5ª Edição, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

- PARK, Y., DOH, S., KIM, W., SUK, D. (2005). *Deformation history inferred from magnetic fabric in the southwestern Okcheon metamorphic belt, Korea*. Tectonophysics 405, pp. 169-190.
- PEREIRA, L. C. G. (1987). *Tipologia e evolução da sutura entre a ZCI e a ZOM no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos*. Museu e Laboratório Mineralógico da Universidade de Coimbra. Tese de Doutoramento.
- PEREIRA, L. C. G. (2007). *Tectónica*. In SOARES, A. F.; Marques, J. F.; Sequeira, A. J. D.; (2007). *Notícia explicativa da folha 19-D Coimbra-Lousã*. Lisboa. Departamento de Geologia, Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.
- PEREIRA, M. F., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., CHICHORRO, M., SOLÁ, A.R., MEDINA, J., SILVA, J. B. (2012). *The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constrains from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic*. Precambrian Research, Vol 192-195, pp. 166-189.
- PEREIRA, L. C. G., MACEDO, C. A. R. (1984). *Nova contribuição para o enquadramento tectónico do granito de Figueiró dos Vinhos, no sector da sutura da Zona de Ossa-Morena e Zona Centro-Ibérica, entre Coimbra e Tomar (Portugal Central)*. VI reunião do Grupo de Ossa-Morena, Vol. De Sumários, Coimbra.
- PEREIRA, L. C. G., SEQUEIRA, A. J. D., GOMES, E. M. C. (2004). *A deformação varisca do Maciço Hespérico na região da Serra da Lousã (Portugal central)*. Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe. Coruña, Vol. 29, pp 203-214.
- PONTE, M.J.B., PEREIRA, L.C.G. (2004). *Estruturação do Complexo Xisto-Grauváquico num conjunto areno-quartzítico da região de Ázere- S.Paio (Tábua, Portugal Central)*. Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña, Vol. 29, pp 53-78.
- RASOULI, J., AHADNEJAD, V., ESMAEILI, D. (2012). *A preliminar study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of Boroujerd granitoides, Sanandaj-Sirjan Zone, West Iran*. Natural Science, Vol. 4, Nº 2, pp. 91-105.
- REIS A.I.M., SILVA M.M.V.G. SILVA, ANTUNES I.M.H.R. (2010). *The Precambrian/Lower Cambrian pluton from Vila Nova (Central Portugal)*. Estudios Geológicos 66, pp. 51-56.
- ROCHETTE, P. (1987). *Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabrics studies*. Journal of Structural Geology, Vol. 9, Nº 8, pp. 1015-1020.
- SANT'OVAIA, H. (1993). *Características magnéticas dos granitoides biotíticos pós-tectónicos de Vila Pouca de Aguiar*. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Universidade do Porto.
- SANT'OVAIA, H. (2008). *Propriedades magnéticas dos minerais. Estudos de ASM para caracterização petrofísica das rochas*. GEOlogos, pp. 45-52.
- SANT'OVAIA, H., GOMES, C., ROCHA, A., FONSECA, A. (2008). *Estudos de ASM no complexo granítico de Castelo Branco: resultados preliminares*. Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, pp. 72-76.
- SCOTSESE, C. R. (1997). *Continental drift, 7th edition*. PALEOMAPProject, Arlington, Texas, pp. 79.
- SEQUEIRA, A. J. D., CUNHA, P. P., SOUSA, M. B. (1997). *Reativação compressiva de falhas na região de Lousã-Caramulo (Portugal central), a partir de finais do Cenozóico*. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular.

- SEQUEIRA, A. J. D. & SOUSA, M. B. (1991). *O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) da região de Coimbra-Lousã*. Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Universidade de Coimbra, Nº 112, pp 1-17.
- SEQUEIRA, A. J. D. (2007). *Zona Centro Ibérica*. In SOARES, A. F.; Marques, J. F.; Sequeira, A. J. D. (2007). *Notícia explicativa da folha 19-D Coimbra-Lousã*. Lisboa. Departamento de Geologia, Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.
- SOARES, A. F., MARQUES, J. F., ROCHA, R. E. B., SEQUEIRA, A. J. D., SOUSA, M. B., PEREIRA, E. (2005). *Carta Geológica de Portugal, Folha 19-D (Coimbra-Lousã)*. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.
- SOUSA, M. B. (1985). *Perspectiva sobre os conhecimentos atuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal*. Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Universidade Coimbra, Nº 100, pp 1-13.
- TARLING, D.H. & HROUDA, F. (1993). *The Magnetic anisotropy of rocks*. London: Chapman & Hall.
- TAUXE, L. (2014). *Essentials of Paleomagnetism: Third Web Edition* (consultado em 8/10/14) Disponível em: <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/Essentials/>
- TEIXEIRA R.J.S., NEIVA A.M.R., SILVA P.B., GOMES M.E.P., ANDERSEN T., RAMOS J.M.F. (2011). *Combined U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics by LAM-ICPMS of zircons from granites and metasedimentary rocks of Carrazeda de Ansiães and Sabugal areas, Portugal, to constrain granite sources*. Lithos 125, pp. 321-334.
- UHLEIN, A., EGYDIO-SILVA, M., BOUCHEZ, J. L., VAUCHEZ, A. (1998). *The Rubim Pluton (Minas Gerais, Brazil): a petrostructural and magnetic fabric study*. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 11, Nº 2, pp. 179-189.
- VIDAL, P., AUVRAY, B., CHARLOT, R. COGNÉ, J. (1981). *Precambrian relicts in the Armorican Massif: Their age and role in the evolution of the western and central European Cadomian-Hercynian belt*. Precambrian Research, Vol. 14, pp. 1-20.

## 2. Anexos

### Anexo I – Dados de recolhidos no campo das amostras AM.

Amostra	Dec	Inc	INC Corrigida	Coordenadas WGS84	Amostra	Dec.	Inc.	INC Corrigida	Coordenadas WGS84
AM 3.1	95	71	19		AM 12.1	110	60	30	
AM 3.2	92	72	18	565516	AM 12.2	137	50	40	567737
AM 3.3	94	74	16	4439086	AM 12.3	138	49	41	4438256
AM 3.4	96	69	21		AM 12.4	154	52	38	
AM 4.1	336	72	18		AM 13.1	360	43	47	
AM 4.2	336	70	20	565561	AM 13.2	360	41	49	567984
AM 4.3	332	73	17	4439074	AM 13.3	4	43	47	4437990
AM 4.4	340	69	21		AM 13.4	360	35	55	
AM 5.1	38	58	32	567154	AM 14.1	204	58	32	
AM 5.2	34	57	33	4438815	AM 14.2	204	58	32	567117
AM 5.3	33	55	35		AM 14.3	200	59	31	4437862
AM 6.1	63	49	41	566448	AM 14.4	206	60	30	
AM 6.2	62	50	40	4438601	AM 14.5	205	59	31	
AM 6.3	60	50	40		AM 15.1	275	55	35	
AM 7.1	47	65	25		AM 15.2	267	55	35	567459
AM 7.2	56	55	35		AM 15.3	272	55	35	4436966
AM 7.3	50	60	30	566606	AM 15.4	274	48	42	
AM 7.4	44	58	32	4438423	AM 15.5	269	49	41	
AM 7.5	52	59	31		AM 16.1	84	64	26	
AM 7.6	51	59	31		AM 16.2	90	62	28	567376
AM 8.1	30	53	37		AM 16.3	94	65	25	4435914
AM 8.2	36	58	32		AM 16.4	98	58	32	
AM 8.3	31	53	37	566851	AM 17.1	202	61	29	
AM 8.4	32	53	37	4438138	AM 17.2	170	75	15	566902
AM 8.5	38	52	38		AM 17.3	150	75	15	4435623
AM 8.6	34	57	33		AM 17.4	198	71	19	
AM 9.1	15	48	42		AM 17.5	196	70	20	
AM 9.2	22	45	45	567298	AM 18.1	32	69	21	
AM 9.3	20	46	44	4438170	AM 18.2	48	70	20	
AM 9.4	28	47	43		AM 18.3	54	70	20	566420
AM 9.5	4	45	45		AM 18.4	37	72	18	4435680
AM 10.1	142	64	26		AM 18.5	38	72	18	
AM 10.2	142	60	30	567670	AM 18.6	27	75	15	
AM 10.3	142	60	30	4438102	AM 19.1	133	65	25	
AM 10.4	131	74	16		AM 19.2	128	62	28	563842
AM 10.5	148	58	32		AM 19.3	130	60	30	4439203
AM 11.1	304	65	25		AM 19.4	130	64	26	
AM 11.2	308	68	22		AM 19.5	130	62	28	
AM 11.3	304	57	33	567308	AM 20.1	100	60	30	
AM 11.4	302	66	24	4438166	AM 20.2	100	70	20	563491
AM 11.5	298	67	23		AM 20.3	106	72	18	4438513
AM 11.6	307	67	23		AM 20.4	102	67	23	
AM 11.7	324	76	14		AM 20.5	102	65	25	
					AM 21.1	190	70	20	
					AM 21.2	142	54	36	564390
					AM 21.3	140	56	34	4438477
					AM 21.4	150	45	45	
					AM 21.5	137	52	38	

## Anexo I – (Continuação)

Amostra	Dec (°)	Inc (°)	Inc (°) Corrigida	Coordenadas WGS84	Amostra	Dec (°)	Inc (°)	Inc (°) Corrigida	Coordenadas WGS84
AM 22.1	212	73	17		AM 25.1	233	60	30	
AM 22.2	212	72	18		AM 25.2	228	62	28	564925
AM 22.3	202	75	15	564340	AM 25.3	230	57	33	4437701
AM 22.4	204	75	15	4437387	AM 25.4	231	55	35	
AM 22.5	214	75	15		AM 26.1	178	47	43	
AM 22.6	212	75	15		AM 26.2	180	45	45	565440
AM 23.1	202	65	25		AM 26.3	184	45	45	4438336
AM 23.2	204	63	27		AM 26.4	180	46	44	
AM 23.3	208	63	27		AM 27.1	230	69	21	
AM 23.4	208	70	20	564638	AM 27.2	218	70	20	
AM 23.5	200	65	25	4436904	AM 27.3	228	59	31	565784
AM 23.6	199	68	22		AM 27.4	222	60	30	4437487
AM 23.7	198	70	20		AM 27.5	222	60	30	
AM 23.8	192	68	22		AM 27.6	224	58	32	
AM 24.1	143	47	43		AM 27.7	230	62	28	
AM 24.2	150	47	43		AM 28.1	324	52	38	
AM 24.3	145	48	42	565010	AM 28.2	324	53	37	566288
AM 24.4	152	45	45	4437409	AM 28.3	324	53	37	4437229
AM 24.5	148	45	45		AM 28.4	328	53	37	
AM 24.6	144	50	40		AM 28.5	329	51	39	

## Anexo II – Volume das amostras AM.

Amostra	Altura (cm)	Diâmetro (cm)	Volume (cm <sup>3</sup> )	Amostra	Altura (cm)	Diâmetro (cm)	Volume (cm <sup>3</sup> )	Amostra	Altura (cm)	Diâmetro (cm)	Volume (cm <sup>3</sup> )
3.1t	2,068	2,516	10,28	13.1	2,088	2,535	10,54	22.1	2,064	2,476	9,94
3.1b	2,099	2,530	10,55	13.2	1,730	2,512	8,57	22.2t	2,060	2,430	9,55
3.2	2,064	2,530	10,38	13.3	2,024	2,521	10,10	22.2b	1,522	2,447	7,16
3.3t	2,076	2,521	10,36	13.4	2,112	2,493	10,31	22.3	2,057	2,466	9,82
3.3b	2,061	2,510	10,20	14.1	2,087	2,530	10,49	22.4	2,070	2,468	9,90
4.1	2,242	2,525	11,23	14.2	2,167	2,531	10,90	22.5t	2,056	2,474	9,88
4.2	2,100	2,536	10,61	14.3t	2,047	2,591	10,79	22.5b	1,489	2,495	7,28
4.3	2,124	2,554	10,88	14.3b	1,942	2,532	9,78	22.6t	2,080	2,417	9,54
4.4	2,074	2,524	10,38	14.4	2,088	2,594	11,03	22.6b	1,992	2,503	9,80
5.1t	2,074	2,512	10,28	14.5	2,141	2,542	10,87	23.1t	1,530	2,456	7,25
5.1b	2,128	2,520	10,61	15.1	2,078	2,517	10,34	23.1b	1,978	2,500	9,71
5.2t	2,080	2,524	10,41	15.2	2,066	2,456	9,79	23.2	2,099	2,525	10,51
5.2b	1,948	2,533	9,82	15.3	2,080	2,488	10,11	23.3	2,076	2,490	10,11
5.3t	2,010	2,529	10,10	15.4t	2,074	2,446	9,75	23.4t	2,096	2,522	10,47
5.3b	2,058	2,534	10,38	15.4b	1,910	2,458	9,06	23.4b	1,623	2,494	7,93
6.1	2,056	2,553	10,52	15.5	2,096	2,402	9,50	23.5	2,125	2,494	10,38
6.2	2,072	2,532	10,43	16.1	2,126	2,320	8,99	23.6t	2,114	2,514	10,49
6.3t	2,066	2,526	10,35	16.2	2,057	2,400	9,31	23.6b	1,364	2,492	6,65
6.3b	2,046	2,530	10,29	16.3t	2,067	2,452	9,76	23.7	2,106	2,502	10,35
7.1	2,070	2,530	10,41	16.3b	2,074	2,469	9,93	23.8	1,905	2,476	9,17
7.2	2,078	2,519	10,36	16.4	2,108	2,380	9,38	24.1	2,082	2,508	10,29
7.4	2,092	2,520	10,43	17.1	2,102	2,484	10,19	24.2	2,079	2,492	10,14
7.5	2,052	2,540	10,40	17.2t	2,119	2,502	10,42	24.3t	2,045	2,476	9,85
7.6	2,042	2,479	9,86	17.2b	1,886	2,462	8,98	24.3b	1,480	2,464	7,06
8.1	2,108	2,542	10,70	17.3	2,090	2,473	10,04	24.4	2,092	2,500	10,27
8.2	2,084	2,528	10,46	17.4	2,052	2,453	9,70	24.5	2,070	2,510	10,24
8.3t	2,064	2,523	10,32	17.5	2,100	2,472	10,08	24.6	2,084	2,468	9,97
8.3b	2,024	2,536	10,22	18.1	2,150	2,470	10,30	25.1t	2,060	2,476	9,92
8.4t	1,550	2,494	7,57	18.2	2,092	2,484	10,14	25.1b	1,614	2,482	7,81
8.4b	2,096	2,537	10,60	18.3	2,074	2,502	10,20	25.2t	1,712	2,482	8,28
8.5	2,110	2,526	10,57	18.4	2,114	2,489	10,29	25.2b	1,460	2,462	6,95
8.6	2,103	2,513	10,43	18.5	2,080	2,498	10,19	25.3t	2,052	2,472	9,85
9.1t	2,064	2,557	10,60	18.6	2,086	2,486	10,13	25.3b	1,617	2,494	7,90
9.1b	1,232	2,533	6,21	19.1t	2,063	2,480	9,97	25.4t	2,079	2,482	10,06
9.2t	2,046	2,542	10,38	19.1m	1,785	2,493	8,71	25.4b	1,976	2,496	9,67
9.2b	2,134	2,540	10,81	19.1b	1,691	2,506	8,34	26.1t	2,042	2,374	9,04
9.3	2,122	2,538	10,74	19.2t	1,635	2,490	7,96	26.1b	1,479	2,478	7,13
9.4t	1,925	2,540	9,75	19.2b	1,626	2,496	7,96	26.2t	2,051	2,332	8,76
9.4b	2,158	2,540	10,93	19.3t	2,058	2,497	10,08	26.2m	1,961	2,475	9,43
10.1t	2,088	2,542	10,60	19.3b	1,994	2,461	9,49	26.2b	1,789	2,508	8,84
10.1b	1,599	2,530	8,04	19.4t	2,055	2,378	9,13	26.3t	2,037	2,396	9,18
10.2	2,090	2,532	10,52	19.4m	1,646	2,470	7,89	26.3b	1,900	2,522	9,49
10.3	2,082	2,564	10,75	19.4b	1,822	2,444	8,55	26.4t	2,048	2,385	9,15
10.4	2,136	2,530	10,74	19.5t	2,071	2,433	9,63	26.4m	1,808	2,462	8,61
11.1	2,112	2,540	10,70	19.5m	1,640	2,513	8,13	26.4b	1,611	2,496	7,88
11.2	2,064	2,418	9,48	19.5b	1,565	2,494	7,65	27.1t	2,086	2,529	10,48
11.3t	2,066	2,512	10,24	20.1	2,102	2,227	8,19	27.1b	1,957	2,500	9,61
11.3b	1,749	2,487	8,50	20.2t	2,055	2,401	9,30	27.2t	1,644	2,454	7,78
11.4	2,151	2,451	10,15	20.2b	1,942	2,470	9,31	27.2b	2,072	2,512	10,27
11.5	2,094	2,532	10,54	20.3t	2,050	2,454	9,70	27.3	1,967	2,518	9,80
11.6	2,094	2,472	10,05	20.3b	1,572	2,458	7,46	27.4	2,107	2,472	10,11
11.7	2,046	2,464	9,76	20.4t	2,062	2,434	9,59	27.5	2,064	2,488	10,03
12.1	2,153	2,499	10,56	20.4b	1,868	2,474	8,98	27.6	2,104	2,474	10,11
12.2	2,096	2,430	9,72	21.1t	2,081	2,485	10,09	27.7	2,072	2,497	10,15
12.3	2,085	2,462	9,93	21.1b	1,469	2,498	7,20	28.1t	2,052	2,451	9,68
12.4	2,088	2,496	10,22	21.2	2,080	2,436	9,69	28.1b	1,406	2,449	6,62
				21.3t	2,064	2,482	9,99	28.2	2,078	2,382	9,26
				21.3b	1,961	2,465	9,36	28.3	2,121	2,468	10,15
				21.4t	2,069	2,386	9,25	28.4t	2,050	2,371	9,05
				21.4b	2,114	2,394	9,52	28.4b	1,935	2,464	9,23
				21.5	2,114	2,234	8,29	28.5t	2,056	2,362	9,01
								28.5b	1,950	2,470	9,34

## Anexo III – Dados recolhidos no campo das amostras COR.

AMOSTRAS	Dec (°)	Inc (°)	Inc (°) Corrigida	Coordenadas WGS84	AMOSTRAS	Dec (°)	Inc (°)	Inc (°) Corrigida	Coordenadas WGS84
COR 1.1	318	32	58		COR 10.1	16	35	55	
COR 1.2	312	26	64		COR 10.2	32	37	53	
COR 1.3	316	27	63	570554	COR 10.3	12	40	50	569772
COR 1.4	316	27	63	4432759	COR 10.4	17	38	52	4433964
COR 1.5	309	56	34		COR 10.5	5	39	51	
COR 1.6	308	54	36		COR 10.6	28	38	52	
COR 2.1	4	38	52		COR 11.1	78	51	39	
COR 2.2	0	45	45		COR 11.2	76	50	40	569893
COR 2.3	353	49	41	570251	COR 11.3	79	55	35	4434573
COR 2.4	358	40	50	4433081	COR 11.4	80	50	40	
COR 2.5	341	22	68		COR 11.5	73	75	15	
COR 2.6	326	28	62		COR 12.1	152	58	32	
COR 3.1	100	58	32		COR 12.2	134	60	30	570395
COR 3.2	107	65	25	570071	COR 12.3	124	65	25	4434994
COR 3.3	73	60	30	4433446	COR 12.4	115	57	33	
COR 3.4	79	60	30		COR 12.5	118	64	26	
COR 4.1	116	32	58		COR 13.1	53	40	50	
COR 4.2	118	60	30	569949	COR 13.2	56	35	55	
COR 4.3	116	63	27	4433782	COR 13.3	48	35	55	570642
COR 4.4	122	47	43		COR 13.4	54	38	52	4433943
COR 4.5	114	28	62		COR 13.5	56	30	60	
COR 5.1	133	54	36		COR 13.6	53	35	55	
COR 5.2	133	54	36	570053	COR 14.1	101	58	32	
COR 5.3	140	51	39	4434140	COR 14.2	105	58	32	570720
COR 5.4	133	51	39		COR 14.3	184	53	37	4434115
COR 5.5	130	52	38		COR 14.4	183	51	39	
COR 6.1	24	51	39	570405	COR 14.5	180	51	39	
COR 6.2	25	51	39	4432564	COR 15.1	270	55	35	
COR 6.3	33	50	40		COR 15.2	274	55	35	
COR 7.1	60	56	34		COR 15.3	268	55	35	569271
COR 7.2	64	56	34	570189	COR 15.4	272	65	25	4433493
COR 7.3	60	53	37	4432694	COR 15.5	276	66	24	
COR 7.4	60	55	35		COR 15.6	284	66	24	
COR 7.5	67	54	36		COR 16.1	272	56	34	
COR 8.1	104	53	37		COR 16.2	274	54	36	569403
COR 8.2	155	35	55		COR 16.3	271	51	39	4434351
COR 8.3	106	57	33	569952	COR 16.4	274	58	32	
COR 8.4	111	53	37	4432941	COR 17.1	80	60	30	
COR 8.5	110	56	34		COR 17.2	70	60	30	
COR 8.6	144	63	27		COR 17.3	70	67	23	569680
COR 9.1	114	32	58		COR 17.4	74	65	25	4434989
COR 9.2	128	29	61	569958	COR 17.5	70	65	25	
COR 9.3	120	30	60	4433252	COR 17.6	78	67	23	
COR 9.4	136	28	62		COR 18.1	26	52	38	
COR 9.5	135	30	60		COR 18.2	19	49	41	569376
					COR 18.3	18	47	43	4434776
					COR 18.4	23	45	45	

## Anexo IV – Volume das amostras COR.

Amostra	Altura (cm)	Diâmetro (cm)	Volume (cm <sup>3</sup> )	Amostra	Altura (cm)	Diâmetro (cm)	Volume (cm <sup>3</sup> )
1.1t	2,080	2,520	10,37	10.1	2,108	2,534	10,63
1.1b	2,052	2,526	10,28	10.2	1,684	2,520	8,40
1.2	2,108	2,526	10,56	10.3	2,068	2,544	10,51
1.3	2,069	2,525	10,36	10.4	2,109	2,529	10,59
1.4	2,050	2,516	10,19	10.5	2,096	2,542	10,64
1.5	2,120	2,527	10,63	10.6	2,082	2,538	10,53
1.6	2,050	2,542	10,40	11.1t	1,952	2,480	9,43
2.1t	2,030	2,510	10,04	11.1b	2,121	2,518	10,56
2.1b	2,080	2,504	10,24	11.2t	2,056	2,463	9,80
2.2t	2,112	2,514	10,48	11.2b	2,105	2,462	10,02
2.2b	2,021	2,516	10,05	11.3	2,064	2,491	10,06
2.3t	1,806	2,519	9,00	11.4t	2,106	2,500	10,34
2.3b	2,100	2,528	10,54	11.4b	1,881	2,486	9,13
2.4	2,050	2,522	10,24	11.5	2,114	2,467	10,10
2.5t	2,106	2,526	10,55	12.1	2,104	2,490	10,25
2.5b	1,851	2,532	9,32	12.2	2,001	2,498	9,81
2.6	1,882	2,514	9,34	12.3	2,138	2,471	10,25
3.1t	2,040	2,470	9,77	12.4	2,076	2,469	9,94
3.1b	1,378	2,436	6,42	12.5	2,076	2,517	10,33
3.2	2,084	2,482	10,08	13.1t	2,112	2,520	10,53
3.3	1,969	2,450	9,28	13.1b	2,026	2,516	10,07
3.4	2,121	2,417	9,73	13.2t	2,073	2,496	10,14
4.1	2,101	2,520	10,48	13.2b	1,908	2,510	9,44
4.2	2,112	2,509	10,44	13.3t	2,089	2,452	9,86
4.3	2,113	2,470	10,12	13.3b	2,130	2,498	10,44
4.4	2,154	2,496	10,54	13.4t	2,118	2,510	10,48
4.5t	2,084	2,530	10,48	13.4b	1,966	2,496	9,62
4.5b	2,012	2,526	10,08	13.5t	2,152	2,492	10,50
5.1	2,105	2,528	10,57	13.5b	2,022	2,502	9,94
5.2t	1,838	2,500	9,02	13.6t	2,056	2,474	9,88
5.2b	2,080	2,510	10,29	13.6b	1,880	2,509	9,29
5.3t	2,086	2,520	10,40	14.1	2,209	2,494	10,79
5.3b	1,795	2,514	8,91	14.2	2,214	2,452	10,45
5.4t	2,071	2,524	10,36	14.3	2,089	2,480	10,09
5.4b	1,929	2,515	9,58	14.4	2,080	2,518	10,36
5.5t	2,052	2,482	9,93	14.5	2,172	2,485	10,53
5.5b	2,055	2,525	10,29	15.1	2,120	2,458	10,06
6.1t	2,077	2,518	10,34	15.2t	2,072	2,486	10,06
6.1b	2,048	2,526	10,26	15.2b	1,369	2,504	6,74
6.2t	2,077	2,518	10,34	15.3	2,097	2,500	10,29
6.2b	1,735	2,526	8,69	15.4	2,122	2,487	10,31
6.3t	1,912	2,509	9,45	15.5t	1,939	2,452	9,16
6.3m	2,063	2,526	10,34	15.5b	1,659	2,482	8,03
6.3b	1,882	2,518	9,37	15.6	2,054	2,476	9,89
7.1	2,068	2,530	10,40	16.1t	1,936	2,490	9,43
7.2t	2,010	2,528	10,09	16.1b	1,932	2,542	9,81
7.2b	2,072	2,550	10,58	16.2	2,092	2,495	10,23
7.3	2,082	2,549	10,62	16.3t	2,080	2,499	10,20
7.4	2,060	2,517	10,25	16.3b	1,994	2,518	9,93
7.5t	2,069	2,516	10,29	16.4	2,150	2,528	10,79
7.5b	1,886	2,552	9,65	17.1	2,125	2,492	10,36
8.1	2,058	2,524	10,30	17.2	2,094	2,430	9,71
8.2	2,074	2,516	10,31	17.3	2,154	2,486	10,46
8.3	1,904	2,526	9,54	17.4	2,086	2,488	10,14
8.4	2,106	2,528	10,57	17.5	2,197	2,468	10,51
8.5	2,074	2,503	10,21	17.6	2,146	2,219	8,30
8.6t	1,559	2,528	7,83	18.1t	2,090	2,484	10,13
8.6b	1,928	2,528	9,68	18.1b	2,220	2,486	10,78
9.1	2,056	2,527	10,31	18.2	2,075	2,502	10,20
9.2	2,076	2,519	10,35	18.3	2,102	2,494	10,27
9.3t	2,084	2,512	10,33	18.4	2,094	2,441	9,80
9.3b	1,750	2,530	8,80				
9.4t	2,056	2,523	10,28				
9.4b	1,625	2,546	8,27				
9.5	2,099	2,522	10,49				