

# Caraterização físico-mecânica do Granito de Guimarães

Vanessa Figueiredo Laranjeira

Geologia

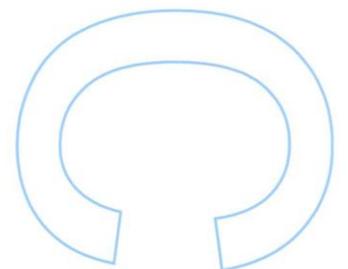
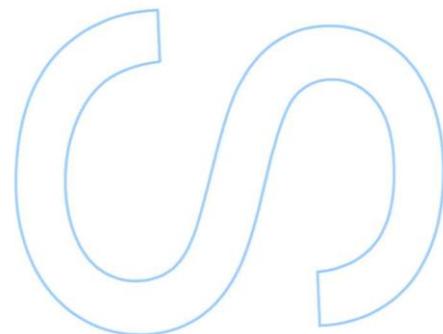
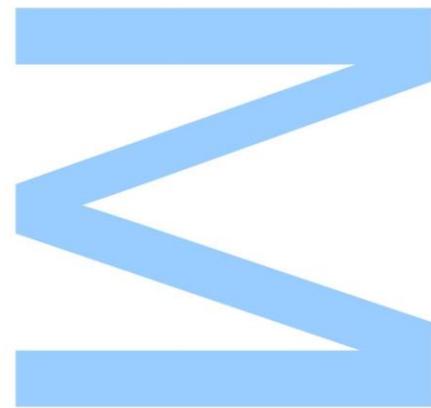
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território  
2017

## **Orientador**

Helena Sant'Ovaia, Professor Associado, Faculdade de Ciências da  
Universidade do Porto

## **Coorientador**

Joana Ribeiro, Professor Auxiliar Convidado, Faculdade de Ciências da  
Universidade do Porto



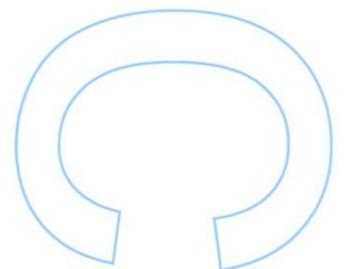
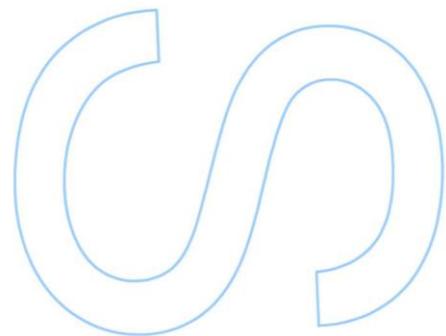
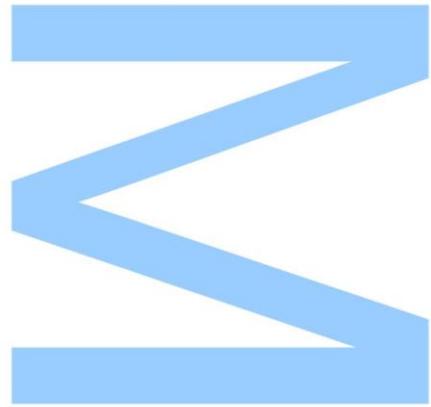




Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, \_\_\_\_ / \_\_\_\_ / \_\_\_\_





“Os dias prósperos não vêm por acaso, nascem de muita fadiga e persistência.”

**Henry Ford**



## **Agradecimentos**

Na elaboração da presente dissertação contei com o apoio direto e/ou indireto de muitas pessoas às quais estou profundamente grata. Correndo o risco de injustamente não mencionar algum dos contributos quero deixar expresso os meus agradecimentos:

Em primeiro lugar à Professora Helena Sant'Ovaia, orientadora da dissertação, o meu sincero agradecimento pelo desafio que me proporcionou, o apoio, a partilha do saber e o privilégio de ter trabalhado consigo. Obrigada pela sua disponibilidade e vontade de orientar a minha dissertação e me ter levado a conhecer e a trabalhar com a Professora Joana Ribeiro. Muito obrigada pela oportunidade de aprender e pelo apoio incondicional ao longo deste ano. Tenho por si um grande respeito e gratidão por estimular o meu interesse pelo conhecimento e pelo que fez por mim.

À Professora Joana Ribeiro, um profundo agradecimento por ter aceite ser a coorientadora e pelas valiosas contribuições para o trabalho. Acima de tudo, muito obrigada por me acompanhar nesta jornada e pela desmedida disponibilidade que teve para mim. Obrigada pela confiança e reconhecimento, pelos ensinamentos e amabilidade e pelas dicas que me vão ser úteis para a próxima etapa. O seu apoio foi determinante na elaboração desta dissertação.

Obrigada à Triáguas pela disponibilização das sondagens do Granito de Guimarães ao DGAOT – FCUP que possibilitou a realização desta dissertação. Obrigada ao Professor Rui Moura pelo apoio e passagem de conhecimentos na realização dos ensaios elétricos.

Obrigada à Sara Leal pela disponibilidade no início deste trabalho para a serragem das amostras do Granito de Guimarães; à Cláudia Cruz que me ajudou nos ensaios magnéticos e se mostrou sempre disponível para me ajudar, obrigada.

Ao Pedro Teixeira o meu enorme obrigado e respeito pelo que me ensinou sobre camaradagem e ajudar sem olhar a fins; às horas que me ajudou e me apoiou ao longo deste ano, e sobretudo pela paciência, muito obrigada.

À Ângela Pacheco que me acompanhou durante os cinco anos académicos e me apoiou incondicionalmente, muito obrigada pela amizade e ajuda. A todos os meus colegas de curso que me proporcionaram dois anos da minha vida académica com muita alegria e entreatuda. Sem dúvida tive momentos únicos com pessoas únicas e por isso um especial obrigado.

Aos meus amigos de coração e longa data, mesmo longe ou perto, que me transmitiram confiança em mim mesma, coragem, amizade, carinho, afeto e principalmente pela força e incentivos constantes que me deram nos dias mais cinzentos. A vocês um muito obrigado pela consideração e amizade, seja qual forem os caminhos que nos esperam, as aventuras que a vida nos trará, estarão presentes na minha memória.

Tenho a consciência que sozinha não teria chegado tão longe no meu percurso acadêmico, dirijo um agradecimento sincero e especial à minha avó Alice, à minha tia Amélia, aos meus pais, aos meus padrinhos e à minha tia Adelaide, por serem pessoas que me encorajaram, pelo apoio incondicional, pelos incentivos, pelo amor e sobretudo pela paciência demonstrada ao longo não só deste ano, mas dos meus cinco anos de curso. Foi um percurso por vezes difícil, mas que fez de mim uma pessoa independente, sem medo de sair da minha zona de conforto e fez-me perceber que devo acreditar mais em mim própria.

O meu profundo e sentido agradecimento a todas as pessoas que contribuíram para a concretização desta dissertação, estimulando-me intelectual e emocionalmente. A todos vocês dedico a minha dissertação.

## Resumo

Esta dissertação inclui a caracterização do Granito de Guimarães baseada em algumas propriedades físicas, petrográficas, magnéticas, elétricas e mecânicas medidas em amostras de sondagens mecânicas. Os principais objetivos deste trabalho são contribuir para o conhecimento geológico da área, assim como a caracterização técnica do granito, que pode ser útil para o seu uso/aplicação e para o planejamento e execução de obras de engenharia. As amostras estudadas foram obtidas a partir de sondagens mecânicas executadas numa área onde ocorre o Granito de Guimarães, em Campelos.

Assim, a caracterização do Granito de Guimarães passou por determinar e/ou estimar com base em alguns parâmetros as propriedades físicas (teor em água e peso volúmico), as propriedades petrográficas (utilizando o microscópio petrográfico), as propriedades magnéticas (susceptibilidade magnética), as propriedades elétricas (resistividade elétrica e a condutividade elétrica), e as propriedades mecânicas (resistência e parâmetros de deformabilidade).

O teor de água ( $W$ ) (%) e o peso volúmico ( $\gamma$ ) ( $\text{kN/m}^3$ ) das amostras do granito, influenciam o comportamento mecânico dos materiais rochosos, foram determinados em laboratório de acordo com os métodos sugeridos pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM).

Os estudos petrográficos permitem a identificação e caracterização dos diferentes minerais, incluindo aspetos de alteração e deformação, e a determinação da sequência paragenética. As observações petrográficas demonstraram a presença de quartzo, feldspato potássico, biotite, moscovite, plagioclase, zircão e apatite. A sericite e a clorite também estavam presentes nas amostras mais alteradas.

A medição da susceptibilidade magnética ( $K$ ) fornece informações sobre a composição de minerais magnéticos. A susceptibilidade magnética foi medida *in situ* e em laboratório e os valores obtidos foram semelhantes, mostrando um comportamento paramagnético ( $K \approx 10^{-6}$  SI) para todas as amostras. Estes resultados permitem incluir o granito estudado no grupo de *ilmenite type*, o que indica que as propriedades magnéticas foram suportadas pela biotite e a ilmenite.

A resistividade e a condutividade elétrica estão relacionadas com os mecanismos de propagação de corrente elétrica nos materiais que dependem de fatores como porosidade, textura e distribuição de poros. A resistividade foi medida em laboratório e os valores obtidos foram elevados (típicos de rochas pouco porosas).

A resistência à compressão uniaxial ( $\sigma_c$ ) e os parâmetros de deformabilidade (módulo de Young,  $E_d$  (GPa) e relação de Poisson,  $\nu_d$ ) são as propriedades mecânicas mais importantes para a classificação das rochas. Para a caracterização das propriedades mecânicas do Granito de Guimarães, foram realizados ensaios de resistência à compressão uniaxial (RCU), de carga pontual (PLT) e de velocidade de propagação de ultrassons. Os resultados estão de acordo com o esperado para os granitos. Os valores de velocidade de propagação das ondas P mais elevados correspondem a valores mais altos de resistência à compressão uniaxial. Isso possibilita avaliar estas amostras como sendo mais adequadas como material de construção.

Em geral, os resultados demonstram que as amostras mais alteradas apresentam uma maior quantidade de minerais filossilicatos, incluídos no grupo das micas, tais como a moscovite; alto teor em água, o que leva a uma maior meteorização e porosidade; valores de suscetibilidade magnética relativamente baixos; valores de resistividade elétrica baixos devido à presença de fraturas; e baixos valores de resistência e de velocidade das ondas P.

**Palavras-chave:** Granitos tardi-tectônicos, propriedades físicas, suscetibilidade magnética, resistividade elétrica, resistência à compressão, parâmetros de deformabilidade.

## **Abstract**

This work includes the characterization of the Guimarães Granite based on some physical, petrographic, magnetic, electrical and mechanical properties measured in drill core samples. The main goals of the work are to contribute to the geological knowledge of the area, as well as to contribute to the technical characterization of the granite, which may be useful for its use/application and for planning and execution of engineering works. The studied samples were obtained through mechanical drilling carried out in Guimarães Granite, in Campelos, Northern Portugal.

Therefore, the characterization of the Guimarães Granite was developed through the determination of physical properties (water content and volume weight), petrographic properties (using the optical microscopy), magnetic properties (magnetic susceptibility), electrical properties (electrical resistivity and electrical conductivity) and mechanical properties (strength and deformability parameters).

The water content ( $W$ ) and volume weight ( $\gamma$ ) of the granite samples, which influence the mechanical behavior of rocks, were determined in the laboratory according to the suggested methods proposed by the International Society of Mechanics of Rocks (ISRM).

The petrographic studies allow the identification and characterization of the different minerals, including alteration and deformation aspects, and the determination of the paragenetic sequence. Petrographic observations showed the presence of quartz, k-feldspar, biotite, muscovite, plagioclase, zircon and apatite. Sericite and chlorite were also present in the most altered samples.

Measurement of magnetic susceptibility ( $K$ ) provides information on the composition of magnetic minerals. The magnetic susceptibility was measured *in situ* and in laboratory and the obtained values were similar, showing a paramagnetic behavior ( $K \approx 10^{-6}$  SI) for all the samples. These results allow the inclusion of the studied granite in the granite *ilmenite type*, indicating that the magnetic properties are carried out by biotite and ilmenite.

The resistivity and the electrical conductivity are related with the mechanisms of propagation of electric current in the materials which depend on factors such as porosity, pore texture and distribution. The resistivity was measured in laboratory and the obtained values were high (typical of low porosity rocks).

The uniaxial compressive strength ( $\sigma_c$ ) and deformability parameters (Young's modulus,  $E_d$  and Poisson's ratio,  $\nu_d$ ) of the rocks are important mechanical properties for

the characterization classification of rocks. For the characterization of the mechanical properties of samples from Guimarães Granite, uniaxial compressive strength (UCS), point load strength (PLT) and ultrasonic propagation velocity tests were performed. The results are in agreement with the expected for granites. The higher P-wave propagation velocity values correspond to higher values of strength. This allows the evaluation of the studied samples concerning its suitability for use and application.

Generally, the results demonstrate that the most altered samples present higher amount of phyllosilicates minerals, within the mica group, such as muscovite; higher water content, which leads to a greater weathering and porosity; relatively lower values of magnetic susceptibility; lower electrical resistivity values due to the existing fissures; and lower values of strength and P-waves velocity.

**Key words:** Late-tectonic granites, physical properties, magnetic susceptibility, electrical resistivity, compressive strength, deformability parameters.

# Índice

Agradecimentos	iv
Resumo	vi
<i>Abstract</i>	viii
Índice	x
Índice de figuras	xii
Índice de tabelas	xvii
1. Introdução, estrutura e objetivos	
1.1. Introdução	2
1.2. Estruturação da dissertação	3
1.3. Objetivos	4
2. Enquadramento geológico	
2.1. Enquadramento geográfico	6
2.2. Enquadramento hidrogeológico e geomorfológico	8
2.3. Enquadramento geológico e geotectónico	10
2.3.1. Evolução geodinâmica de Portugal	10
2.3.2. Orogenia Varisca	12
2.3.3. Caracterização geológica e geotectónica de Campelos	15
3. Origem, instalação e classificação de granitóides (s.l.) variscos do Norte de Portugal	
3.1. Granitóides (s.l.) variscos do Norte de Portugal	19
3.1.1. Classificações petrográficas e geoquímicas	19
3.1.2. Classificações estruturais e geocronológicas	22
3.1.3. Classificações de campo	29
3.2. Estruturas existentes nos granitóides: encraves	31
4. Conceitos teóricos	
4.1. Propriedades físicas/índice	34
4.2. Propriedades óticas	35
4.2.1. Reflexão e refração da luz	35
4.2.2. Minerais isotrópicos e anisotrópicos	37
4.2.3. O microscópio petrográfico	38
4.3. Propriedades magnéticas	39
4.4. Propriedades elétricas	42
4.5. Propriedades mecânicas	45

4.6.	Classificação geotécnica de rochas e de maciços rochosos	49
5.	Materiais e metodologias	
5.1.	Amostragem	53
5.1.1.	Seleção de amostras de sondagens	55
5.2.	Métodos de investigação <i>in situ</i>	59
5.2.1.	Trabalho de campo	59
5.3.	Métodos de investigação laboratorial	64
5.3.1.	Propriedades físicas	64
5.3.1.1.	Teor em água (W)	65
5.3.1.2.	Peso volúmico sólido ( $\gamma_s$ )	65
5.3.2.	Petrografia	66
5.3.3.	Suscetibilidade magnética (SM)	67
5.3.3.1.	Suscetibilidade magnética (SM) no campo	67
5.3.3.2.	Suscetibilidade magnética (SM) nos provetes	68
5.3.4.	Resistividade elétrica	69
5.3.5.	Ensaio mecânicos	73
5.3.5.1.	Resistência à compressão uniaxial (RCU)	74
5.3.5.2.	Carga pontual (PLT)	77
5.3.5.3.	Velocidade de propagação de ultrassons	79
6.	Resultados obtidos e discussão	
6.1.	Propriedades físicas	86
6.1.1.	Teor em água (W)	86
6.1.2.	Peso volúmico sólido ( $\gamma_s$ )	87
6.2.	Petrografia	88
6.3.	Suscetibilidade magnética (SM)	101
6.4.	Resistividade elétrica	109
6.5.	Propriedades mecânicas	111
6.5.1.	Resistência à compressão uniaxial	111
6.5.2.	Ensaio de carga pontual	112
6.5.3.	Velocidade de propagação de ultrassons	115
6.6.	Correlação entre as propriedades estudadas do Granito de Guimarães	118
7.	Considerações finais	126
	Referências bibliográficas	128
	Anexo – Log das sondagens	140

## Índice de figuras

Figura 1 – Localização geográfica e administrativa, em Portugal Continental, da freguesia de Ponte.	6
Figura 2 - Localização da área em estudo (extrato da folha 84 da carta militar de Portugal à escala original de 1/25 000).	7
Figura 3 – Vista aérea do local em estudo (adaptado Google Earth, consultado a 06/04/2017 às 17:13h).	7
Figura 4 – Bacias hidrográficas, principais rios e seus afluentes, no NW de Portugal (retirado de nucleoap.blogspot.com).	8
Figura 5 – Bacias hidrográficas do Norte de Portugal (adaptado de SNIRH, 2009).	9
Figura 6 – Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1979). 1) Bacias cenozóicas; 2) Bacias meso-cenozóicas com inversão tectónica alpina fraca a moderada; 3) Cadeias alpinas; 4) Soco varisco.	10
Figura 7 – Unidades estruturais de 1ª ordem (terrenos) e de 2ª ordem (zonas) no varisco ibérico (adaptado de Ribeiro e Sanderson, 1996 e de Vera, 2004).	12
Figura 8 – Esquema simplificado das dobras típicas da segunda fase de deformação da orogenia Varisca (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1983).	13
Figura 9 – Virgação das estruturas hercínicas no NW Peninsular. LA- Laurentia; GW- Gondwana; BA- Báltica (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1980).	14
Figura 10 – Esquema representativo das fases de deformação hercínica no setor NE de Portugal (adaptado de Dias, 1994).	15
Figura 11 – Extrato da carta 9-B de Guimarães da Carta Geológica de Portugal (escala original 1/50 000) (adaptado de Montenegro de Andrade <i>et al.</i> , 1986).	17
Figura 12 – Classificação (parcial) das rochas ígneas faneríticas (adaptado de Streckeisen, 1976). Os vértices representam: Q- Quartzo; A- Alcalis (feldspatos alcalinos e albite); P- Série das plagioclases desde oligoclase à anortite.	21
Figura 13 – Classificação IUGS das rochas faneríticas (adaptado de Streckeisen, 1976).	21
Figura 14 – Classificação dos granitóides com base no seu contexto geotectónico, destacando-se o tipo de granitos presentes na ZCI ( <i>s.l.</i> ) designados por <i>Hercynotype</i> (adaptado de Pitcher, 1987).	23
Figura 15 – Classificação dos granitóides tendo em conta o seu contexto geotectónico. Os granitóides do tipo <i>Hercynotype</i> estão representados como os granitóides do tipo <i>Continental Collision</i> (adaptado de Pitcher, 1983 e 1993 e Barbarin, 1990).	24

Figura 16 – Distribuição dos granitóides variscos sin-D3 e tardi-pós-D3 no centro e norte de Portugal (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1972).	27
Figura 17 – Reflexão da luz (adaptado de Velho, 2009).	36
Figura 18 – Refração da luz (adaptado de Velho, 2009).	37
Figura 19 – Os principais componentes do microscópio petrográfico (adaptado de Velho, 2009).	38
Figura 20 – Tipos de estruturas, em função do tipo de acoplamento dos momentos magnéticos dos eletrões (adaptado de Thompson e Oldfield, 1986).	41
Figura 21 – Relação entre a suscetibilidade magnética (K, SI) e a percentagem de ferro expresso em percentagem em peso (wt%) (adaptado de Parés, 2015).	41
Figura 22 – Classificação proposta para granitos do grupo <i>ilmenite-type</i> (adaptado de Sant’Ovaia e Noronha, 2005).	42
Figura 23 – Definição de solos coesivos e rochas de acordo com a classificação da ISRM, 1978 (adaptado de Hencher, 1993).	47
Figura 24 – Planta de localização das sondagens (S1 a S9) (escala original: 1/1 000).	54
Figura 25 – Caixas das sondagens do Granito de Guimarães.	56
Figura 26 – Amostras selecionadas para os ensaios a realizar.	56
Figura 27 – Procedimento do corte e retificação dos provetes selecionados.	57
Figura 28 – Provetes e topos dos provetes após o corte.	57
Figura 29 – Provetes após a retificação.	58
Figura 30 – Mapa geológico simplificado de Guimarães segundo a carta geológica de Portugal 1/50 000, folha 9-B – Guimarães, em publicação pelos Serviços Geológicos de Portugal (adaptado de Montenegro de Andrade <i>et al.</i> , 1985).	60
Figura 31 – Encraves microgranulares máficos e félsicos no Granito de Guimarães.	61
Figura 32 - Megacristais de feldspato potássico com forma retangular alongada.	61
Figura 33 – Granito biotítico porfiróide com grandes megacristais de feldspato potássico e com encraves microgranulares máficos e félsicos.	62
Figura 34 – A: Encraves máficos (vaugneritos) destacado no granito, representado por uma tonalidade mais escura; B: Encraves félsicos no granito.	63
Figura 35 – Granito de duas micas com o predomínio da biotite de grão médio.	63
Figura 36 – Maciço granitóide presente na Pedreira de Lajes onde se observa a atuação dos sulfuretos, originando o aspeto oxidado (superfície laranja) ao granito	64

Figura 37 – À esquerda o topo dos provetes utilizados e à direita a balança usada para a pesagem.	65
Figura 38 – Provetes e topo dos provetes utilizados para produzir lâminas delgadas.	66
Figura 39 – Lâminas delgadas usadas para o estudo petrográfico do Granito de Guimarães.	67
Figura 40 – Microscópio <i>LEICA DMLSP</i> acoplado ao computador utilizado para os estudos de petrografia elaborados no DGAOT (FCUP).	67
Figura 41 – Suscetibilímetro portátil ( <i>KT-10 Terra Plus</i> ).	68
Figura 42 – Esquema representativo dos ensaios de resistividade elétrica nos provetes do Granito de Guimarães.	70
Figura 43 – Aparelhos utilizados para a medição da resistividade elétrica dos provetes do Granito de Guimarães. A: Bateria utilizada para recarregar o resistímetro. B: Resistímetro. C: Computador CAD SUPPORT (571)350 – 1810 que dispõe do <i>software RM1b</i> .	70
Figura 44 – Elementos utilizados no topo dos provetes para a aquisição dos valores de resistividade elétrica: à esquerda o fio de cobre em forma de espiral; à direita o disco de cobre.	70
Figura 45 – Interface do <i>software RM1b</i> utilizado para a medição da resistividade elétrica nos provetes do Granito de Guimarães.	71
Figura 46 – Medição da resistividade elétrica num provete do Granito de Guimarães.	72
Figura 47 – Esquema do funcionamento das tensões aplicadas no ensaio de compressão uniaxial (adaptado de González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002).	74
Figura 48 – Imagem representativa das designações utilizadas para cada dimensão do provete de uma determinada rocha (adaptado de Rocha, 1981).	75
Figura 49 – A: Prensa 50 – C56L; B: Microprocessador <i>Wizard Basic</i> utilizados para os ensaios nos provetes do Granito de Guimarães.	76
Figura 50 – Ensaio de carga pontual realizado para os provetes do Granito de Guimarães.	77
Figura 51 – a) Ensaio válido; b) Ensaio não válido (adaptado de ISRM, 1985).	78
Figura 52 – Ábaco utilizado para a normalização do índice de resistência (adaptado de ISRM, 1985).	79
Figura 53 – Aparelho de medição da velocidade de propagação de ultrassons.	81

Figura 54 – Posição do transmissor e recetor utilizado no ensaio de velocidade de propagação de ultrassons para os provetes do Granito de Guimarães (adaptado de ISRM, 1978).	81
Figura 55 – a) Transmissão direta; b) Transmissão semi-indireta; c) Transmissão indireta (adaptado de ISRM, 1978).	83
Figura 56 – Calibração do aparelho ultrassónico 58 E – 48.	84
Figura 57 – A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: Imagem em nicóis cruzados (NX) da lâmina 2.	89
Figura 58 – A e B: Aspeto geral dos grãos de quartzo (Qtz) fraturados, em NP e NX, respetivamente; C: Deformação evidenciada nos grãos de quartzo (Qtz) pela presença de extinção ondulante, em NX.	90
Figura 59 – Ocorrência de sericite (Ser) no seio de cristais de feldspato potássico (Kfs). A: em NP; B: em NX.	90
Figura 60 – A e B: Cristais de biotite (Bt) com inclusões de zircão (Zrn), em NP e em NX, respetivamente. Substituição da biotite pela moscovite secundária (Ms) – moscovitização da biotite (Y), formação de moscovite nos bordos da biotite; C e E: em NP; D e F: em NX.	91
Figura 61 – Modo de ocorrência da plagioclase (Pl) em NX. A: Plagioclase sericitizada e alteração da plagioclase formando a sericite (Ser); B: Presença de maclas polissintéticas e sericitização e moscovitização (Ser + Ms) da plagioclase.	92
Figura 62 – Modo de ocorrência de moscovite (Ms): moscovitização nos bordos dos grãos de biotite (Bt). A: em NP. B: em NX.	93
Figura 63 – Cristais de apatite (Ap) no seio da biotite (Bt). A: em NP); B: em NX.	93
Figura 64 – A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: Imagem em NX da lâmina 5.	94
Figura 65 – Aspetos de deformação no quartzo (Qtz): extinção ondulante e fraturação. A: em NP; B: em NX.	95
Figura 66 – Modo de ocorrência da sericite (Ser), originando o aspeto ponteadado a esta lâmina. A: em NP; B: em NX.	95
Figura 67 – Aspeto geral da amostra com destaque para a biotite (Bt) com inclusões de minerais opacos (Op) e zircões (Zrn). A: em NP; B: em NX.	96
Figura 68 – Aspetos gerais da plagioclase (Pl): maclas polissintéticas da plagioclase e inclusões de sericite (Ser) na plagioclase. A: em NP; B: em NX.	97
Figura 69 – Aspetos da moscovite (Ms): A (NP) e B (NX): Deformação dúctil da moscovite observada pela presença de dobramentos dos planos de clivagem; C (NP) e D (NX): Sericitização (Ser) nas bordaduras da biotite (Bt) e moscovitização	98

(X); E (NP) e F (NX): Moscovite no seio de minerais de feldspato potássico (Fk) e quartzo (Qtz).	
Figura 70 – A (NP) e B (NX): Clorite (Chl) nas bordas da moscovite (Ms); C (NP) e D (NX): Agulhas de rútilo (Rt) no seio da biotite (Bt) e cloritização da biotite.	99
Figura 71 – Aspeto da turmalina (Tur) associada ao quartzo (Qtz), em NP.	100
Figura 72 – Mineral de monazite (Mnz) incluído no seio da biotite (Bt). A: em NP; B: em NX.	100
Figura 73 – Agulhas de rútilo (Rt) na biotite (Bt). A e B: em NP.	101
Figura 74 – Perfis de SM ao longo dos provetes 1a, 1b, 2a, 2b do Granito de Guimarães.	103
Figura 75 – Perfis de SM ao longo dos provetes 4a, 4b, 5a, 5b do Granito de Guimarães.	104
Figura 76 – Perfis de SM ao longo dos provetes 6a, 6b, 7a, 7b do Granito de Guimarães.	105
Figura 77 – Perfil de SM ao longo do provete 8 do Granito de Guimarães.	106
Figura 78 – A e B: Provede 1a antes e após o ensaio, respetivamente; C e D: Provede 7a antes e após o ensaio, respetivamente.	112
Figura 79 – A e B: Provede 1b antes e após o ensaio, respetivamente; C e D: Provede 5b antes e após o ensaio, respetivamente.	114
Figura 80 – Relação entre a resistência à compressão uniaxial ( $\sigma_c$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães.	120
Figura 81 – Relação entre o índice de carga pontual ( $I_{S(50)}$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães designados como b.	121
Figura 82 – Relação entre o módulo de Young ( $E_d$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães.	121
Figura 83 – Relação entre a resistência à compressão uniaxial ( $\sigma_c$ ) e a suscetibilidade magnética ( $K_m$ ) dos provetes do Granito de Guimarães.	122
Figura 84 – Relação entre a resistividade elétrica ( $\rho$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães.	123
Figura 85 – Relação entre a resistividade elétrica ( $\rho$ ) e o módulo de Young ( $E_d$ ) dos provetes do Granito de Guimarães.	124

## Índice de tabelas

Tabela 1 – Classificação dos granitóides variscos ibéricos com base em critérios petrográficos e geoquímicos (adaptado de Capdevila e Floor, 1970).	20
Tabela 2 – Classificação estrutural e geocronológica dos granitóides ibéricos (adaptado de Ferreira <i>et al.</i> , 1987).	25
Tabela 3 – Peso específico de alguns tipos de rocha (adaptado de González de Vallejo <i>et al.</i> , 2011).	35
Tabela 4 – Valores de resistividade elétrica para diferentes tipos de rochas (adaptado de Dubois <i>et al.</i> , 2011).	44
Tabela 5 – Constantes elásticas de alguns tipos de rocha (adaptado de González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002).	47
Tabela 6 – Classificação das rochas a partir da resistência à compressão uniaxial (adaptado de González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002).	48
Tabela 7 – Classificação da resistência à compressão uniaxial (adaptado de ISRM, 1978).	48
Tabela 8 – Classificação da qualidade de um maciço rochoso segundo o índice RQD (adaptado de Deere, 1968).	50
Tabela 9 – Classificação do estado de alteração do maciço rochoso a partir da percentagem de recuperação (adaptado de ISRM, 1981).	50
Tabela 10 – Classificação dos maciços rochosos com base o seu estado de alteração (adaptado de ISRM, 1981).	50
Tabela 11 – Caraterísticas das sondagens executadas em Campelos, Guimarães.	55
Tabela 12 – Amostras selecionadas e caraterísticas dos provetes.	58
Tabela 13 – Massa inicial, $m_i$ (kg), massa seca, $m_s$ (kg), e teor em água, $W$ (%) das amostras estudadas.	86
Tabela 14 – Determinação das dimensões, $d$ e $L$ (mm), massa inicial, $m_i$ (kg), volume total, $V_t$ (m <sup>3</sup> ), do peso, $P$ (N), e do peso volúmico seco $\gamma_s$ (kN/m <sup>3</sup> ) dos provetes em estudo.	87
Tabela 15 – Suscetibilidade magnética, $K$ , medida no Granito de Guimarães e granitos envolventes.	102
Tabela 16 – Valores de SM obtidos ao longo da extensão dos provetes, $K$ ( $\times 10^{-6}$ SI) e valores médios de cada provete, $K_m$ ( $\times 10^{-6}$ SI).	107
Tabela 17 – Resultados da resistividade e condutividade elétrica dos provetes do Granito de Guimarães.	109

Tabela 18 – Dados obtidos a partir da execução do ensaio de resistência à compressão uniaxial.	111
Tabela 19 – Resultados obtidos a partir do ensaio de carga pontual e resistência à compressão uniaxial estimada a partir do índice de carga pontual.	113
Tabela 20 – Classificação da resistência de uma rocha em função do índice de carga pontual, $I_s$ (adaptado de Hoek, 2007).	114
Tabela 21 – Resistência à compressão uniaxial obtida a partir dos ensaios mecânicos realizados.	115
Tabela 22 – Dados obtidos a partir do ensaio de determinação da velocidade de ultrassons nos provetes do Granito de Guimarães, velocidade de propagação das ondas P e ondas S, módulo de Young e coeficiente de Poisson.	116
Tabela 23 – Propriedades físico-mecânicas determinadas e estimadas nos provetes do Granito de Guimarães em estudo neste trabalho.	119



# **INTRODUÇÃO, ESTRUTURA E OBJETIVOS**

Capítulo 1

## 1.1. Introdução

O presente trabalho surgiu pela oportunidade de contribuir para o estudo geotécnico das rochas graníticas do NW de Portugal, mais precisamente o Granito de Guimarães, e assim aprofundar o conhecimento das propriedades físico-mecânicas que podem ser avaliadas nos maciços graníticos.

Assim, a realização deste trabalho teve como principal objetivo a caraterização de algumas propriedades físicas, petrográficas, magnéticas, elétricas e mecânicas em laboratório (e também em campo para a caraterização magnética) do Granito de Guimarães presentes na área em estudo, Campelos, situada em Guimarães, com vista carateriza-lo em termos geotécnicos e compreender a sua geocronologia, através das várias caraterizações feitas a este granito.

As propriedades físicas estudadas foram o teor em água,  $W$ , e o peso volúmico sólido,  $\gamma_s$ , as observações óticas foram realizadas com recurso ao microscópio ótico, a suscetibilidade magnética,  $K$ , foi a propriedades magnética estudada neste trabalho, as propriedades elétricas analisadas foram a resistividade elétrica,  $\rho$ , e a condutividade elétrica,  $C$ , e por fim, os ensaios mecânicos efetuados foram de resistência à compressão uniaxial, de carga pontual e de velocidade de propagação de ultrassons.

Todos os ensaios físicos e mecânicos foram realizados com base nos métodos sugeridos pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM) e pelas normas ASTM – *American Society for Testing and Materials*.

A caraterização do Granito de Guimarães com base nestas propriedades permitiu contribuir para o conhecimento geológico assim como para o planeamento e execução de obras de engenharia que possam ocorrer em áreas onde se situa o granito de acordo com vários critérios técnicos. Os dados que foram obtidos poderão ainda ser úteis para a caraterização do Granito de Guimarães, para a sua utilização como material de construção e para a previsão do seu comportamento em determinadas condições.

Este estudo realizado no Granito de Guimarães é feito com base em bibliografia já existente sobre a sua caraterização petrográfica, mineralógica e geocronológica, que, após este estudo, é complementada pelos resultados obtidos nas diferentes propriedades analisadas; e pela disciplina de Mecânica das Rochas que estuda o comportamento mecânico e as deformações dos maciços rochosos.

## 1.2. Estruturação da dissertação

Esta dissertação foi organizada por capítulos de forma a tornar mais acessível a explicação das diversas propriedades realizadas neste estudo.

O capítulo 1 começa por uma breve introdução à dissertação no ponto I.1. Os objetivos desta dissertação são abordados no ponto I.3. e, surgiram com o intuito de descrever quais os estudos elaborados nesta dissertação.

O capítulo 2 apresenta o enquadramento geológico que explica a contextualização da área em estudo, Campelos, clarificando alguns aspetos como a geomorfologia, a geologia e a tectónica desta área.

O capítulo 3 aborda a origem, instalação e classificação dos granitóides (*s.l.*) variscos na Zona Centro-Ibérica (ZCI), dando ênfase às diferentes classificações dependentes de características dos granitos como petrográficas, geoquímicas, estruturais, geocronológicas e observáveis no campo. Aborda-se brevemente as estruturas existentes nos granitóides, mais concretamente os encraves, presentes no Granito de Guimarães.

No capítulo 4 são apresentados os conceitos teóricos das propriedades estudadas nesta dissertação, isto é, das propriedades físicas, petrográficas, magnéticas, elétricas e mecânicas, que dão uma introdução teórica às metodologias utilizadas e que são explicadas num capítulo diferente.

O capítulo 5 intitula-se de “Materiais e metodologias” pois são descritos os materiais utilizados, assim como é referida a amostragem feita para a caraterização do Granito de Guimarães conforme as propriedades que foram estudadas, incluindo o trabalho de campo e a seleção de amostras de sondagens e por fim são apresentadas as metodologias utilizadas para cada uma das propriedades já explicadas no capítulo 4.

O capítulo 6 apresenta os resultados obtidos nos estudos realizados no Granito de Guimarães, recorrendo a imagens, tabelas e gráficos para uma melhor compreensão, visualização e discussão dos resultados que foram adquiridos.

No capítulo 7 são apresentadas as considerações finais que foi possível obter com todas as propriedades estudadas, isto é, demonstra-se uma conclusão geral de tudo o que foi feito.

Por fim, no capítulo 8 encontram-se as referências bibliográficas utilizadas para a realização desta dissertação.

### 1.3. Objetivos

A caraterização do Granito de Guimarães passou por determinar e/ou estimar com base em alguns parâmetros as propriedades físicas: o teor em água e peso volúmico; as propriedades petrográficas com auxílio do microscópio petrográfico para o estudo de lâminas delgadas e observação dos minerais constituintes do granito; as propriedades magnéticas, mais precisamente a suscetibilidade magnética (SM) em laboratório e em campo; as propriedades elétricas: a resistividade elétrica e a condutividade elétrica; e as propriedades mecânicas: resistência e parâmetros de deformabilidade que foram realizados através dos ensaios de resistência à compressão uniaxial/simplex (RCU), ensaios de carga pontual (PLT) e ensaios de velocidade de propagação de ultrassons.

As propriedades físicas, magnéticas, elétricas e mecânicas do material rochoso estão diretamente relacionadas com a composição mineralógica, o *fabric*, a textura e a história geológica e estrutural, ou seja, a classificação litológica da rocha em questão. Dependendo destas propriedades, o material rochoso apresentará, por exemplo, determinada resistência e modo de deformação que o irá caraterizar do ponto de vista mecânico.

Assim, foram estudados 13 provetes recolhidos em sete sondagens mecânicas de uma área onde ocorre o Granito de Guimarães, no lugar de Campelos, junto à margem direita do rio Ave, freguesia de Ponte, concelho de Guimarães. Nos provetes foram executados ensaios laboratoriais que permitam a determinação das propriedades referidas acima.

Com base em todas as caraterizações efetuadas é feita uma síntese geral no fim deste trabalho que engloba todos os resultados obtidos e a que conclusões foi possível chegar.

# **ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO**

Capítulo 2

## 2.1. Enquadramento geográfico

A área em estudo situa-se no lugar de Campelos, junto à margem direita do rio Ave, freguesia de Ponte, no concelho de Guimarães (figura 1). O concelho de Guimarães situa-se no distrito de Braga, região do Norte e sub-região do Ave e é rodeado a noroeste pelos montes de Outeiro e Penedice, Sameiro e Falperra, a norte pela Senhora do Monte e a sudeste pela Santa Marinha e Santa Catarina (Penha). A sul localiza-se o vale do rio Vizela. De nordeste para sudoeste, dividindo o concelho, surge o rio Ave com o seu extenso vale, e um dos seus afluentes – o rio Selho.

Assim, o rio Ave é um elemento marcante do concelho de Guimarães, um eixo de convergência de um vasto número de cursos de água, constituído por uma densa malha de linhas de água, o que se traduz por uma enorme disponibilidade de recursos hídricos superficiais.

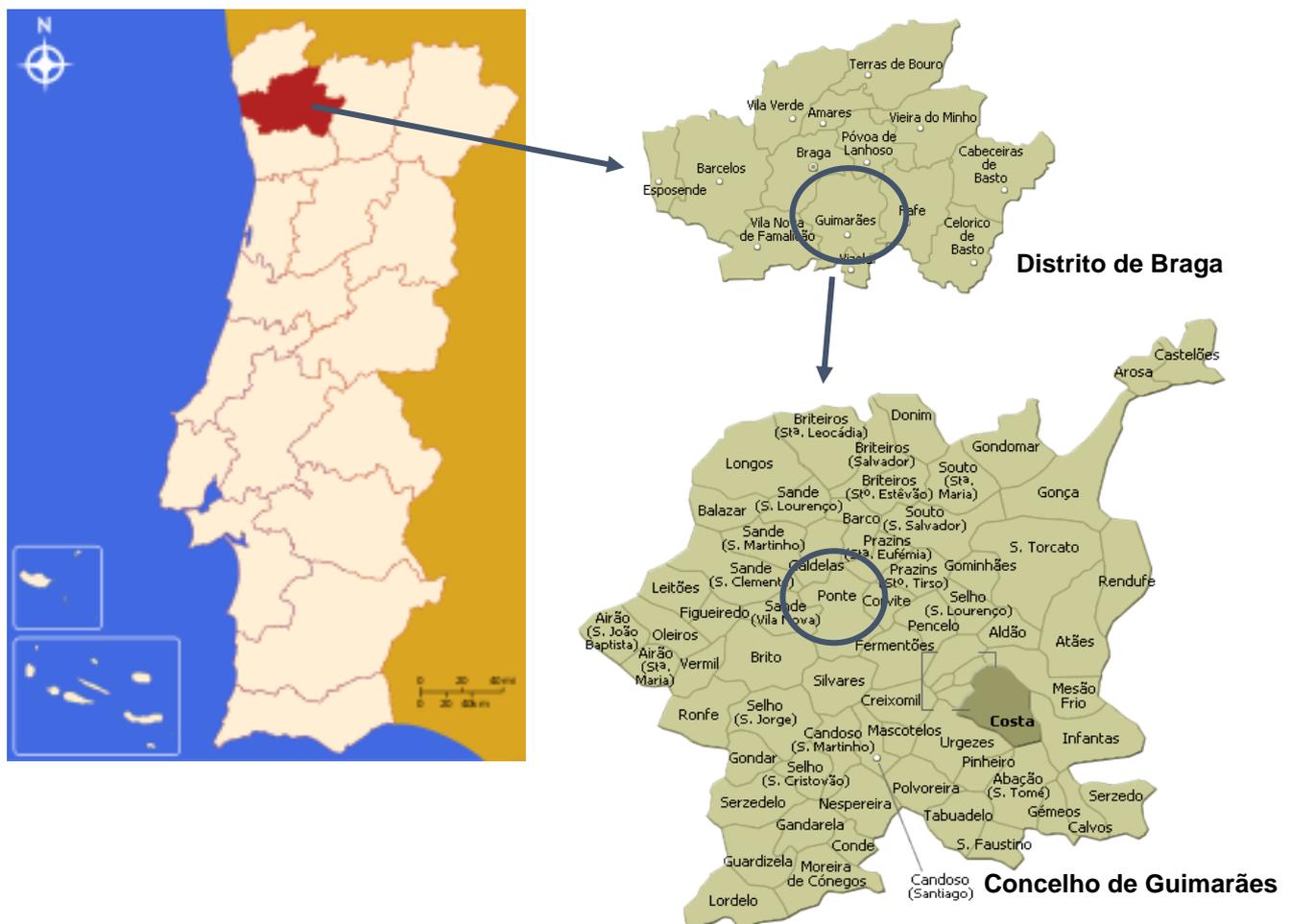


Figura 1 – Localização geográfica e administrativa, em Portugal Continental, da freguesia de Ponte.

A área em estudo encontra-se cartografada na folha 84 da Carta Topográfica Militar de Portugal, à escala 1:25 000, elaborada pelo Instituto Geográfico do Exército (figura 2), sendo possível uma observação da vista aérea através do *Google Earth* (figura 3).

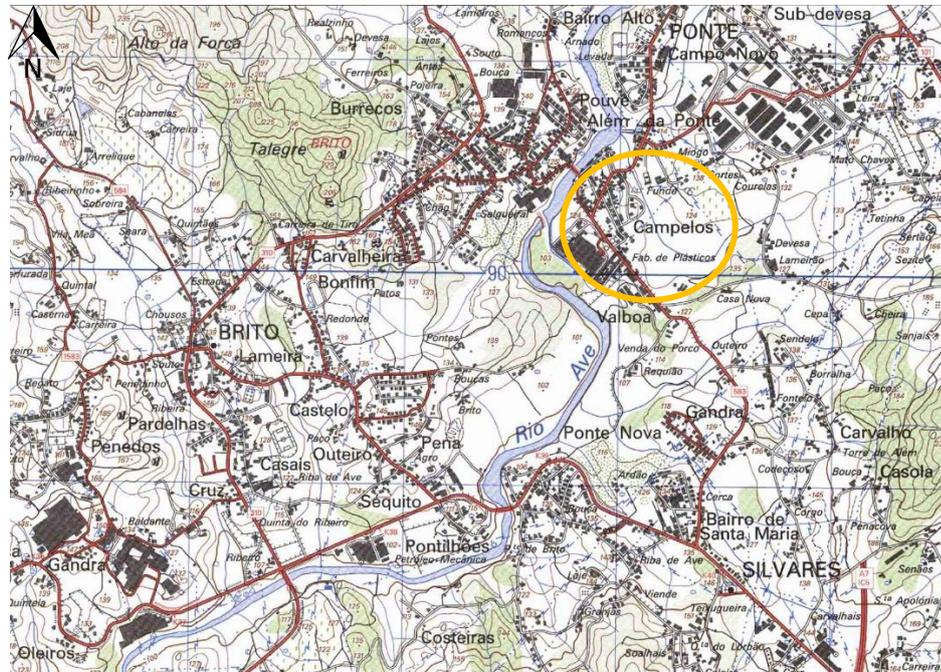


Figura 2 - Localização da área em estudo (extrato da folha 84 da carta militar de Portugal à escala original de 1/25 000).



Figura 3 – Vista aérea do local em estudo (adaptado *Google Earth*, consultado a 06/04/2017 às 17:13h).

## 2.2. Enquadramento hidrogeológico e geomorfológico

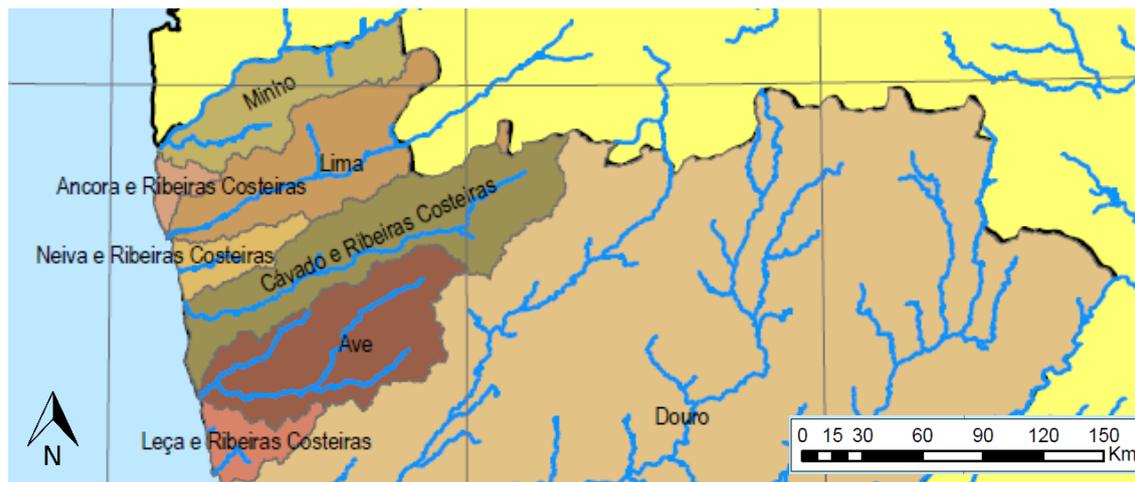
O concelho de Guimarães integra-se, na totalidade da sua área, na bacia hidrográfica do Ave, localizada a noroeste de Portugal e possui uma área total de 1390 km<sup>2</sup> (Araújo, 1990), com direção predominantemente de nordeste para sudoeste. A bacia do Ave é limitada a norte pela bacia do Cávado, a leste pela bacia do Douro e a sul pelas bacias do Leça e Douro.

O rio Ave nasce na vertente noroeste da Serra da Cabreira a uma altitude de 1260 metros, depois de percorrer 93,5 km (Araújo, 1990), atravessando os concelhos de Vieira do Minho, Póvoa de Lanhoso, Guimarães, Vila Nova de Famalicão, Santo Tirso, Trofa e Vila do Conde, desagua no oceano Atlântico em Vila do Conde com um caudal médio na foz de 30,6 m<sup>3</sup>/s (Carmo, 2006) (figura 4).



**Figura 4** – Bacias hidrográficas, principais rios e seus afluentes, no NW de Portugal (retirado de nucleop.blogspot.com).

Na bacia hidrográfica do rio Ave, com uma altitude média de 280,4 metros, (Araújo, 1990) os principais afluentes são o rio Vizela que desagua na margem esquerda, e o rio Este que drena na margem direita, existindo uma elevada densidade de linhas de água, associada a declives suaves e perturbações de escoamento que originam zonas com drenagem fraca que se traduzem por longos períodos de encharcamento e, na ocorrência de cheias em determinadas áreas durante a estação do Inverno (figura 5).



**Figura 5** – Bacias hidrográficas do Norte de Portugal (adaptado de SNIRH, 2009).

Nesta região, a precipitação oscila entre os 900 e os 3 900 mm, calculando-se uma precipitação média anual de 1 791 mm, verificando-se os valores médios anuais mais elevados na zona a montante do rio enquanto na área mais próxima da foz regista-se um valor médio anual de precipitação inferior a 1 500 mm. A temperatura média anual ronda os 15° C devido à influência atlântica que permite o registo de verões de tipo moderado e invernos do tipo fresco, verificando-se a montante do rio um clima mais rigoroso.

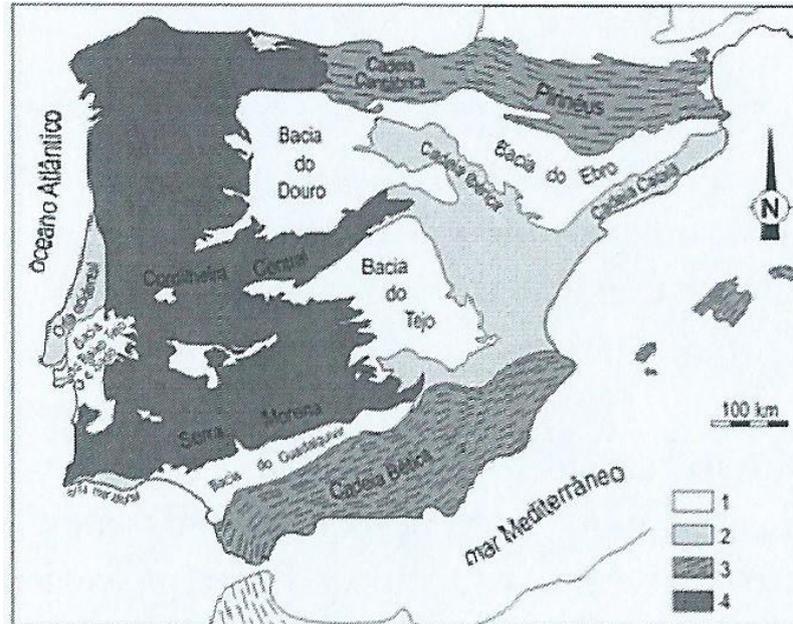
Quanto ao relevo da bacia hidrográfica do rio Ave, apresenta na parte mais a montante características de um rio de montanha, correndo o rio mais encaixado e com declives acentuados entre 3,8 e 16,7%, mais a jusante o vale é mais largo, com margens de aluvião bastante espaçosas, com declives suaves, chegando mesmo a formar meandros (Araújo, 1990). Quanto ao declive, nos últimos 82 km de percurso do rio é pouco acentuado e relativamente constante, o que já não se verifica mais a montante (INAG, 2000).

## 2.3. Enquadramento geológico e geotectónico

### 2.3.1. Evolução geodinâmica de Portugal

A evolução geodinâmica da Terra é orientada pela atividade dos ciclos de Wilson, de acordo com a teoria de Tectónica de Placas. Os orógenos resultam, de acordo com esta teoria, da abertura e evolução subsequente dos oceanos. Dá-se, sucessivamente, *rifting*, propagação dos fundos oceânicos, subdução, acompanhada eventualmente por obdução e, finalmente, colisão de continentes e/ou de arcos insulares (Ribeiro, 2002).

A geologia da Península Ibérica exprime ciclos de Wilson desde há pelo menos 1 000 Ma (Ribeiro, 2006). A ossatura da Ibéria é composta por um soco, pertencente ao ciclo Varisco (560 – 245 Ma), do Maciço Hespérico. Segue-se a abertura dos oceanos Tétis e Atlântico, que são os ciclos mais recentes. A evolução dos ciclos de Wilson explica a disposição (figura 6) das principais unidades morfo-tectónicas da Ibéria (Matte, 1991; Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro e Sanderson, 1996; Ribeiro e Silva, 1997; Vera, 2004; Ribeiro *et al.*, 2007).



**Figura 6** – Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1979). 1) Bacias cenozóicas; 2) Bacias meso-cenozóicas com inversão tectónica alpina fraca a moderada; 3) Cadeias alpinas; 4) Soco varisco.

O carácter maciço da Ibéria deve-se à presença do fragmento do soco Varisco, o Maciço Hespérico da Ibéria central e ocidental. Este maciço situa-se no ante país das cadeias orogénicas alpinas perimediterrânicas (Cadeia Pirenaico – Cantábrica e Cadeia

Bética) ou na margem passiva do Atlântico em fase de abertura, que constitui parte integrante da Placa Eurasiática e é atravessado pela Cordilheira Central, alongada na direção ENE-WSW (Ribeiro, 2011).

Quanto à Cadeia Varisca, esta assume predominantemente uma direção NW-SE no núcleo do Maciço Hespérico. A sul esta orientação é truncada pela orientação alpina, NE-SW, da Cadeia Bética. A norte as estruturas variscas desenham um arco montanhoso, o Arco Ibero-Armoricano, que roda as estruturas da orientação predominante para uma direção submeridiana no Noroeste Peninsular, para uma orientação NE-SW, na Zona Cantábrica, sendo truncadas pela margem do Golfo de Biscaia (Ribeiro, 2011).

No que diz respeito ao zonamento do Varisco Ibérico transversalmente às estruturas é possível evidenciar uma série de unidades e de subunidades (figura 7) (Ribeiro e Sanderson, 1996; Vera, 2004; Ribeiro *et al.*, 2007):

**i. Terreno Ibérico (TI):**

Zona Cantábrica (ZC);

Zona Astur-ocidental Leonesa (ZAOL);

Zona Centro-Ibérica (ZCI);

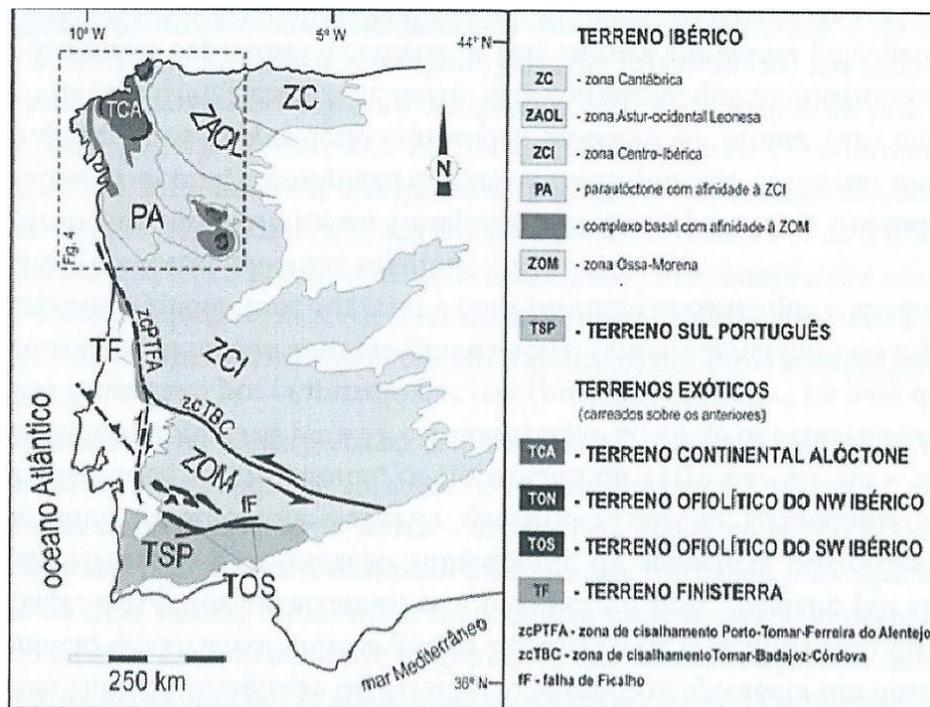
Zona de Ossa-Morena (ZOM);

**ii. Terreno Sul Português (TSP);**

**iii. Terrenos exóticos, carreados sobre os anteriores:**

A NW – Terreno Continental Alóctone (TCA) e Terreno ofiolítico do NW Ibérico (TON);

A SW – Terrenos ofiolíticos do SW Ibérico (TOS) e Terreno Finisterra (TF).



**Figura 7** – Unidades estruturais de 1ª ordem (terrenos) e de 2ª ordem (zonas) no varisco ibérico (adaptado de Ribeiro e Sanderson, 1996 e de Vera, 2004).

A Zona Centro-Ibérica (ZCI) é uma zona heterogénea que compreende áreas com metamorfismo de médio a alto grau e abundantes granitóides a que se opõem áreas sem metamorfismo ou com metamorfismo de baixo grau (Dias, 1987) e que serão estudados no capítulo seguinte.

### 2.3.2. Orogenia Varisca

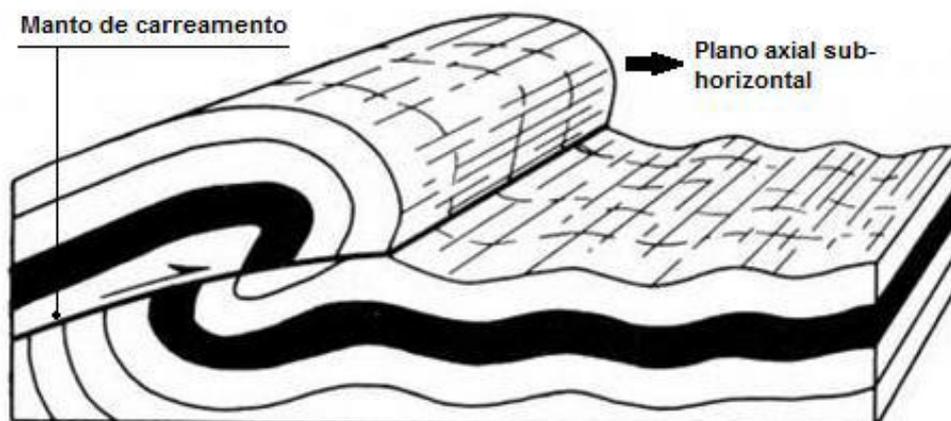
Estudos, levados a cabo por vários autores, conduziu-os a admitir a existência de três fases de deformação de idade hercínica e de extensão regional, em diferentes sectores da cadeia hercínica do noroeste Peninsular (Ribeiro, 1970 e 1974; Sousa, 1971; Marcos, 1971 e 1973; Meerbeke *et al.*, 1973; Martinez, 1974; Noronha e Saavedra, 1975; Ramos e Oliveira, 1975; Ribeiro, 1978).

Assim evidenciam-se três fases de deformação (Noronha *et al.*, 1981). Embora haja um consenso entre os diversos autores relativamente às estruturas geradas em cada fase de deformação, a datação destas fases é sempre ambígua; isto deve-se a dois fatores principais: o primeiro fator está relacionado com a insuficiência de dados que permitam datar um fenómeno deformacional característico de determinada fase, e o segundo fator está relacionado com a existência de um diacronismo das fases de

deformação, ou seja, a migração de uma fase deformacional na região, que possa gerar o mesmo tipo de estruturas mas em períodos temporais diferentes (Nogueira, 1997).

A primeira fase de deformação, D1, está assinalada em todos os terrenos, mas expressa-se de forma diferente consoante a localização no terreno (autóctone, alóctone e parautóctone). Esta fase foi responsável pela formação de dobras sub-verticais de grande amplitude e com uma foliação de plano axial, geralmente bem marcada. Em Portugal, é possível citar três estruturas deste tipo: o anticlinal de Valongo, o anticlinal do Marão e o sinclinal do Buçaco. Estas dobras apresentam, geralmente, uma direção NW-SE, com eixos sub-horizontais ou, ligeiramente, mergulhantes para NW (Gonçalves, 2015).

A segunda fase de deformação, D2, ao contrário da primeira fase, apenas está bem representada nas proximidades dos mantos de carreamento, nos terrenos alóctones, sendo menos frequente nos terrenos parautóctones e autóctones. Esta fase é caracterizada pela presença de dobras deitadas, associadas aos mantos de carreamento, com vergência para Este (s.l.), indicando um transporte com direção W-E. Estas dobras são dissimétricas com eixo sub-vertical, apresentando geralmente um flanco normal longo e um flanco inverso curto (Gonçalves, 2015) (figura 8).

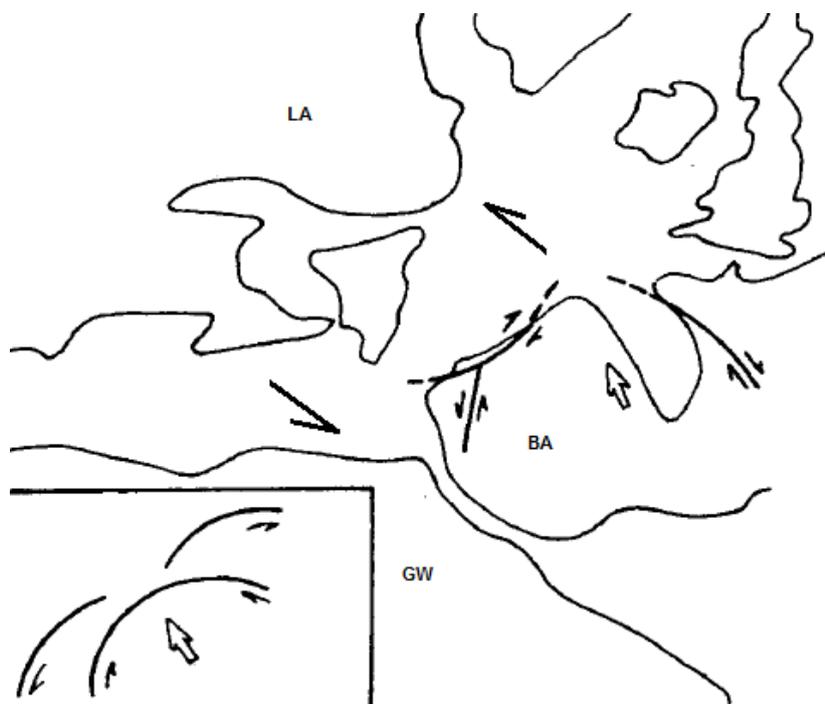


**Figura 8** – Esquema simplificado das dobras típicas da segunda fase de deformação da orogenia Varisca (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1983).

Na terceira fase de deformação, D3, os mantos de carreamento associados aos processos de obdução/subducção já se encontram instalados. A terceira fase de deformação afetou os três terrenos da Península Ibérica (autóctone, parautóctone e alóctone) e as estruturas geradas são idênticas nos três terrenos (Ribeiro, 1974).

Assim, instalam-se granitos de idade cerca de 310 Ma controlados pelas zonas de cisalhamento, resultantes da fusão, quer das massas graníticas ante-hercínicas, quer de metassedimentos, originando leucogranitos que ocupam geralmente os núcleos das grandes antiformas da terceira fase (Matte e Ribeiro, 1975).

Durante esta fase ocorre também a virgação das estruturas existentes (figura 9). Esta virgação está relacionada com a estruturação do Maciço Hespérico e com a colisão continental (Matte e Ribeiro, 1975).



**Figura 9** – Virgação das estruturas hercínicas no NW Peninsular. LA- Laurentia; GW- Gondwana; BA- Báltica (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1980).

Em 1994, Dias apresentou um esquema que resume os estilos tectónicos nas diferentes fases de deformação hercínica no setor NE de Portugal (figura 10).

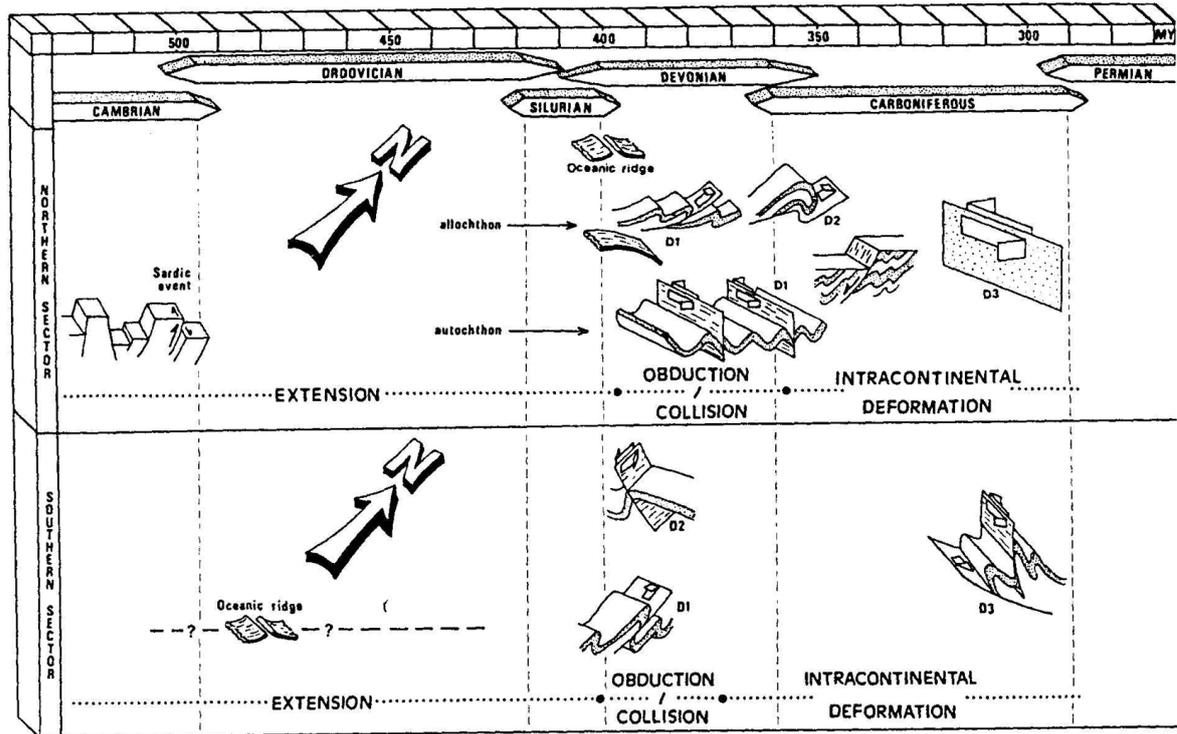


Figura 10 – Esquema representativo das fases de deformação hercínica no setor NE de Portugal (adaptado de Dias, 1994).

O NW de Portugal, onde se insere a área em estudo, Campelos, exhibe uma grande abundância e variabilidade tipológica de granitóides variscos que ocorrem neste sector da ZCI e que se instalaram predominantemente e sucessivamente durante e após a última fase de deformação dúctil varisca, D3, (Dias *et al.*, 2010), sendo por isso importante referir as três fases de deformação varisca de forma a compreender onde se encaixa o Granito de Guimarães.

### 2.3.3. Caracterização geológica e geotectónica de Campelos

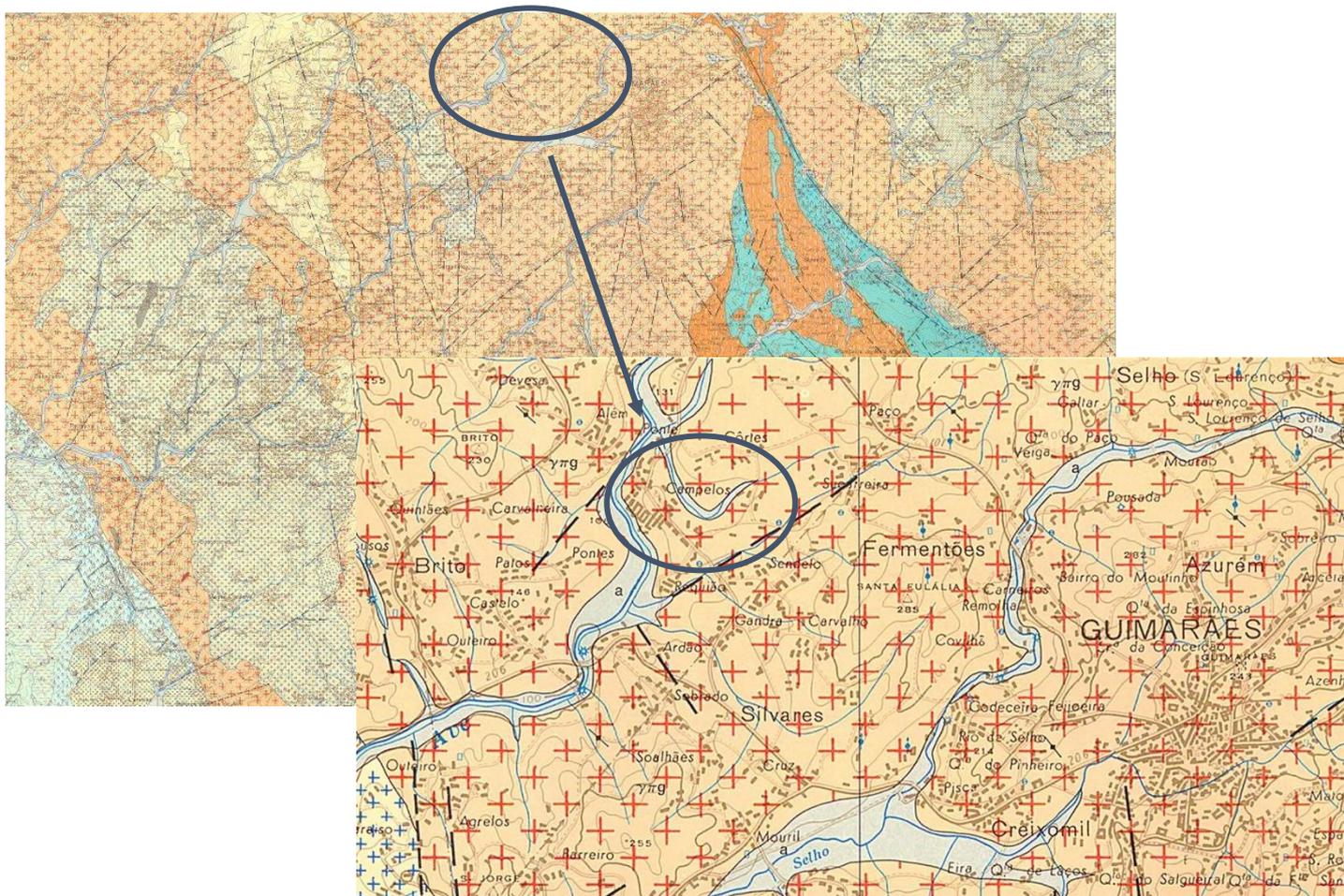
Geologicamente, em Guimarães ocorrem fundamentalmente rochas graníticas, sobretudo a fácies designada por Granito de Guimarães como é possível verificar na folha 9B de Guimarães da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 (Montenegro de Andrade *et al.*, 1986) (figura 11). Esta área insere-se no noroeste do Maciço Ibérico e faz parte da Zona Centro-Ibérica (ZCI). Ao longo dos principais cursos de água – rio Ave, Vizela e Selho – encontram-se depósitos de cobertura recentes constituídos por cascalheiras fluviais e argilas pouco espessas.

O Granito de Guimarães é um granito biotítico de grão grosseiro, com textura porfiróide, ou seja, apresenta grãos (designados como megacristais) que são observáveis à vista desarmada e que se destacam na matriz (Pereira, 1989). Apresenta encraves microgranulares máficos e félsicos e encraves metassedimentares. Encontra-se associado a um granito moscovítico-biotítico, de grão médio, com encraves sobremicáceos (Didier, 1991 e Veloso, 1994).

Quanto à sua instalação, o Granito de Guimarães é relativamente tardio, com idade compreendida no intervalo 306-311 Ma (Dias *et al.*, 1998). Este granito ter-se-ia formado a uma elevada profundidade, sendo resultante da diferenciação magmática a partir do manto, com fusão da crosta inferior e mistura de materiais básicos (Ribeiro *et al.*, 1983).

A intrusão deste granito ocorreu no final da terceira fase de deformação hercínica – D3, sendo considerado como um granito tardi-tectónico, ocupando zonas laterais ao cisalhamento Vigo – Régua (Ferreira *et al.*, 1987).

A nível tectónico, o concelho de Guimarães é atravessado por várias linhas de fratura espalhadas por todo o território, associadas às principais elevações montanhosas. As mais importantes linhas de fratura recortam o concelho com direções essencialmente SW-NE e NW-SE, destacando-se o vale de fratura de Atães – Mesão Frio – Fareja. Nas orlas de metamorfismo de contacto são visíveis alinhamentos de fratura com direção SSE-NNW. Estas falhas determinam zonas de esmagamento que favoreceram a erosão e, conseqüentemente, condicionam o traçado geral de alguns cursos de água.



- Tardi-tectónicas**
- Granitos de Guimarães e Santo Tirso: monzogranitos biotíticos, porfiróides, de grão grosseiro. 
  - Vaugneritos de Sapielos, Antime e Silvares e quartzonoritos de Valbom (Silvares). 
  - Granodioritos de Ronfe, Aves e Souselas: granodioritos de grão fino a muito fino. 

Figura 11 – Extrato da carta 9-B de Guimarães da Carta Geológica de Portugal (escala original 1/50 000) (adaptado de Montenegro de Andrade *et al.*, 1986).

**ORIGEM, INSTALAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO  
DE GRANITÓIDES (s.l.) VARISCOS DO  
NORTE DE PORTUGAL**

Capítulo 3

### 3.1. Granitóides (s.l.) variscos do Norte de Portugal

Os trabalhos de investigação desenvolvidos durante as últimas décadas demonstram que os granitóides, largamente representados em domínios orogénicos, constituem excelentes indicadores cronológicos e petrogenéticos dos processos de crescimento e reciclagem crustal ao longo do tempo geológico (Azevedo e Aguado, 2011).

A ZCI, constituindo a zona axial do segmento Ibérico da Cadeia Varisca, apresenta testemunhos de relevante e diversificada atividade plutónica, particularmente expressiva após o estágio de espessamento crustal sin-colisional (Dias *et al.*, 2010). Abundam rochas graníticas, por vezes associadas a rochas de composição básica a intermédia, que definem alinhamentos em estreita relação com zonas de cisalhamento (Ferreira *et al.*, 1987). Trata-se de rochas graníticas caracterizadas por forte variabilidade composicional e de tipologia diversa, desde afinidade aluminopotássica a calcoalcalina e subalcalina (Dias *et al.*, 1998; Dias, 2001; Noronha *et al.*, 2006), cujo estudo geocronológico e petrogenético é de significativo interesse na reconstrução geodinâmica da cadeia varisca ibérica (Dias *et al.*, 2010).

O NW de Portugal existe uma grande abundância e variabilidade tipológica de granitóides variscos que ocorrem neste sector da ZCI e que correspondem a sucessivos pulsos magmáticos. Instalam-se predominantemente e sucessivamente durante e após a última fase de deformação dúctil varisca (D3), ou seja, na etapa pós-colisional da orogenia varisca (290 – 321 Ma) (Dias *et al.*, 2010) como foi referido anteriormente e que será explicado em seguida.

Estas rochas têm sido estudadas por vários autores com o objetivo de propor classificações que permitam distinguir estes granitóides; estas classificações assentam, na sua maioria, em critérios passíveis de se visualizarem no campo, como por exemplo a textura e a mineralogia da rocha; enquanto outros autores baseiam a sua classificação em estudos que têm como base o quimismo das rochas.

#### 3.1.1. Classificações petrográficas e geoquímicas

Uma das classificações petrográficas e geoquímicas foi a de Capdevila e Floor (1970) e Capdevila *et al.* (1973) em que subdividiram os granitóides variscos do noroeste de Espanha em duas grandes categorias:

- a. Os granitóides de duas micas, relacionados com migmatitos e áreas de alto grau metamórfico;
- b. Os granodioritos e granitos biotíticos calco-alcálicos (sin- e tardi-pós-cinemáticos), frequentemente associados a rochas ígneas máficas e intermédias (tabela 1).

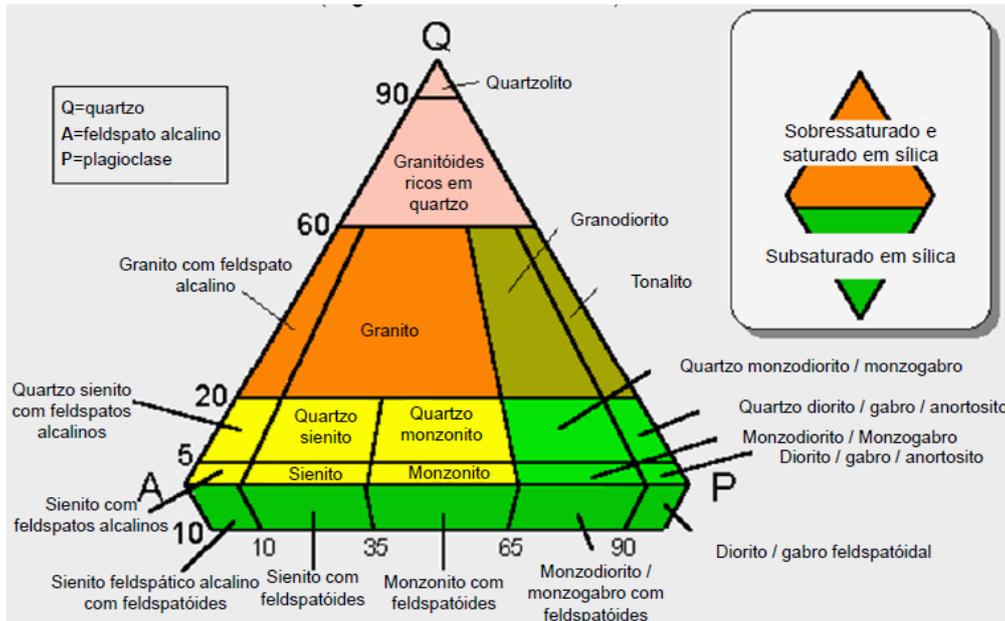
Embora as metodologias analíticas atualmente disponíveis tenham permitido obter informação geoquímica muito mais detalhada sobre os diferentes tipos de rochas graníticas presentes no Maciço Ibérico, a subdivisão proposta por Capdevila e Floor (1970) e Capdevila *et al.* (1973) representou o primeiro passo na sistematização das suas principais características e continua a ser largamente aplicada pelos geólogos ibéricos (Azevedo e Aguado, 2011).

**Tabela 1** – Classificação dos granitóides variscos ibéricos com base em critérios petrográficos e geoquímicos (adaptado de Capdevila e Floor, 1970).

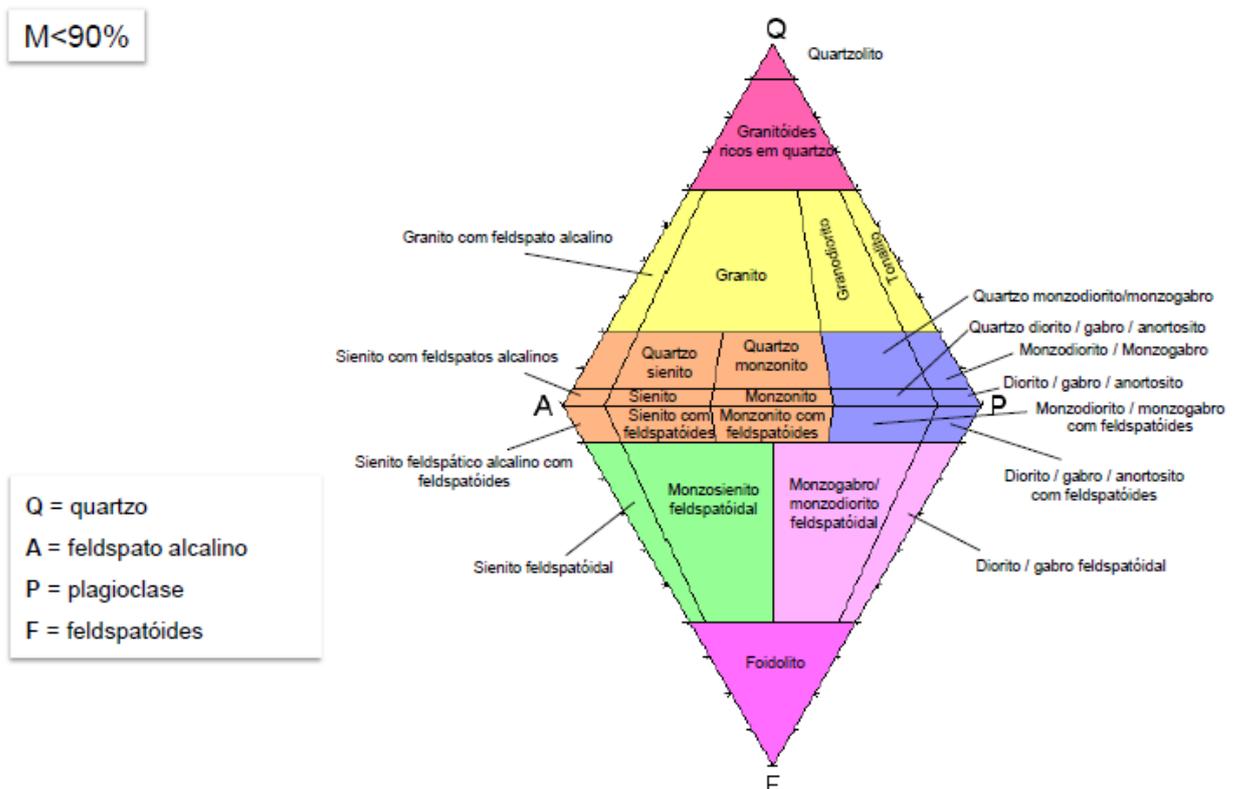
Granitóides de duas micas	Granitóides biotíticos calco-alcálicos
<b>Geoquímica de rocha total</b>	
Baixas concentrações de CaO (< 1%)	Teores de CaO moderados a altos (> 1%)
Altos teores de sílica (> 70%)	Teores de sílica moderados a altos (> 64%)
Fortemente peraluminosos (A/CNK > 1,2) *	Metaluminosos a ligeiramente peraluminosos (A/CNK < 1,2) *
<b>Petrografia</b>	
Oligoclase a albite	Andesina sódica a oligoclase
Plagioclase não zonada comum	Plagioclase zonada abundante
Moscovite comum	Moscovite rara
Andaluzite, silimanite e/ou cordierite	Anfíbola presente nos termos mais máficos
Monazite comum	Alanite e titanite comuns
Fáceis porfiróides raras	Fáceis porfiróides comuns
<b>Encraves</b>	
Encraves metassedimentares comuns	Encraves máficos microgranulares comuns

\*A/CNK – razão molecular  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ .

Streckeisen (1976, 1979) estabeleceu uma classificação para as rochas graníticas que é baseada na análise modal das rochas plutónicas. Assim, as rochas com um índice de cor (M) menor do que 90%, projeta os valores modais de quartzo (Q), feldspatos alcalinos (A) e plagioclase (P), depois de recalculados para 100%, num diagrama triangular (figura 12 e 13). Nestes diagramas as rochas graníticas (*s.l.*) situam-se no domínio correspondente a valores de Q compreendidos entre 20% e 60% e valores de P inferiores a 90%.



**Figura 12** – Classificação (parcial) das rochas ígneas faneríticas (adaptado de Streckeisen, 1976). Os vértices representam: Q- Quartzo; A- Alcalis (feldspatos alcalinos e albite); P- Série das plagioclases desde oligoclase à anortite.



**Figura 13** – Classificação IUGS das rochas faneríticas (adaptado de Streckeisen, 1976).

As análises petrográficas permitiram esclarecer quais as fases minerais presentes nas rochas graníticas; para além da presença dos minerais essenciais como o quartzo, os feldspatos alcalinos e as plagioclases os granitos possuem também minerais considerados acessórios como é o caso das micas (biotite e moscovite) e das anfíbolas. A existência de outros minerais acessórios é igualmente comum, tais como: zircão, apatite, sericite, esfena, monazite, ilmenite, magnetite, entre outros (Gonçalves, 2015).

No que diz respeito aos granitóides (s.l.) instalados na ZCI, estes encontram-se divididos em dois grandes grupos: granitos alcalinos (peraluminosos) e granitóides calco-alcalinos. Esta divisão está baseada, principalmente, no teor em sílica e no teor em alcalis.

Os granitos alcalinos apresentam teores em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mais elevados e teores em minerais ferromagnesianos mais baixos. Em contrapartida, os granitóides calco-alcalinos apresentam menor percentagem em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  e teores de ferromagnesianos e de  $\text{CaO}$  mais elevados. Esta divisão dos granitóides em duas classes está também fundamentada em estudos mineralógicos, pelo que os granitos alcalinos possuem plagioclases mais ricas em albite, maior percentagem de moscovite e menor percentagem de biotite, enquanto os granitóides calco-alcalinos apresentam maior percentagem modal de biotite e possuem plagioclases com maior percentagem em anortite (Gonçalves, 2015).

### 3.1.2. Classificações estruturais e geocronológicas

Schermerhorn (1956) e Oen (1958, 1970) agruparam os granitóides variscos do Norte de Portugal em duas grandes categorias, de acordo com critérios tectono-metamórficos: os granitos mais antigos (*Older*) e os granitos mais recentes (*Younger*).

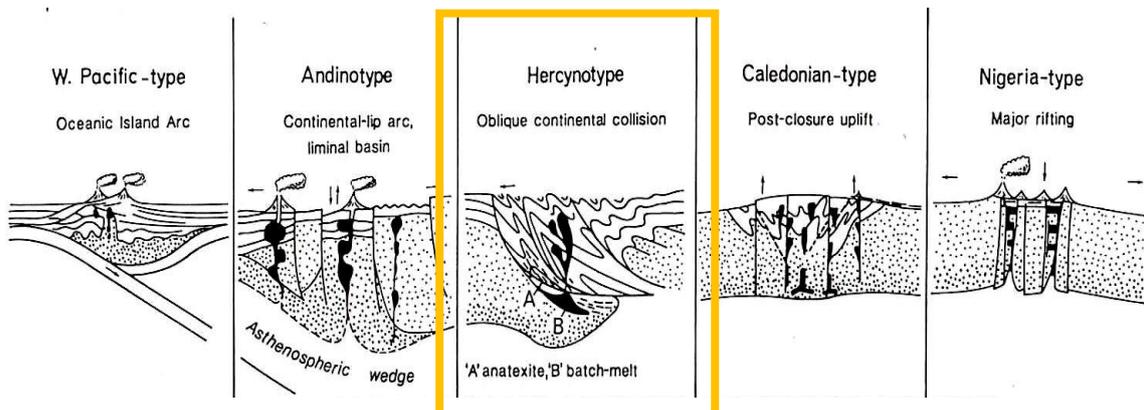
Segundo os mesmos autores, o primeiro grupo é constituído por maciços graníticos mesozonais, concordantes com as estruturas regionais, que ocupam frequentemente os núcleos dos antiformas de terceira fase, enquanto o segundo está representado por complexos intrusivos zonados, alóctones, epizonais, definindo relações discordantes quer com os granitos *Older* quer com as estruturas regionais.

Comparando este sistema de classificação com o de Capdevila e Floor (1970) e Capdevila *et al.* (1973), verifica-se que (Azevedo e Aguado, 2011):

- i. O grupo dos granitos *Older* inclui a série dos granitos de duas micas e alguns granitóides da série calco-alkalina, designados por granodioritos e granitos biotíticos precoces;
- ii. O grupo dos granitos *Younger* é composto essencialmente por granodioritos e granitos biotíticos, tardi-pós-cinemáticos, da série calco-alkalina.

No entanto, contrariamente ao que acontece em Espanha, os granitos *Younger* têm ampla expressão no setor português da ZCI e apresentam uma diversidade composicional muito mais pronunciada do que as pequenas intrusões tardias (Azevedo e Aguado, 2011), descritas por Capdevila e Floor (1970) e Capdevila *et al* (1973).

Pitcher (1987) classificou as rochas graníticas consoante o ambiente tectónico em que estas são formadas e solidificam, criando um tipo característico para os granitos hercínicos (figura 14). Este tipo de granitos designado por Pitcher (1987) como *Hercynotype* é caracterizado por um ambiente de colisão oblíqua de placas continentais. O autor defende, para os granitos hercínicos, a existência de dois processos geradores de magmas graníticos, um por fusão de material mesocrustal e outro por fusão de magmas basicrustais, com fusão parcial de crosta, ascensão e instalação a diferentes níveis crustais.



**Figura 14** – Classificação dos granitóides com base no seu contexto geotectónico, destacando-se o tipo de granitos presentes na ZCI (s.l) designados por *Hercynotype* (adaptado de Pitcher, 1987).

Posteriormente a Pitcher (1987), outros autores como Pearce *et al.* (1984), Maniar e Piccoli (1989) e Barbarin (1990) complementaram o conhecimento relativo ao contexto geotectónico dos granitóides (figura 15).

	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
<b>Examples</b>	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordillera batholiths of west Americas, Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, American Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
<b>Geo-chemistry</b>	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sl. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum.	Alkaline A-type Peralkaline	Tholeiitic M-type Metaluminous
<b>Rock types</b>	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodiorite > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diorite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
<b>Associated Minerals</b>	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arfved.	Hbl
<b>Associated Volcanism</b>	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali lavas, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
<b>Classification</b>	$T_{IA}$ tholeiite island arc	$H_{CA}$ hybrid calc-alkaline	$C_{ST}$ $C_{CA}$ $C_{CI}$ continental types	$H_{LD}$ hybrid late orogenic	A alkaline	$T_{OR}$ tholeiite ocean ridge
Pearce et al. (1984)	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
<b>Origin</b>	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust + mantle and mid-crust contrib.	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
<b>Melting Mechanism</b>	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward.		Tectonic thickening plus radiogenic crustal heat	Crustal heat plus mantle heat (rising asthen. + magmas)	Hot spot and/or adiabatic mantle rise	

**Figura 15** – Classificação dos granitóides tendo em conta o seu contexto geotectónico. Os granitóides do tipo *Hercynotype* estão representados como os granitóides do tipo *Continental Collision* (adaptado de Pitcher, 1983 e 1993 e Barbarin, 1990).

Estudos estruturais mais recentes demonstraram que o plutonismo granítico de idade varisca só ocorreu em estádios relativamente tardios da orogenia e está preferencialmente relacionado com a última fase de deformação dúctil (D3). Tendo como base as relações temporais com a deformação, Ferreira *et al.* (1987) classificaram os granitóides da ZCI (e Zona Galiza Média Trás-os-Montes – ZGMT) de acordo com o seu período de instalação relativamente aos principais acontecimentos da orogenia hercínica, subdividindo os granitóides variscos em quatro grandes grupos: ante-D3, sin-D3, tardi-D3 e pós-D3. Neste esquema de classificação, as escassas intrusões de granitóides com idades compreendidas entre o Proterozoico Superior e o Paleozóico Inferior são referidas como ante-variscas (tabela 2) (Azevedo e Aguado, 2011).

**Tabela 2** – Classificação estrutural e geocronológica dos granitóides ibéricos (adaptado de Ferreira *et al.*, 1987).

Granitóides variscos			
Classificação		Fáceis mais comuns	Idades U-Pb
<b>Granitóides tardi-pós-D3</b>	<b>Younger</b>	Granitos biotíticos, biotítico-moscovíticos e de duas micas, por vezes porfiróides; Granitos essencialmente biotíticos, frequentemente porfiróides; Gabros, dioritos, monzodioritos quartzicos e granodioritos.	310 – 290 Ma
<b>Granitóides sin-D3</b>	<b>Older</b>	Leucogranitos e granitos de duas micas, com deformação variável; Granodioritos e granitos biotíticos, com deformação variável.	320 – 310 Ma
<b>Granitóides ante-variscos</b>	<b>Oldest</b>	Granitóides do Proterozoico Superior ao Paleozóico Inferior (ortognaisses).	

Na zona interna da cadeia varisca ibérica, a idade da primeira fase de deformação (D1) está estimada como sendo do Devónico médio. Quanto à segunda fase de deformação (D2) é uma deformação associada a cisalhamentos tangenciais com o transporte de mantos de carreamento. Trata-se de uma fase sempre presente nas unidades alóctones e parautóctones da ZCI. Uma vez terminado o encurtamento crustal, a deformação transita do regime de cisalhamentos tangenciais para um regime de cisalhamentos transcorrentes sub-verticais que correspondem à terceira fase de deformação varisca (D3) (Dias *et al.*, 2010). Os reajustamentos intracontinentais geram cisalhamentos dúcteis que têm uma direção dominante NW-SE (Ribeiro *et al.*, 2006).

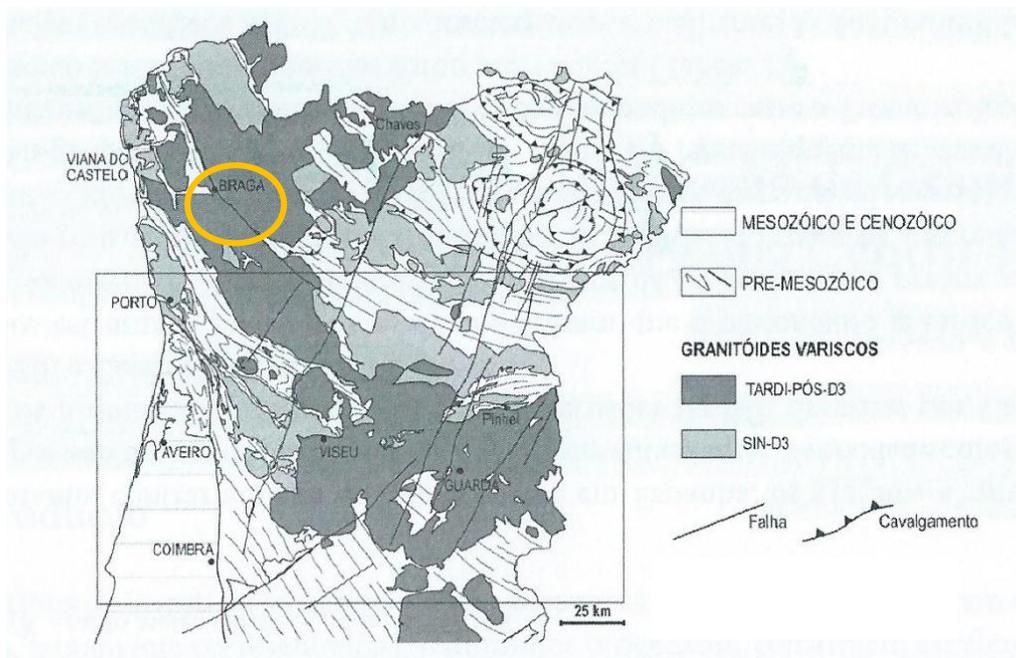
Assim, supõe-se que, durante a subdução, ocorreu a ascensão de magmas básicos, de forma controlada pela tectónica. O calor desses magmas induziu a fusão de largos domínios de crosta continental. Os magmas, por sua vez, puderam, provavelmente, hibridizar-se em percentagens variáveis e diferenciar-se. Estes fenómenos originaram os granitóides sin-orogénicos. Os primeiros a surgir, os granitóides ante-D3, correspondem a granitos de duas micas e biotíticos e têm características semelhantes às dos granitóides sin-D3, mas a sua ocorrência é extremamente reduzida em Portugal, pelo que não foram considerados na tabela 2 (Azevedo e Aguado, 2011).

Seguem-se os granitóides que apenas registaram os efeitos da última fase da orogenia hercínica. Efetivamente, na ZCI verificou-se a instalação sucessiva de numerosas intrusões graníticas durante um curto intervalo de tempo de cerca de 30 Ma, correspondente à etapa pós-colisional da orogenia varisca (Dias *et al.*, 2010). Assim, estes granitóides constituem um grupo vasto e variado que se pode dividir em dois tipos:

os granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados, que aparecem em alinhamentos paralelos às zonas de cisalhamento dúctil, denominando-se de sin-D3, tardi-D3 e tardi a pós-D3, que constituem uma série diferenciada, com precursores básicos associados; os granitos de duas micas ou biotíticos, que possuem fácies e mineralogia idênticas aos granitóides ante-D3 e têm registado os efeitos da terceira fase de deformação (D3). Os granitóides tardi a pós-orogénicos, essencialmente biotíticos, são os que apresentam maiores características mineralógicas e químicas dos granitos híbridos, embora também sejam, ligeiramente peraluminosos (Ferreira *et al.*, 1987).

Os granitóides orogénicos mais deformados, os sin-D3, estão distribuídos segundo quatro alinhamentos principais, sendo o alinhamento intermédio, o de maior representatividade, que acompanha o alinhamento tectónico Vigo – Régua; os tardi-D3 são porfiróides de grão muito grosseiro, distribuem-se em largas faixas lateralmente aos cisalhamentos correspondentes aos sulcos Carbonífero Dúrico – Beirão e Vigo – Régua, dominam no Minho e estão presentes em Guimarães; os granitóides tardi a pós-D3 constituem uma série intrusiva na anterior, ocupando a parte mais interna dos cisalhamentos (Ferreira *et al.*, 1987).

Estes granitóides tardi-pós-D3 formam frequentemente maciços compósitos zonados, envolvidos por auréolas de metamorfismo de contato. São predominantemente compostos por granodioritos e granitos biotíticos não deformados, fraca a moderadamente peraluminosos, aos quais se associam, em muitos casos, rochas de composição básica e intermédia. Também fazem parte deste grupo, as intrusões de granitos biotítico-moscovíticos e de duas micas, cuja instalação foi tardia ou posterior à D3 (tabela 2). Na figura 16, ilustra-se esquematicamente a distribuição dos granitóides sin-D3 e tardi-pós-D3 no norte de Portugal (Azevedo e Aguado, 2011).



**Figura 16** – Distribuição dos granitóides variscos sin-D3 e tardi-pós-D3 no centro e norte de Portugal (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1972).

A primeira tentativa de datação radiométrica dos granitóides variscos do setor português da ZCI deve-se a Priem *et al.* (1970), segundo os quais os granitos *Older* e *Younger* se teriam instalado aos  $309 \pm 11$  Ma e  $290 \pm 11$  Ma, respetivamente. Com a obtenção de novos dados geocronológicos, o intervalo de idades atribuído aos diferentes episódios de atividade magmática varisca foi sendo sucessivamente alargado. Pinto *et al.* (1987) apresenta uma compilação das idades radiométricas existentes até à data (baseadas essencialmente nos métodos Rb-Sr e K-Ar), concluindo que a intrusão dos granitóides variscos se estendeu desde os 380 Ma aos 250 Ma (Azevedo e Aguado, 2011).

Uma vez que os sistemas isotópicos Rb-Sr e K-Ar são facilmente perturbados por processos pós-magmáticos e que as idades obtidas por estes dois métodos nem sempre refletem a idade de cristalização, muitas das datações Rb-Sr e K-Ar em que se apoiou a compilação de Pinto *et al.* (1987) vieram a ser reinterpretadas (Azevedo e Aguado, 2011).

Mais tarde, com base em dados químicos e isotópicos (Sr, Nd, Pb), Dias (2001) e Dias *et al.* (2010) propõem a seguinte evolução cronológica e petrogenética para o plutonismo granítico hercínico no Noroeste de Portugal:

1. Instalação sucessiva de um relevante volume de magmas graníticos, caracterizados por grande variabilidade composicional e tipológica: granitóides

- sin-D3 (312 – 321 Ma); granitóides tardi-D3 (305 – 312 Ma); granitóides tardi- a pós-D3 (300 Ma); granitóides pós-D3 (290 – 299 Ma);
2. Após a fase de deformação D2, geraram-se magmas hidratados, com elevado índice de aluminosidade, a partir de protólitos metassedimentares da crosta média/inferior, originando-se leucogranitos de duas micas;
  3. Nas etapas sin- e tardi-D3 (305 – 321 Ma) e em simultâneo com o plutonismo leucogranítico, formaram-se monzogranitos essencialmente biotíticos, por cristalização de magmas gerados por fusão parcial de materiais metassedimentares (metagrauvaques) e/ou metaígneos félsicos da crosta inferior heterogénea. Simultaneamente, originou-se um significativo volume de magmas híbridos, resultantes da interação destes líquidos crustais com magma mantélico, que cristalizaram formando rochas graníticas híbridas. Trata-se de monzogranitos/granodioritos biotíticos, que incluem grande quantidade de enclaves microgranulares máficos e que se encontram associados a corpos de composição básica a intermédia;
  4. A etapa pós-D3 está associada à instalação de granitóides de afinidade subalcalina Fe-K (290 – 299 Ma), fracamente metaluminosos a peraluminosos, de origem híbrida.

Também Mateus e Noronha, 2010, classificaram os granitos em sin-orogénicos em sin-tectónicos, tardi-tectónicos tardi- a pós-tectónicos e pós-tectónicos de acordo com as suas relações com a terceira fase de deformação varisca (D3) (320 – 315 Ma): o conjunto sin-tectónico, sin-D3, (320 – 310 Ma) agrega, principalmente granitos de duas micas fortemente peraluminosos com afinidade aluminopotássica e representam a cristalização de magmas derivados da fusão parcial de metassedimentos pelíticos ocorrida a uma profundidade média de 15 km sob 650 – 700° C e <5 Kbar.

Os granitóides (s.l.) tardi-D3 (310 – 305 Ma) incluem monzogranitos/granodioritos biotíticos moderadamente peraluminosos e com afinidade aluminopotássica resultantes da cristalização de magmas gerados por fusão parcial de materiais metagrauvacóides e/ou meta-ígneos félsicos. Já os granitos tardi- a pós-D3 (300 Ma) são dominados por leucogranitos peraluminosos de duas micas e com uma afinidade aluminopotássica fraca. Quanto aos granitos pós-D3 (296 – 290 Ma) revelam-se distintos de todos os anteriores, compreendendo granitóides (s.l.) de afinidade subalcalina ferro-potássica composicionalmente evoluídos resultantes de fusão parcial basi-crustal (Ferreira *et al.*, 1987; Pinto *et al.*, 1987; Dias, 2001; Azevedo e Aguado, 2006).

A instalação dos corpos graníticos sin-D3 foi condicionada pelo campo de tensões da terceira fase de deformação hercínica (D3) e processa-se em níveis crustais correspondentes à transição dúctil-frágil (isto é, aproximadamente 13 – 14 km de profundidade) sob 500 – 550° C e 3 – 3,5 Kbar (Ribeiro, 1968; Brandão *et al.*, 1978; Ribeiro e Pereira, 1982; Ribeiro, 2001).

Pelo contrário, as rochas granitóides tardi- e pós-D3 tendem a formar plutões que frequentemente revelam raiz bem localizada (Sant Ovaia, 2000; Sant’Ovaia *et al.*, 2000) e posicionam-se acima da transição dúctil-frágil a profundidades progressivamente mais superficiais, podendo os corpos mais tardios atingir 4 – 5 km.

Neste estudo o Granito de Guimarães é considerado um granito biotítico, como foi anteriormente referido, e instalou-se condicionado pela existência de zonas de fracturação profunda, nomeadamente o cisalhamento Vigo – Amarante – Régua, correspondendo a um granito com origem na crosta inferior, com contribuição mantélica, o que implica tratarem-se de magmas relativamente secos. Os estudos petrogenéticos e petrofísicos dos granitóides biotíticos revelam que estes subiram relativamente alto na crosta, instalando-se em níveis crustais superiores (6 a 7 km) implicando gradientes de temperatura, responsáveis pelo metamorfismo de contato em condições de pressão (P) e temperatura (T) de 200 MPa e 500 – 600° C (Noronha *et al.*, 2006).

### 3.1.3. Classificações de campo

Entre as tentativas de classificação organizada de rochas ígneas propostas até ao momento presente, a recomendação pela Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (*Subcommission on the Systematics of Ingeous Rocks, Comission on Petrology, International Union of Geological Sciences*) é mais conhecida (Streckeisen, 1967; 1976; 1979). Atualmente, a classificação de rochas ígneas é baseada na *fabric* e na composição mineralógica, na orientação das estruturas e texturas, e no tamanho do grão.

As rochas graníticas podem apresentar uma textura primária isotrópica ou orientada; esta característica é diretamente influenciada pela forma como os minerais se dispõem na rocha; se a disposição destes minerais tiver uma orientação preferencial estamos na presença de uma rocha anisotrópica, mas se a disposição dos minerais na rocha for aleatória estamos então perante uma rocha isotrópica (Bouchez, 1997).

O termo *fabric* é definida pela organização das entidades da rocha (grãos, aglomerados de grãos, poros), pelo que engloba a estrutura e a textura duma determinada rocha. Por exemplo, os cristais de uma rocha ígnea podem estar alinhados numa direção devido ao movimento do magma, tal como acontece com os cristais de hornblenda num granito, e nesse caso diz-se que a rocha tem uma *fabric* linear definida por esse alinhamento. Se a disposição dos cristais for em plano, por exemplo os cristais de biotite num granito, diz-se que rocha tem uma *fabric* planar.

Já a textura é o caráter físico da rocha que inclui as características que estão relacionadas com o grão, tais como o tamanho, tanto absoluto como relativo, a forma, a orientação e a distribuição dos grãos minerais e das relações intergrão. Estas características são observadas com o microscópio, ou seja, à escala microscópica. Assim, a textura permite classificar as rochas ígneas em dois grandes grupos, consoante o tamanho dos grãos:

- i. Rochas faneríticas – possuem cristais que se distinguem à vista desarmada ou com uma lupa (exemplo: granito);
- ii. Rochas afaníticas – a maioria dos cristais não se distinguem à vista desarmada, sendo necessário utilizar o microscópio petrográfico para os identificar (exemplo: basalto).

Há rochas que possuem grãos de dimensão superior à de todos os outros. Esses grãos de maior dimensão são designados por megacristais, enquanto os de menor dimensão constituem a matriz.

Quando existem fenocristais as texturas tomam a designação de porfiróides, se a matriz for fanerítica, e porfirítica se a matriz for afanítica. Em algumas rochas afaníticas os fenocristais podem ser identificáveis à vista desarmada, enquanto noutras é necessário usar o microscópio para os identificar.

Os critérios texturais importantes para classificação de rochas ígneas são: a cristalinidade, a granulometria e a granularidade. Estas texturas são intimamente relacionadas ao processo de arrefecimento magmático.

Quanto à cristalinidade, esta permite classificar as rochas em holocristalinas se formadas só por cristais, holohialinas ou vítreas se formadas só por vidro vulcânico, hipocristalinas ou hemicristalinas se formadas por vidro e por cristais.

Quanto ao tamanho absoluto do grão divide-se nas seguintes designações:

- a. Muito grosseiro: superior a 30 mm;

- b. Grosseiro: entre 5 a 30 mm;
- c. Médio: entre 1 a 5 mm;
- d. Fino: inferior a 1 mm.

Também é possível classificar as rochas ígneas consoante o tamanho relativo do grão, resultando nas seguintes texturas:

- (Equi)granular/ (Hetero)granular: euédrica, subédrica ou anédrica;
- Porfíroide: megacristais numa matriz fanerítica;
- Pegmatítica: cristais muito desenvolvidos e com grandes dimensões (muito grosseiro ou grosseiro);
- Aplítica: agregado fino de minerais félsicos pouco desenvolvidos;
- Vitrofírica: fenocristais numa matriz vítrea;
- Porfírica: rocha afanítica com fenocristais;
- Felsítica: mosaico afanítico de minerais félsicos.

Quanto à relação entre os grãos numa determinada rocha:

- I. Granular euédrica, subédrica, anédrica: grãos de tamanho uniforme;
- II. Porfíroide: megacristais numa matriz fanerítica;
- III. Porfírica: fenocristais numa matriz afanítica;
- IV. Glomeroporfírica: agregados de fenocristais;
- V. Poiquítica: cristais hospedeiros incluem muitos cristais pequenos;
- VI. Intergranular: grãos de minerais ferromagnesianos ocupam os espaços intergranulares das “ripas” de plagioclase; holocristalina;
- VII. Entre outras.

### **3.2. Estruturas existentes nos granitóides: encraves**

Os granitóides (*s.l.*) apresentam frequentemente diferentes tipos de encraves. A nomenclatura proposta por Didier e Barbarin (1991), e referida por Veloso (1994), será a utilizada neste estudo.

Os encraves sobremicáceos, com forma lenticular e tamanho pequeno (alguns centímetros de comprimento), com contactos bruscos com as rochas envolventes, podem ser facilmente separados do hospedeiro granítico por se caracterizarem pela concentração de biotite. Estes encraves têm frequentemente uma textura metamórfica típica e foliação marcada pela orientação dos cristais constituintes.

Os encraves microgranulares apresentam textura ígnea, com grão mais fino que o granitóide envolvente, com o qual estabelecem contactos bruscos. O tamanho e as formas são variáveis, sendo as mais frequentes a elipsoide e arredondada. Podem distinguir-se os microgranulares máficos e félsicos. Os primeiros contêm, normalmente, minerais do granitóide hospedeiro, são enriquecidos em minerais máficos, pelo que são mais escuros, apresentam grão mais fino e um contacto bastante brusco. No contacto entre estes encraves e o granitóide aparecem, muitas vezes, megacristais a atravessarem o contacto, cortando-o, ou nele incluídos (também se podem encontrar, englobados no encrave, xenólitos ou outros encraves máficos). Este tipo de encrave é frequente em rochas plutónicas de composição monzogranítica e granodiorítica (Didier, 1991; Veloso, 1994) e a sua abundância aumenta com o decréscimo em quartzo nestas rochas.

Os encraves microgranulares félsicos são raros, possuem composição mineralógica semelhante ao granitóide hospedeiro e apresentam grão mais fino. O contacto com o granitóide hospedeiro é progressivo (Didier e Barbarin, 1991).

A origem dos encraves microgranulares tem sido explicada com recurso a diferentes hipóteses e modelos. Didier e Barbarin (1991) apresentam uma síntese dos vários modelos petrogenéticos, enquadrando-os em dois grupos: origem em fragmentos de rocha sólida inicial, de adequada composição, e posterior transformação por interação com o magma granítico hospedeiro; ou génese por cristalização de magma contemporâneo do magma granítico hospedeiro, co-genético ou geneticamente distinto. No caso dos encraves microgranulares máficos é admitido um processo de hibridação de magma máfico com o magma félsico hospedeiro, contemporâneos, mas geneticamente distintos.

# **CONCEITOS TEÓRICOS**

Capítulo 4

## 4.1. Propriedades físicas/índice

As propriedades físicas, ou propriedades índice das rochas determinam-se habitualmente em laboratório e têm influência no comportamento mecânico dos materiais rochosos.

O teor em água,  $W$ , representa a quantidade de água na rocha em percentagem e é calculado através da razão entre o peso da água e o peso seco da amostra em questão:

$$W = \left( \frac{P_W}{P_s} \right) \times 100$$

$$P_W = P_{\text{total}} - P_s$$

$$P = m \times g$$

Onde,  $P_w$  é o peso da água,  $P_s$  é o peso seco da amostra,  $P_{\text{total}}$  é o peso total da amostra expresso em Newton, N (para determinar o peso,  $P$ , em N, é necessário a multiplicação da massa,  $m$ , de um determinado topo de provete em kg, pela aceleração da gravidade,  $g$ , correspondente a  $9,81 \text{ m/s}^2$ ).

O peso volúmico sólido ou peso específico sólido,  $\gamma_s$ , é considerado um parâmetro mais representativo relativamente ao peso volúmico total, considerando a variabilidade da quantidade de água que a rocha pode conter e define-se como:

$$\gamma_s = \frac{P_s}{V_s}$$

$$P_s = m \text{ (kg)} \times g \text{ (m/s}^2\text{)}$$

$$V_s = V_{\text{cilindro}} = \pi \times r^2 \times L$$

Onde,  $P_s$  é o peso total da amostra de rocha seca na estufa, em N,  $V_s$  o volume total da amostra de rocha seca (que neste caso é equivalente ao volume de um cilindro), em  $\text{m}^3$ ,  $m$  é a massa da amostra, em kg,  $g$  é a aceleração da gravidade, que é  $9,81 \text{ m/s}^2$ ,  $r$  é o raio do provete, em mm, e  $L$  é o comprimento do provete, em mm.

Na bibliografia encontram-se valores de referência de peso específico para diversos tipos de rochas (tabela 3), que podem ser utilizados para comparação com os dados obtidos nas amostras em estudo.

**Tabela 3** – Peso específico de alguns tipos de rocha (adaptado de González de Vallejo *et al.*, 2011).

Rocha	Peso específico (kN/m <sup>3</sup> )
<b>Andesito</b>	22,0 – 23,5
<b>Anfibolito</b>	29,0 – 30,0
<b>Basalto</b>	27,0 – 29,0
<b>Calcário</b>	17,0 – 23,0
<b>Carvão</b>	10,0 – 20,0
<b>Diábase</b>	29,0
<b>Diorito</b>	27,0 – 28,5
<b>Dolomite</b>	25,0 – 26,0
<b>Gabro</b>	30,0 – 31,0
<b>Gneisse</b>	27,0 – 30,0
<b>Granito</b>	26,0 – 27,0
<b>Grauvaque</b>	28,0
<b>Gesso</b>	23,0

Estas propriedades condicionam e são fundamentais no cálculo de outras propriedades das rochas, sendo por isso necessário que a caracterização física das amostras seja feita em primeiro lugar.

## 4.2. Propriedades óticas

### 4.2.1. Reflexão e refração da luz

A luz é uma forma de energia que é transmitida de um local para o outro, a uma determinada velocidade e que pode ser detetada pelo olho humano. No século XX, Einstein considerou que existiam fenómenos óticos, tais como a refração, reflexão, interferência, polarização e difração, que podiam ser explicados através da teoria ondulatória. Mais tarde, Luís de Broglie em 1924, estabeleceu as bases da mecânica ondulatória conseguindo explicar teoricamente que a luz pode ser traduzida como um fenómeno ondulatório, englobando a teoria eletromagnética (Velho, 2009).

Em 1865, Maxwell desenvolveu um conjunto de equações a partir das quais se considera a luz como sendo uma perturbação eletromagnética gerada por impulsos e onde se podem definir dois vetores: o vetor de energia elétrica, orientado perpendicularmente à direção de propagação, e o vetor de energia magnética também orientado perpendicularmente à direção de propagação da luz e ao mesmo tempo normal ao vetor de energia elétrica. Destes dois vetores o mais importante é o primeiro pois é a interação entre o vetor elétrico e o caráter elétrico dos átomos bem como as ligações químicas dos minerais que vão afetar o comportamento da radiação, traduzido

como a interação da luz com a matéria: reflexão, refração, dispersão e absorção (Velho, 2009). Neste trabalho é mais importante o estudo da reflexão e refração.

Na reflexão da luz, consideram-se dois meios homogêneos separados por uma superfície. Quando um raio de luz,  $R_i$ , se propaga no meio (1), atinge a superfície,  $S$ , e é devolvido ao meio na forma de um raio refletido,  $R_r$  (figura 17). Este fenómeno é bastante simples, mas ele não deve ser considerado isoladamente porque, na realidade, o que acontece é que, para além da reflexão, parte do raio penetra no outro meio refratando-se.

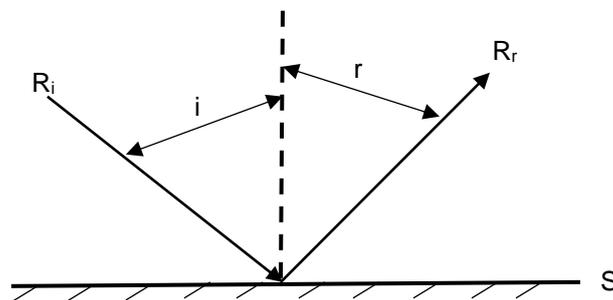


Figura 17 – Reflexão da luz (adaptado de Velho, 2009).

Quanto à refração da luz, quando um feixe luminoso passa de um meio menos denso para outro meio mais denso e incide normalmente à superfície de separação, sofre um atraso, mas não varia de direção. No entanto, se a luz atravessa a superfície de separação obliquamente, o atraso origina uma mudança de direção, ou seja, a luz é refratada (figura 18). Assim, é possível definir o índice de refração,  $n$ , de um material como sendo a razão entre as velocidades da luz no ar,  $V_a$ , e no material,  $V_s$ :  $n = V_a/V_s$ . Este índice será utilizado nos minerais de forma a distingui-los entre minerais isotrópicos, que cristalizam no sistema cúbico e possuem um único valor para o índice de refração; e os minerais anisotrópicos, que cristalizam nos restantes sistemas e dá-se o fenómeno de dupla refração da luz (birrefringência) – a luz ao atravessar estes minerais move-se com uma velocidade diferente consoante a direção e, por conseguinte, os minerais também vão possuir índices de refração diferentes (Velho, 2009).

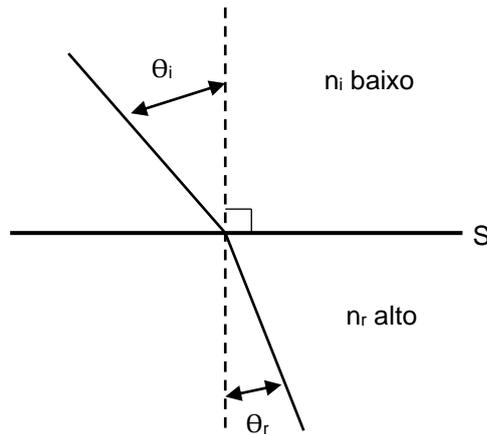


Figura 18 – Refração da luz (adaptado de Velho, 2009).

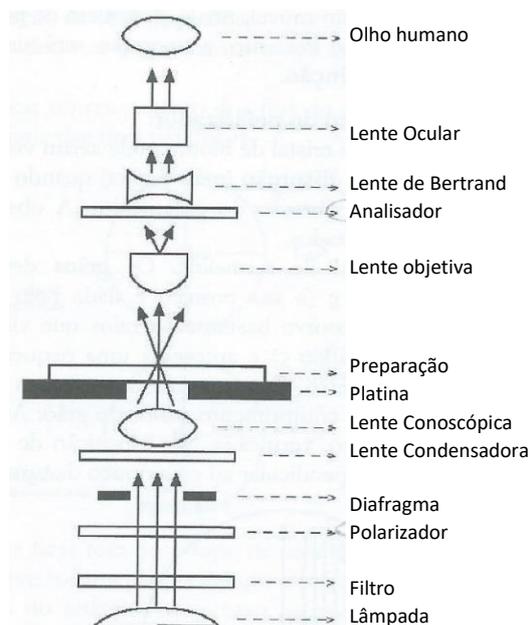
#### 4.2.2. Minerais isotrópicos e anisotrópicos

Os minerais que constituem uma determinada rocha são materiais naturais inorgânicos, sólidos, cristalinos e com uma composição química definida. É possível fazer uma identificação dos minerais recorrendo a propriedades físicas e químicas que refletem a sua composição e estrutura, com o uso de tabelas de classificação. Apesar dos avanços tecnológicos e científicos, a observação das propriedades óticas ao microscópio petrográfico continua a ser uma técnica fundamental nos trabalhos relacionados com a caracterização de rochas e minerais.

Como foi referido anteriormente, partindo dos conceitos sobre refração e dupla refração, fez-se uma primeira abordagem sobre a classificação ótica dos minerais isotrópicos e anisotrópicos. Nos minerais designados como isotrópicos, os raios de luz propagam-se com igual velocidade em todas as direções no seu interior e, portanto, os valores dos índices de refração permanecem sempre os mesmos para qualquer direção. Assim, todos os minerais que cristalizam no sistema cúbico são minerais isotrópicos e não ocorre o fenómeno de dupla refração. Os minerais anisotrópicos distinguem-se dos anteriores pelo fato da velocidade da luz depender da direção de propagação no interior do cristal e apresentam o fenómeno de dupla refração. Isto significa que a luz, quando atravessa um cristal anisotrópico, sofre sempre dupla refração, isto é, desdobra-se em dois raios de luz com diferentes velocidades (Velho, 2009).

### 4.2.3. O microscópio petrográfico

O instrumento fundamental para o estudo ótico dos minerais é o microscópio petrográfico também designado por microscópio polarizante (figura 19). Trata-se de um microscópio com um sistema de observação ótico a que lhe foi adicionado dois polarizadores, a um nível inferior (designado por polarizador) e um outro a um nível superior, designado por analisador. O polarizador deixa passar a luz que vibra num único plano que é coincidente com o reticulo NS ou EW da ocular, dependendo do modelo. O analisador analisa a luz proveniente do polarizador e que atravessou a preparação; o seu plano de vibração é perpendicular ao plano de vibração do polarizador e, por este motivo, coincide com um dos retículos EW ou NS da ocular. Quando se observa uma preparação com o analisador introduzido, diz-se que se está a fazer uma observação em nicóis cruzados. Se a direção de vibração do analisador for coincidente com a do polarizador, então, está-se a trabalhar em nicóis paralelos (Velho, 2009).



**Figura 19** – Os principais componentes do microscópio petrográfico (adaptado de Velho, 2009).

Os fundamentos das propriedades óticas estão baseados em dois pressupostos fundamentais: o arranjo atómico em cada estrutura mineral traduz-se numa diferente simetria cristalina; e a luz tem um comportamento diferente ao atravessar uma simetria cristalina determinada. A luz que se faz incidir nos minerais é uma luz polarizada, isto é, vibra exclusivamente num só plano, e as propriedades que se podem observar são: cor,

pleocroísmo, clivagem, partição, fratura, hábito e relevo (em nicóis paralelos); cor de polarização, birrefringência, ângulo de extinção, sinal de alongamento e maclas (em nicóis cruzados).

Outro aspeto importante da microscopia ótica é que permite a caracterização textural dos diferentes minerais, a determinação da sequência paragenética, e caracterizações particulares dos minerais tais como, aspetos de alteração e de deformação, existência de zonamentos, presença de inclusões, entre outros. A observação em luz transmitida e em luz refletida permite observações de minerais transparentes e opacos, respetivamente.

Assim, o estudo petrográfico de uma rocha implica uma série de observações rigorosas que pretendem, em geral, descrever a composição mineralógica, a forma, dimensões e relações mútuas dos constituintes (textura), a alteração e deformações sofridas, etc. Os estudos mineralógico e petrográfico são importantes pois, com base neles, muitas vezes, pode-se compreender melhor o comportamento das rochas em relação a algumas propriedades físico-mecânicas (Queiroz, 2013).

### 4.3. Propriedades magnéticas

As propriedades magnéticas das rochas são caracterizadas através da determinação de parâmetros como a suscetibilidade magnética e permitem estudar o comportamento magnético das rochas e minerais constituintes.

Uma das várias técnicas existentes para o estudo magnético das rochas é a medição da suscetibilidade magnética (SM),  $K$ , que se define como uma propriedade física inerente às rochas e caracteriza-se como sendo a capacidade que um mineral ou uma rocha têm em se magnetizar na presença de um campo magnético. Dados de suscetibilidade magnética têm sido utilizados na interpretação geológica de forma contínua através da realização de medidas de SM em afloramentos, testemunhos de sondagem ou em amostras de mão (Mooney e Bleiffus, 1953; Henkel, 1976; Ishihara, 1981; Criss e Champion, 1984; Lapointe *et al.*, 1984, 1986). Ishihara (1981) e Lapointe *et al.* (1986) debateram a relação entre as variações de comportamento magnético e alguns dos processos que ocorreram durante a evolução de rochas graníticas.

As rochas apresentam minerais cuja composição e estrutura cristalina se traduzem num determinado comportamento magnético. A deteção e a identificação do mineral ou minerais responsáveis pelo sinal magnético podem ser realizadas em laboratórios de

magnetismo de rochas, através de um conjunto de estudos laboratoriais de caracterização magnética.

Quando um mineral (ou uma rocha) é exposto a um campo magnético,  $H$ , adquire uma magnetização induzida,  $M$ . A magnetização induzida e o campo magnético estão relacionados através da suscetibilidade magnética,  $K$ , o que indica a tendência de um determinado material para se magnetizar, ou seja,  $M = K \times H \Leftrightarrow K = \frac{M}{H}$ . As unidades de campo magnético,  $H$ , e de magnetização induzida,  $M$ , são as mesmas, A/m (no Sistema Internacional de Unidades, SI), o que converte a suscetibilidade magnética numa grandeza adimensional.

O ferro é o principal elemento responsável pelo sinal magnético emitido pelos minerais ou rocha quando sujeitos a um campo magnético externo. Dessa forma, esses materiais podem apresentar um comportamento ferromagnético (*s.l.*) (isto é, inclui o ferromagnetismo (*s.s.*), o antiferromagnetismo e o ferrimagnetismo), paramagnético ou diamagnético (Daly, 1967; Parry, 1971).

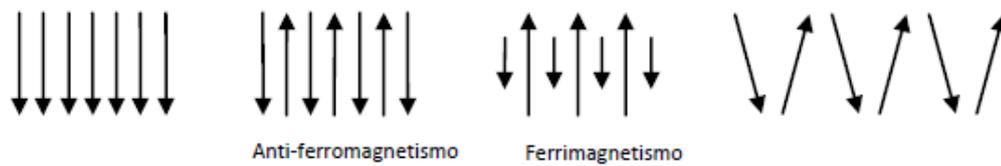
O paramagnetismo é caracterizado por uma suscetibilidade magnética com valor absoluto muito baixo e positivo,  $K_{\text{para}}$  (Thompson e Oldfield, 1986; Butler, 1992), promovida pelo ferro contido nos silicatos presentes nas rochas. Nos granitos, as fases minerais responsáveis por este comportamento são a biotite, moscovite e a anfíbola, no entanto podem conter também óxidos, como por exemplo a ilmenite. Os materiais paramagnéticos magnetizam-se no sentido do campo aplicado e não guardam qualquer magnetização remanescente, após a remoção do campo aplicado (Gomes *et al.*, 2014). A hematite apresenta um comportamento antiferromagnético com valores de suscetibilidade magnética,  $K_{\text{antiferro}}$ , inferiores aos paramagnéticos. O ferromagnetismo (*s.l.*),  $K_{\text{ferro}}$ , apresenta uma suscetibilidade magnética positiva quando sujeita a um campo magnético induzido, voltando ao zero quando este campo magnético, elevado, deixa de atuar sobre o corpo. Assim, os materiais ferromagnéticos (*s.l.*) são detentores de uma magnetização remanescente e magnetizam-se no sentido do campo aplicado (figura 20) (Gomes *et al.*, 2014). Nos granitos, o principal mineral responsável por este comportamento é a magnetite. Por fim, o diamagnetismo admite valores de suscetibilidade magnética absolutos muito baixos e negativos,  $K_{\text{dia}}$  (Thompson e Oldfield, 1986; Butler, 1992), e as fases minerais responsáveis por este comportamento são aquelas em que o ferro não faz parte da estrutura cristalina (cerca de 80% dos minerais constituintes de um granito), de que são exemplo o quartzo, o feldspato, entre outros. Estes minerais magnetizam-se no sentido oposto ao do campo magnético aplicado e não guardam qualquer magnetização remanescente após a remoção do

campo (Gomes *et al.*, 2014) (figura 20). A suscetibilidade magnética média de um granito é caracterizada pelo somatório de todas as suscetibilidades magnéticas medidas:

$$K = K_{para} + K_{ferro} + K_{antiferro} + K_{dia} \approx K_{para} + K_{ferro}$$

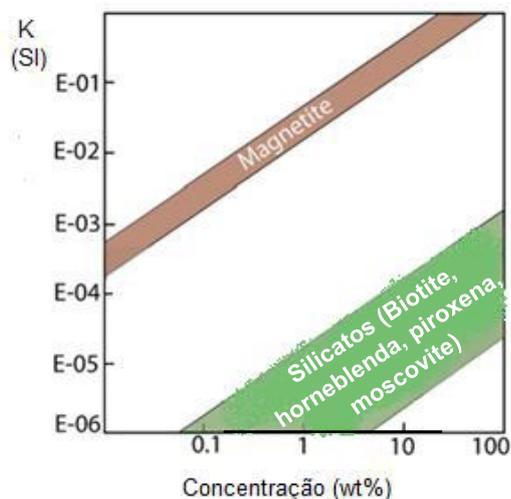
Pois  $K_{antiferro}$  e  $K_{dia}$  apresentam valores insignificantes.

A figura 20 ilustra os diferentes comportamentos dos minerais quando aplicado um campo magnético:



**Figura 20** – Tipos de estruturas, em função do tipo de acoplamento dos momentos magnéticos dos elétrons (adaptado de Thompson e Oldfield, 1986).

A ordem de grandeza da suscetibilidade magnética de uma rocha está diretamente relacionada com a composição mineralógica dessa mesma rocha. Assim, se medirmos a suscetibilidade magnética duma rocha com comportamento paramagnético, esta apresentará valores de  $K \approx K_{para}$  com uma ordem de grandeza de  $10^{-6}$  SI, enquanto que numa rocha com comportamento ferromagnético (*s.l.*) se obterá valores de  $K \approx K_{ferro}$  com uma ordem de grandeza de  $10^{-3}$  SI (figura 21).



**Figura 21** – Relação entre a suscetibilidade magnética (K, SI) e a percentagem de ferro expresso em percentagem em peso (wt%) (adaptado de Parés, 2015).

Assim, a suscetibilidade magnética pode ser relacionada com a abundância relativa em biotite e moscovite em granitos e permite o conhecimento do tipo de granito nomeadamente o seu enquadramento nos grupos dos *magnetite-type* ou *ilmenite type* (figura 22). Para os granitos pertencentes ao *ilmenite-type* (granitos paramagnéticos), o valor de suscetibilidade magnética de  $70 \times 10^{-6}$  SI é considerado como um limite entre granitos com moscovite igual ou superior à biotite (granitos de duas micas) e granitos com biotite superior à moscovite (granitos biotíticos) (Sant’Ovaia e Noronha, 2005).

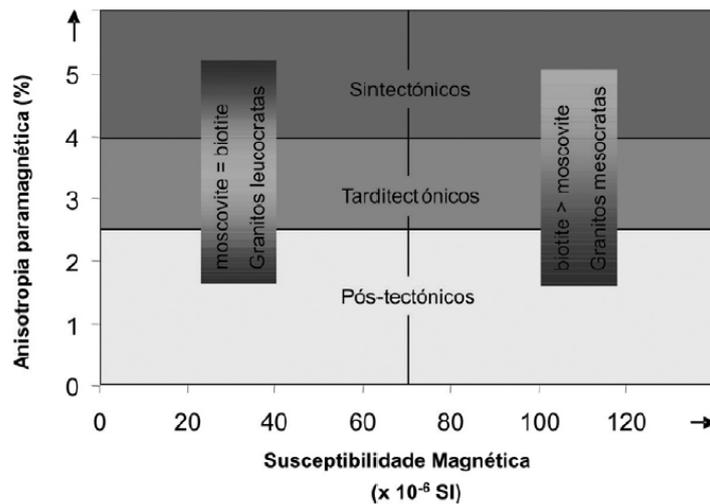


Figura 22 – Classificação proposta para granitos do grupo *ilmenite-type* (adaptado de Sant’Ovaia e Noronha, 2005).

#### 4.4. Propriedades elétricas

Os métodos elétricos são considerados dos métodos de geofísica mais versáteis e permitem estudar a resposta dos terrenos quando submetidos a uma corrente elétrica contínua, sendo extensamente aplicados em prospeção mineral e de águas subterrâneas, estudos de geologia de engenharia e estudos ambientais. Alguns métodos fazem uso de campos do interior da Terra, enquanto outros requerem a introdução no solo de correntes diretas ou alternadas geradas artificialmente e de baixa frequência para investigar as propriedades elétricas do solo. O método de resistividade elétrica é frequentemente usado no estudo de discontinuidades horizontais e verticais através das propriedades elétricas do solo e também na deteção de corpos tridimensionais. Este método permite calcular a resistividade de um determinado material através da aplicação de corrente elétrica artificial (Kearey *et al.*, 2002).

Estes métodos baseiam-se na lei de Ohm (1987) que permite calcular a resistência elétrica,  $R$ , em  $\Omega$  (Ohm), de um condutor através da razão entre a diferença de potencial,  $\Delta V$ , em V (volts), que o percorre e a intensidade de corrente,  $I$ , em A (amperes) aplicada aos terminais do condutor:

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

De acordo com a segunda lei de Ohm, é possível definir a resistência elétrica,  $R$ , em  $\Omega$ , de um condutor com base nos fatores que a influenciam, isto é, a resistividade do material,  $\rho$ , em  $\Omega.m$ , e a forma geométrica do condutor,  $K$ . No caso de o condutor homogéneo ter uma forma cilíndrica, o fator geométrico será o quociente entre o comprimento do provete, em m, e a área da secção perpendicular ao fluxo da corrente elétrica, ou seja, a área de um círculo, em  $m^2$ . Assim, a resistência é dada pela expressão:

$$R = \rho \times \frac{L}{A}$$

No SI a unidade de resistividade designa-se por Ohm-metro ( $\Omega.m$ ). A condutividade elétrica em Siemen/metro (S/m) é o inverso da resistividade.

A resistividade e a condutividade elétrica relacionam-se com os mecanismos de propagação de corrente elétrica nos materiais, sendo que a condutividade em solos e em rochas ocorre maioritariamente devido ao deslocamento de iões dissolvidos na água contida nos seus poros e fissuras, ou devido à presença de minerais condutores na sua matriz, sendo afetada principalmente pela composição mineralógica, porosidade, temperatura, conteúdo em água, quantidade e composição dos sais dissolvidos (McNeill, 1980). A resistividade de uma rocha é, portanto, condicionada pela presença de água e pode ser calculada através da Equação de Archie (Archie, 1942):

$$\rho_R = \rho_w \times a \times \phi^{-m} \times s_w^{-n}$$

Onde  $\rho_R$  é a resistividade da rocha;  $\rho_w$  a resistividade da água de formação;  $a$  o fator que depende da litologia da rocha;  $\phi$  a porosidade total;  $m$  o fator de cimentação;  $s_w$  a saturação e por fim,  $n$  que adquire usualmente o valor -2.

O comportamento elétrico das rochas vai depender de fatores como a resistividade intrínseca da matriz, a porosidade, a textura e distribuição dos poros, a resistividade do líquido intersticial e os processos que ocorrem nas superfícies de contacto entre a matriz e as fases fluidas. Os minerais da matriz são geralmente maus condutores, pelo que a

sua condutividade aumenta com o aumento da quantidade de água. Mesmo as rochas cristalinas com porosidade intergranular insignificante são condutoras ao longo de fraturas e fissuras (Kearey *et al.*, 2002).

A resistividade elétrica em rochas pouco porosas, ou seja, com porosidade baixa, é alta, mas se a rocha se encontrar muito fraturada, a água que circula através das fraturas diminuirá bastante a resistividade das rochas. A presença de água em fraturas e nos poros das rochas fazem baixar o valor da resistividade. A tabela 4 mostra valores de referência de resistividade de diferentes tipos de rochas, onde se pode verificar que as rochas ígneas apresentam valores mais elevados, possivelmente devido a terem porosidade muito baixa (Loke, 2004).

**Tabela 4** – Valores de resistividade elétrica para diferentes tipos de rochas (adaptado de Dubois *et al.*, 2011).

	Valores de $\rho$ para as formações saturadas ( $\Omega.m$ )	Valores de $\rho$ mais frequentes ( $\Omega.m$ )
<b>Argila</b>	5 a 10	10
<b>Areia</b>	50 a 400	60
<b>Cascalho</b>	150 a 500	200
<b>Xisto cristalino</b>	100 a 10 000	3 000
<b>Basalto</b>	10 a 50 000	3 000
<b>Granito</b>	100 a 50 000	5 000
<b>Calcário e dolomite</b>	100 a 10 000	2 000

A resistividade elétrica é uma propriedade elétrica intrínseca, independente do tamanho e da forma de um determinado material, que caracteriza a sua oposição ao fluxo de corrente elétrica. A correlação de medidas de resistividade laboratorial com modelos de resistividade geofísica ajuda a restringir estes modelos à geologia e litologia de uma determinada área. Quando os provetes se encontram nas condições ideais, as medições de resistividade em laboratório fornecem uma aproximação da resistividade (em volume) *in situ*.

Existem quatro fatores contribuintes para a resistividade elétrica num volume de uma determinada amostra: a mineralogia, a porosidade, a saturação e a condutividade de um fluido poroso. A capacidade de controlar a saturação no ambiente de laboratório permite a investigação do efeito do teor de água na resistividade da amostra (Bloss e Bedrosian, 2015).

## 4.5. Propriedades mecânicas

A Mecânica das Rochas desenvolveu-se sobretudo a partir dos anos 50, e a própria designação deste novo ramo apareceu somente por volta de 1955. Uma das primeiras obras em que se procurou compilar os conhecimentos existentes foram a de Talobre intitulada *La mécanique des roches appliquée aux travaux publics*, editada em 1957. A Mecânica das Rochas encontra-se atualmente em plena expansão e o seu desenvolvimento passa pela repercussão na conceção, projeto e execução de trabalhos de engenharia em que é necessário ter em consideração o comportamento dos maciços rochosos, sejam fundações, túneis, taludes, poços e furos, entre outras (Rocha, 1981).

A Mecânica das Rochas é a disciplina que trata do comportamento mecânico, isto é, das relações entre solicitações atuantes, quer aplicadas pela Natureza quer pelo Homem, e as deformações dos maciços rochosos, tal como ocorrem na Natureza. Existe uma profunda diferença entre o comportamento mecânico de uma amostra de rocha que se estuda em laboratório e o comportamento de um maciço *in situ*. Esta diferença provém da ocorrência de descontinuidades nos maciços, em especial de diaclases e falhas, que influenciam quer a deformabilidade quer a resistência dos maciços, incrementando a primeira e reduzindo a segunda (Rocha, 1981).

Os solos são, por definição, terrenos constituídos por partículas soltas ou agregadas de tal modo que se podem separar facilmente mediante agitação dentro de água. Por oposição, definir-se-ão as rochas como terrenos cuja coesão não é perturbada pela presença de água em excesso (Rocha, 1981). Assim, do ponto de vista da Mecânica das Rochas, designa-se por material rochoso ou, simplesmente, rocha, o material entre as superfícies de compartimentação de um maciço rochoso, isto é, o material dos blocos, completamente separado ou não, que estas superfícies determinam. O material rochoso não é contínuo apresentando, em regra, além de fraturas macroscópicas, fraturas microscópicas e poros. Designamos as fraturas da rocha por fissuras e, genericamente, por interstícios as fissuras e os poros. As fissuras macroscópicas distinguem-se das diaclases por não se apresentarem dispostas com regularidade, sendo em regra o seu desenvolvimento pequeno e de forma irregular (Rocha, 1981).

Rocha (1977) comparou resultados obtidos em numerosos ensaios realizados numa variedade de solos e rochas (areias e argilas, argilitos, siltitos, arenitos, calcários, xistos, granitos, entre outras) e concluiu que a resistência à compressão uniaxial e a

coesão são as características mais apropriadas para estabelecer a fronteira entre solos e rochas.

O estudo do comportamento das rochas quando submetidas a determinadas tensões permite colocar em evidência fenómenos que interferem na resistência mecânica dos maciços rochosos. A resistência das rochas ou dos maciços rochosos está intimamente relacionada com a coesão resultante do atrito entre as partículas quando submetidas às forças de cisalhamento, do ângulo de atrito e dos parâmetros de deformabilidade.

A resistência é determinada através de ensaios laboratoriais e *in situ*, como o ensaio de resistência à compressão uniaxial e o ensaio de determinação da dureza com martelo de Schmidt ou esclerómetro portátil, respetivamente. Os valores de resistência obtidos são utilizados para a classificação das rochas ou dos maciços rochosos

O conhecimento da deformabilidade das rochas tem interesse para a caracterização geral do maciço e para a interpretação dos resultados dos ensaios *in situ*, em especial para a averiguação do grau de influência da fraturação do maciço. Assim, os ensaios laboratoriais das rochas, como o ensaio de resistência à compressão triaxial e de velocidade de propagação de ultrassons, podem permitir a determinação da influência de certos parâmetros sobre a deformação dos maciços rochosos (Rocha, 1981). Alguns dos parâmetros de deformabilidade estudados são o módulo de elasticidade,  $E_d$ , e o coeficiente de Poisson,  $\nu_d$ , que permitem avaliar o comportamento mecânico das rochas.

O módulo de elasticidade ou módulo de Young,  $E_d$ , é uma propriedade intrínseca dos materiais, dependente da composição química, poros e descontinuidades, e corresponde à razão entre a força ou carga exercida sobre uma determinada amostra, por unidade de área, e a deformação sofrida pelo material. O coeficiente de Poisson,  $\nu_d$ , mede a deformação transversal em relação à deformação longitudinal da aplicação da força de uma determinada amostra.

A tabela 5 mostra valores característicos de parâmetros de deformabilidade de diferentes tipos de rocha.

Tabela 5 – Constantes elásticas de alguns tipos de rocha (adaptado de González de Vallejo *et al.*, 2002).

Rocha intata	Módulo de Elasticidade estático, E, kg/cm <sup>2</sup> (× 10 <sup>5</sup> )	Módulo de Elasticidade dinâmico, E <sub>d</sub> , kg/cm <sup>2</sup> (× 10 <sup>5</sup> )	Coefficiente de Poisson, $\nu$
<b>Anfibolito</b>	1,3 – 9,2	4,6 – 10,5	
<b>Basalto</b>	3,2 – 10,0	4,1 – 8,7	0,19 – 0,38 0,25
<b>Diábase</b>	6,9 – 9,6	6,0 – 9,8	0,28
<b>Diorito</b>	0,2 – 1,7	2,5 – 4,4	
<b>Dolomite</b>	0,4 – 5,1	2,2 – 8,6	0,29 – 0,34
<b>Gabro</b>	1,0 – 6,5		0,12 – 0,20
<b>Gneisse</b>	1,7 – 8,1 (5,3 – 5,5)	2,5 – 10,5	0,08 – 0,40 (0,20 – 0,30)
<b>Granito</b>	1,7 – 7,7	1,0 – 8,4	0,1 – 0,4 (0,18 – 0,24)
<b>Grauvaque</b>	4,7 – 6,3	2,3 – 10,7	

Verifica-se que a fronteira de valores entre solo e rocha não se encontra normalizada verificando-se, por vezes, uma sobreposição nas classes de resistência propostas (ISRM, 1978), entre os solos duros (entre 0,25 e 0,5 MPa) e as rochas extremamente brandas (entre 0,25 e 1,0 MPa), como se verifica na figura 23.



Figura 23 – Definição de solos coesivos e rochas de acordo com a classificação da ISRM, 1978 (adaptado de Hencher, 1993).

A classificação do material rocha para fins geotécnicos é com base na observação visual e em propriedades físicas e/ou mecânicas, como os ensaios que foram realizados neste estudo e que são apresentados em seguida.

A resistência à compressão uniaxial (RCU) é das propriedades mais frequentemente medida nas rochas e o seu valor é utilizado para classificar mecanicamente as rochas (tabela 6 e 7). Outro valor implementado para a classificação

mecânica do material rochoso é o módulo relativo que representa a relação entre o módulo de elasticidade ou Young,  $E_d$ , e a resistência à compressão uniaxial,  $\sigma_c$ , relação esta que varia em função da litologia das rochas. O grau de meteorização ou alteração do material rochoso permite classificar as rochas qualitativamente e expressa uma ideia sobre as características mecânicas e geotécnicas das rochas. Portanto, a meteorização aumenta a porosidade, a permeabilidade e a deformabilidade do material rochoso e diminui a sua resistência (González de Vallejo *et al.*, 2002).

**Tabela 6** – Classificação das rochas a partir da resistência à compressão uniaxial (adaptado de González de Vallejo *et al.*, 2002).

Resistência à compressão uniaxial (MPa)	ISRM (1981)	Geological Society of London (1970)	Bieniawski (1973)
<1	Solos		
1 – 5	Muito branda	Branda >1,25	Muito baixa
5 – 12,5	Branda	Moderadamente branda	
12,5 – 25		Moderadamente dura	Baixa
25 – 50	Moderadamente dura	Dura	
50 – 100	Dura	Dura	Média
100 – 200	Muito dura	Muito dura	Alta
>200		Extremamente dura	Muito alta
>250	Extremamente dura		

**Tabela 7** – Classificação da resistência à compressão uniaxial (adaptado de ISRM, 1978).

Grau	Designação	$\sigma_c$ (MPa)	$I_{s(50)}$ (MPa)	Análise expedita
R6	Extremamente elevada	>250	>10	A rocha fragmenta-se depois de sucessivos golpes de martelo e ressoa quando batida.
R5	Muito elevada	100 – 250	4 – 10	Requer muitos golpes de martelo para partir as amostras intatas de rocha.
R4	Elevada	50 – 100	2 – 4	Pedaços pequenos de rocha coesos quando segurados na mão, são partidos com um único golpe de martelo.
R3	Mediana	25 – 50	1 – 2	Um golpe firme com o pico do martelo faz indentações até 5 mm; com a faca consegue-se rasurar a superfície.
R2	Baixa	5 – 25	(*)	Com a faca é possível serrar o material.
R1	Muito baixa	1 – 5	(*)	O material desagrega-se com um golpe firme do pico de martelo.
R0	Extremamente baixa	0,25 – 1	(*)	Consegue-se marcar com a unha.

(\*) Não são consideradas minimamente fiáveis as correlações com a resistência à compressão uniaxial.

## 4.6. Classificação geotécnica de rochas e de maciços rochosos

As classificações geotécnicas de rochas e maciços rochosos baseiam-se, em regra, na determinação de valores numéricos obtidos a partir dos ensaios de laboratório. Para Franklin *et al.* (1971) e Bieniawski (1974) os parâmetros a utilizar neste tipo de classificações devem obedecer aos seguintes requisitos:

- i. Serem obtidos a partir de observações e/ou ensaios simples e práticos de forma a que a sua interpretação seja clara e facilmente utilizável por qualquer pessoa;
- ii. Serem relevantes das características da rocha a classificar.

As classificações dos maciços rochosos estão baseadas em vários fatores que determinam o comportamento mecânico, tais como, as propriedades do material rocha; a frequência e tipo de descontinuidades que definem o grau de fraturação, o tamanho e a forma dos blocos do maciço, as suas propriedades hidrogeológicas; o grau de meteorização e alteração; o estado de tensão *in situ*; e a presença de água.

A grande variabilidade destes fatores e o caráter descontínuo e anisotrópico dos maciços rochosos implica dificuldades para estabelecer classificações geotécnicas e geomecânicas válidas para os diferentes tipos de maciços (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Assim, existem várias classificações baseadas em diferentes características sendo que as mais importantes para este estudo são o índice de RQD – *Rock Quality Designation* – que indica o índice de qualidade da rocha; a percentagem de recuperação o que permite avaliar o estado de alteração do maciço; e o estado de alteração, W.

O RQD ou índice de qualidade da rocha é calculado através de testemunhos de sondagem (com diâmetro mínimo de 48 mm) e resulta da relação entre a soma de todos os carotes maiores que 10 cm e o comprimento da manobra, multiplicando por 100, para obter o índice em percentagem; enquanto que a percentagem de recuperação obtém-se multiplicando por 100 o quociente entre a soma dos comprimentos de todos os carotes obtidos numa manobra e o comprimento da manobra que contém os carotes:

$$\text{RQD (\%)} = \left( \frac{\sum l_{i>10 \text{ cm}}}{L} \right) \times 100$$

$$\% \text{ Recuperação} = \left( \frac{\sum l_i}{L} \right) \times 100$$

Onde  $\sum_{li>10 \text{ cm}}$  representa a soma de todos os carotes maiores do que 10 cm e L corresponde ao comprimento total do furo, isto é, da caixa de testemunho estudada.

A partir dos valores obtidos é possível compará-los com dados bibliográficos (tabela 8 e 9).

**Tabela 8** – Classificação da qualidade de um maciço rochoso segundo o índice RQD (adaptado de Deere, 1968).

RQD (%)	Qualidade do maciço rochoso
< 25	Muito fraco
25 – 50	Fraco
50 – 75	Razoável
75 – 90	Bom
90 – 100	Excelente

**Tabela 9** – Classificação do estado de alteração do maciço rochoso a partir da percentagem de recuperação (adaptado de ISRM, 1981).

% de recuperação	Estado de alteração do maciço
< 50	Muito alterado
50 – 80	Medianamente alterado
>80	Pouco alterado

O estado de alteração, W, é considerada uma classificação baseada na observação visual do estado dos carotes nas caixas de testemunhos ou em afloramento, apresentando um elevado grau de subjetividade, ou seja, a mesma rocha ou maciço podem ser classificados de diferentes modos por diferentes observadores, sendo que é utilizado neste estudo simplesmente como comparador para as restantes classificações (tabela 10).

**Tabela 10** – Classificação dos maciços rochosos com base o seu estado de alteração (adaptado de ISRM, 1981).

Simbologia	Descrição	Designação	
<b>W1</b>	Sem quaisquer sinais de alteração	São	W1-2
<b>W2</b>	Sinais de alteração apenas nas imediações das descontinuidades	Pouco alterado	Pouco alterado a são
<b>W3</b>	Alteração visível em todo o maciço rochoso, mas a rocha não é friável	Medianamente alterado W3	
<b>W4</b>	Alteração visível em todo o maciço rochoso, a rocha é parcialmente friável	Muito alterado	W4-5
<b>W5</b>	O maciço é completamente friável	Decomposto	Muito alterado a decomposto

Uma parte significativa dos estudos geotécnicos é feita com base numa análise rigorosa dos perfis das sondagens (*log*) efetuadas. É, em parte, através destas análises que se tomam muitas decisões importantes para o prosseguimento dos estudos e para o dimensionamento de uma determinada obra. Os perfis das sondagens (*log*) podem dar um registo preciso da litologia e da estratigrafia dos terrenos encontrados e dos resultados dos ensaios *in situ* efetuados.

A análise dos testemunhos das sondagens permite que o conhecimento dos maciços seja incrementado relativamente à litologia (tipo de rocha, textura, *fabric*); o grau de alteração e a sua variação; a estratificação, xistosidade, foliação; a presença e caracterização de superfícies de compartimentação como por exemplo diáclases, falhas; a percolação de água; o nível freático; e a qualificação do maciço rochoso em termos de percentagem de índice de qualidade da rocha (RQD).

Assim, o aspeto em que se apresentam os testemunhos das sondagens dependem, maioritariamente, do estado de alteração e de fracturação do maciço rochoso, da orientação da sondagem relativamente às descontinuidades existentes, do método de furação e da perícia e experiência do sondador.

# **MATERIAIS E METODOLOGIAS**

## Capítulo 5

## 5. Materiais e metodologias

Para a realização deste trabalho foram estudadas amostras do Granito de Guimarães obtidas a partir de sondagens mecânicas. As amostras foram selecionadas das caixas de testemunhos de sondagens mecânicas executadas para outros fins. As metodologias utilizadas incluíram métodos de investigação *in situ* e em laboratório. De seguida serão descritos os procedimentos de amostragem e os métodos de investigação utilizados.

### 5.1. Amostragem

As amostras de Granito de Guimarães estudadas neste trabalho foram selecionadas a partir de caixas de testemunhos de nove sondagens executadas em Campelos (Guimarães). Estas sondagens foram executadas no âmbito de uma campanha de prospeção geotécnica realizada com vista à caracterização geológica e geotécnica do maciço numa área interessada por um projeto de engenharia para ampliação de uma unidade industrial. A campanha incluiu a execução de 9 sondagens mecânicas à rotação (S1 a S9), com recurso a trado oco em solo (acompanhadas de ensaios de penetração dinâmica do tipo SPT - *standard penetration test*) e amostrador duplo para amostragem contínua em rocha.

As sondagens de rotação permitem perfurar qualquer tipo de solo ou rocha a uma profundidade elevada e com distintas inclinações. A profundidade habitual não excede os 100 metros, podendo alcançar os 1 000 metros (González de Vallejo *et al.*, 2002).

As sondagens de rotação permitem amostragem, isto é, extração de testemunhos, contínua com elevada percentagem de recuperação em terreno rochoso de boa qualidade a razoável. Neste caso, as sondagens mecânicas à rotação foram executadas com recurso a trado oco e amostrador duplo para amostragem contínua em rocha.

Na perfuração a trado, os avanços são conseguidos através da ligação sucessiva de trados e varas interiores, até se atingir as profundidades pretendidas. A forma helicoidal dos trados promove a subida do material desagregado, desde o fundo até à superfície.

Nas sondagens de rotação com recuperação contínua de amostras a ferramenta de furação utilizada foi uma coroa (as coroas de carboneto de tungsténio – de *widia*, utilizada em solos e rochas brandas; e as coroas diamantadas, usadas em rochas duras e muito duras) e foram utilizados amostradores de parede dupla, no qual o tubo que retém a amostra está desligado do movimento de rotação da coroa, o que minimiza os efeitos por desgaste devido à rotação e a fracturação das amostras.

Com a amostragem contínua, foi possível identificar litologicamente as formações existentes, caracterizar o seu grau de alteração e fracturação, e o cálculo dos parâmetros de qualidade RQD (*rock quality designation*) e percentagem de recuperação.

A figura 24 mostra o mapa da localização das sondagens (S1 a S9) no lugar de Campelos, em Guimarães:

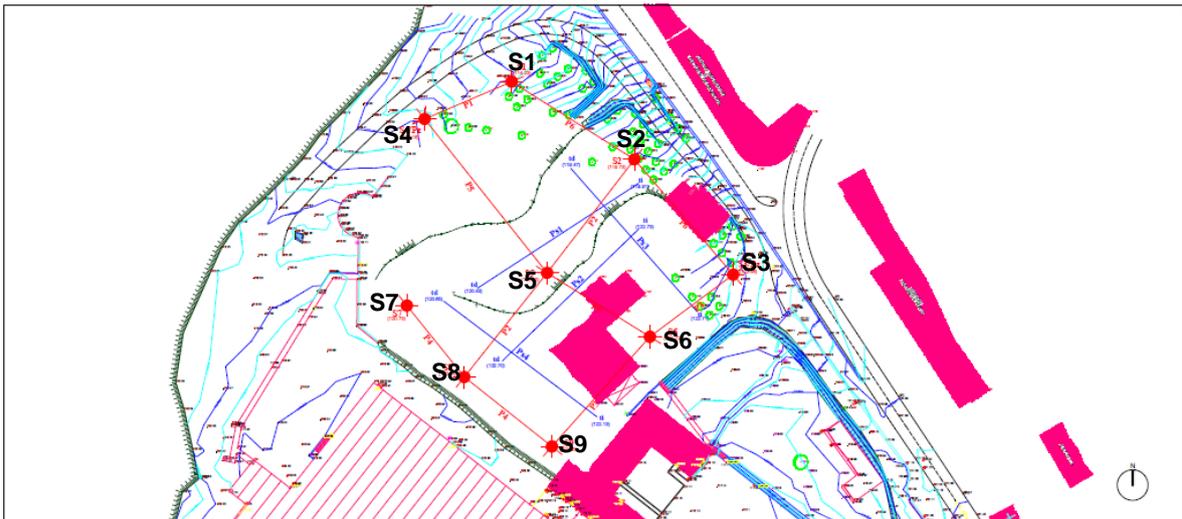


Figura 24 – Planta de localização das sondagens (S1 a S9) (escala original: 1/1 000).

Nas sondagens efetuadas em Campelos, Guimarães, (S1 a S9), a furação começou por ser realizada com trado oco e posteriormente, isto é, no contacto entre solo/rocha branda e rocha, com amostrador duplo de modo a recolher uma amostra contínua. Durante os trabalhos de furação e imediatamente após a extração as amostras foram sendo colocadas em caixas de sondagens apropriadas com indicação das profundidades por separadores de madeira.

Na tabela 11 resumem-se as principais características referentes às sondagens realizadas, incluindo a cota da boca da sondagem, o comprimento das sondagens, as espessuras perfuradas a trado oco e com o amostrador duplo:

**Tabela 11** – Características das sondagens executadas em Campelos, Guimarães.

Sondagem	Cota da boca da sondagem (m)	Profundidade/ comprimento total da sondagem (m)	Perfuração com trado – oco (m)	Perfuração com amostrador duplo (m)
<b>S1</b>	114,23	4,50	0,00	4,50
<b>S2</b>	119,73	10,00	4,50	5,50
<b>S3</b>	122,38	12,00	12,00	0,00
<b>S4</b>	113,16	6,00	3,70	2,30
<b>S5</b>	120,55	11,50	4,50	7,00
<b>S6</b>	122,72	12,00	3,00	9,00
<b>S7</b>	120,73	10,50	3,70	6,80
<b>S8</b>	122,54	12,00	3,00	9,00
<b>S9</b>	121,93	13,50	13,50	0,00
<b>Total</b>	-	<b>92,00</b>	<b>47,90</b>	<b>44,10</b>

A cota da boca da sondagem indicada corresponde à boca do furo de sondagem, coincidente com a cota do terreno à data de execução da campanha de prospeção, tendo como base o levantamento topográfico fornecido pelo requerente.

As caixas com os testemunhos das sondagens, assim como os respetivos boletins de ensaio (*log* de sondagens) foram fornecidos ao DGAOT-FCUP para realização deste trabalho (Anexos – *Log* das sondagens).

### 5.1.1. Seleção de amostras de sondagens

Para a caracterização através de ensaios laboratoriais do Granito de Guimarães foram selecionadas amostras cilíndricas provenientes de 9 sondagens mecânicas (S1 a S9) que foram realizadas no âmbito de um estudo geológico-geotécnico, e cujos testemunhos foram fornecidos ao DGAOT – FCUP. A figura 25 mostra as caixas das referidas sondagens. As sondagens foram executadas numa rede de 2 500 m<sup>2</sup> de terreno e intercetaram níveis de solo de espessura variável sob o qual foi intercetado maciço rochoso com estado de alteração variável.



**Figura 25** – Caixas das sondagens do Granito de Guimarães.

Para a seleção das amostras foi feita a análise detalhada dos testemunhos das sondagens, tendo sido seleccionadas uma amostra em cada sondagem. Em duas das sondagens (S3 e S9) não foram seleccionadas amostras por não ter sido intercetado maciço rochoso. A imagem da figura 26 mostra algumas das amostras seleccionadas.



**Figura 26** – Amostras seleccionadas para os ensaios a realizar.

As amostras cilíndricas foram cortadas na máquina de corte do DGAOT – FCUP para obtenção de 2 provetes com dimensões normalizadas adequadas à execução de alguns ensaios. A amostra proveniente da sondagem S8 só permitiu a obtenção de um provete. A figura 27 mostra o equipamento de corte e retificação dos provetes. Esta

retificação consiste em corrigir as extremidades (topo e base) destes provetes através de um polimento de forma a obter uma superfície lisa e horizontal.



**Figura 27** – Procedimento do corte e retificação dos provetes seleccionados.

Foram cortados e retificados provetes com cerca de 150 mm e 80 mm de comprimento. Estas dimensões estão de acordo com as normas ASTM e métodos sugeridos pela ISRM para execução dos ensaios de resistência à compressão uniaxial e ensaio de carga pontual, que foram os últimos ensaios a serem executados por serem destrutivos.

O topo de cada provete cortado foi guardado para se realizar os ensaios das propriedades físicas/índice e também para a produção de duas lâminas delgadas com o intuito de as observar ao microscópio ótico e assim caraterizar petrograficamente o granito. A figura 28 mostra os topos resultantes do corte dos provetes.



**Figura 28** – Provetes e topos dos provetes após o corte.

Para facilitar a distinção dos provetes quando fossem trabalhados os dados e apresentados os resultados, todas as amostras com a letra a é realizado o ensaio de resistência à compressão uniaxial enquanto que as amostras com a letra b, é realizado o ensaio de carga pontual (figura 29). Assim, aos 13 provetes foi medido, com recurso a uma fita métrica, o diâmetro  $d$  (mm) e o comprimento  $L$  (mm) e depois também foram pesados numa balança para determinar a massa inicial  $m_i$  (kg), para ser possível prosseguir com todos os ensaios pretendidos.



**Figura 29** – Provetes após a retificação.

Na tabela 12 apresenta-se uma síntese das amostras seleccionadas, as características dos provetes e a profundidade a que foram adquiridas:

**Tabela 12** – Amostras seleccionadas e características dos provetes.

Amostra	Provete	Comprimento (mm)	Diâmetro (mm)	Profundidade (m)
<b>S1</b>	1a	148	71	4,5
	1b	79	71	4,5
<b>S2</b>	2a	156	71	9,0
	2b	81	71	9,0
<b>S4</b>	4a	155	71	4,8
	4b	85	71	4,8
<b>S5</b>	5a	150	71	7,5
	5b	79	71	7,5
<b>S6</b>	6a	154	60	5,5
	6b	81	60	5,5
<b>S7</b>	7a	144	71	8,0
	7b	86	71	8,0
<b>S8</b>	8a	83	71	-

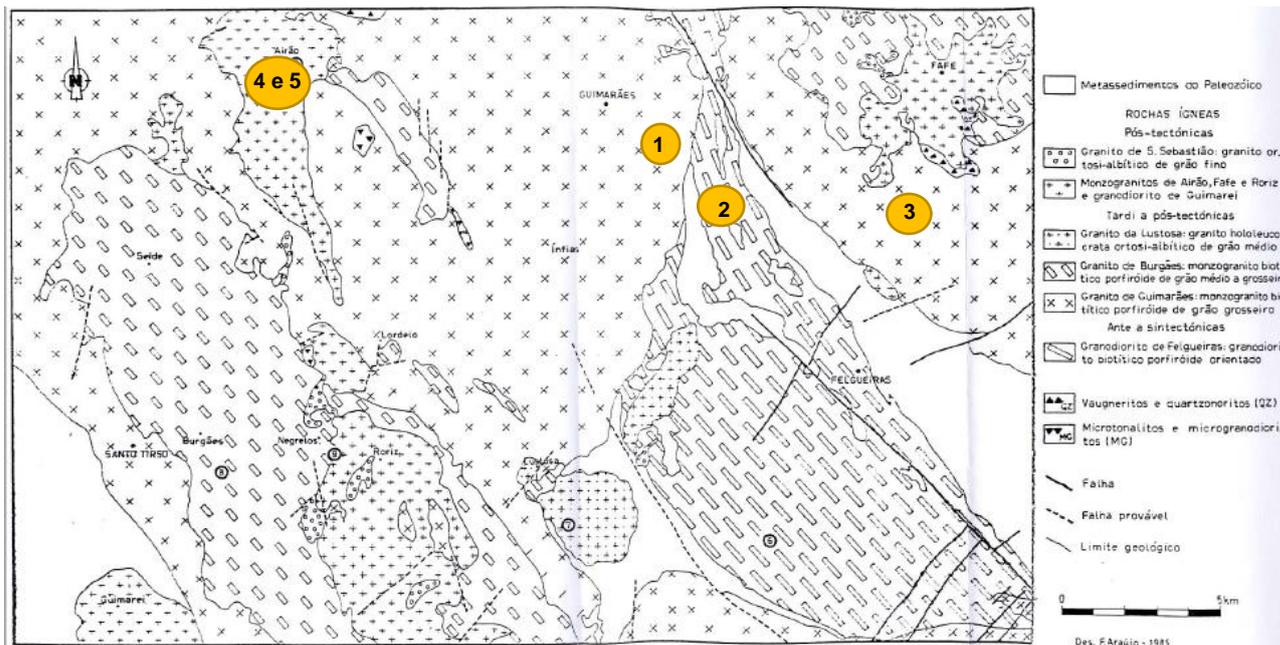
Todos os ensaios laboratoriais executados serão apresentados detalhadamente no capítulo seguinte.

## **5.2. Métodos de investigação *in situ***

O reconhecimento do campo da zona em estudo é uma das tarefas mais importantes na fase de estudos prévios. Este reconhecimento deve efetuar-se depois de uma revisão da informação e da fotointerpretação já existente, das quais se obterá uma síntese geológica e topografia básica. Esta informação permite o reconhecimento geológico – geotécnico a partir dos mapas existentes (González de Vallejo *et al.*, 2002).

### **5.2.1. Trabalho de campo**

A fim de realizar um estudo mais detalhado acerca da geologia envolvente da área em estudo, Campelos, observou-se em cinco paragens diferentes o Granito de Guimarães e os restantes granitos (*s.l.*) encaixantes, recorrendo à cartografia geológica já existente. A carta utilizada neste estudo foi a Folha 9B (Guimarães) na escala 1/50 000 da Carta Geológica de Portugal (Montenegro de Andrade *et al.*, 1986) e, por ausência de notícia explicativa foi utilizado o “Guia das Excursões a realizar em Portugal – Excursão geológica na região de entre Douro e Minho” elaborado por Montenegro de Andrade *et al.* (1985) (figura 30).



**Figura 30** – Mapa geológico simplificado de Guimarães segundo a carta geológica de Portugal 1/50 000, folha 9-B – Guimarães, em publicação pelos Serviços Geológicos de Portugal (adaptado de Montenegro de Andrade *et al.*, 1985).

O mapa ilustrado na figura 30 representa os locais escolhidos para a amostragem apresentada a seguir:

### 1ª Senhora da Penha

Trata-se do Granito de Guimarães, ou seja, granito biotítico porfiróide de grão grosseiro. Tectonicamente é definido como sendo tardi-tectónico (Montenegro de Andrade *et al.*, 1985). Macroscopicamente, é constituído por fenocristais bem desenvolvidos de feldspato potássico e adquire uma tonalidade leucocrata, acinzentada e sem orientação observável. Neste local o granito é pobre em encraves embora apresente alguns microgranulares máficos e félsicos e encraves metassedimentares. É também caracterizado pelas suas particulares geoformas arredondadas dos maciços graníticos, formando blocos com cerca de 10 a 15 metros de altura (figura 31).



**Figura 31** – Encraves microgranulares máficos e félsicos no Granito de Guimarães.

## 2ª Senhora da Lapinha

Granito biotítico porfiróide com grandes megacristais de feldspato potássico e é caracterizado tectonicamente como sendo sin-tectónico. É o granitóide mais escuro e mais orientado dos restantes observáveis, encontrando-se com orientação sub-vertical. À vista desarmada distingue-se uma matriz rica em biotite na qual se destacam megacristais de feldspato potássico, sob a forma de retângulos alongados e possui também encraves microgranulares máficos e félsicos (Montenegro de Andrade *et al.*, 1985) (figura 32 e 33).



**Figura 32** - Megacristais de feldspato potássico com forma retangular alongada.



**Figura 33** – Granito biotítico porfiróide com grandes megacristais de feldspato potássico e com encraves microgranulares máficos e félsicos.

### 3ª Antime

Durante o levantamento da folha geológica de Guimarães, na escala 1/50 000, reconheceu-se que alguns dos encraves dos granitóides constam vaugneritos (Noronha, 1983). Iburguchi (1980) designou de vaugneritos as rochas semelhantes aos tonalitos, concluindo que resultam da cristalização de um magma produzido por fusão parcial de materiais residuais derivados de anatexias crustais; enquanto Sabatier (1980) sugere a implicação dum magma básico de origem sub-crustal e exclui uma origem por fusão parcial de resíduos anactéticos.

Assim, os vaugneritos são rochas dioríticas, quartzodioríticas e tonalíticas, ricas em biotite e com elevados teores de magnésio e potássio. A sua distinção do granito porfiróide encaixante é imediata, graças ao seu caráter mais escuro, melanocrata devido à abundância de biotite e o tamanho do grão é variável, de médio a grosseiro (Montenegro de Andrade *et al.*, 1985) (figura 34A).

Também foi possível observar em algumas rochas a presença de encraves félsicos sob a forma de veios no granito biotítico (figura 34B).



**Figura 34** – A: Enclaves máficos (vaugneritos) destacado no granito, representado por uma tonalidade mais escura; B: Enclaves félsicos no granito.

#### 4ª Airões

Granito de duas micas com o predomínio da biotite de grão médio e caraterizado como sendo pós-tectónico (Montenegro de Andrade *et al.*, 1985). É constituído por poucos fenocristais de feldspato potássico e é um granito homogéneo (figura 35).



**Figura 35** – Granito de duas micas com o predomínio da biotite de grão médio.

## 5ª Pedreira de Lajes

Trata-se também de um granito de duas micas com o predomínio da biotite de grão médio e homogéneo, com poucos fenocristais, caraterizado como sendo pós-tectónico. Nesta pedraira foi possível observar algumas fraturas preenchidas por filonetes de quartzo com diversos sulfuretos dos quais os mais frequentes são a pirrotite e a blenda (Montenegro de Andrade *et al.*, 1985) (figura 36).



**Figura 36** – Maciço granitóide presente na Pedreira de Lajes onde se observa a atuação dos sulfuretos, originando o aspeto oxidado (superfície laranja) ao granito.

Este trabalho de campo serviu para complementar as propriedades magnéticas, isto é, as medidas de suscetibilidade magnética (SM).

## 5.3. Métodos de investigação laboratorial

### 5.3.1. Propriedades físicas

Como propriedades físicas foram determinados o teor em água (W) (%) e o peso volúmico ( $\gamma$ ) ( $\text{kN/m}^3$ ) dos provetes do Granito de Guimarães de acordo com os métodos sugeridos pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM, 1981).

### 5.3.1.1. Teor em água (W)

Para determinação do teor em água utilizaram-se os topos dos provetes que tinham sido previamente cortados na máquina de corte. Assim, começou-se por obter a massa inicial das amostras e em seguida foram colocadas numa estufa a 105°C durante 24 horas para em seguida se obter o peso das amostras secas. Esta pesagem deve ser feita logo após (e o mais rápido possível) se ter retirado as amostras da estufa. A figura 37 mostra os topos dos provetes utilizados para a determinação do teor em água assim como a balança utilizada na pesagem.



Figura 37 – À esquerda o topo dos provetes utilizados e à direita a balança usada para a pesagem.

Após a pesagem e com os valores obtidos, basta aplicar as fórmulas anteriormente explicadas para obter o teor em água, W, em percentagem (%).

### 5.3.1.2. Peso volúmico sólido ou peso específico sólido ( $\gamma_s$ )

Para determinar o peso específico foram utilizados os provetes de dimensões normalizadas previamente preparados, tendo sido medidos o diâmetro (d) e comprimento (L), assim como registado o peso de cada provete. Após estas medições foi necessário aplicar as fórmulas anteriormente demonstradas para a obtenção do peso específico seco,  $\gamma_s$ , em kN/m<sup>3</sup>.

### 5.3.2. Petrografia

Para a caracterização ótica do Granito de Guimarães foram preparadas duas lâminas delgadas a partir dos topos dos provetes que restaram aquando o corte e retificação dos mesmos. Foram selecionadas uma amostra de granito são (provetes 2) e uma outra amostra de granito mais alterado (provetes 5) tendo como objetivo a observação e identificação dos minerais constituintes do Granito de Guimarães e a caracterização mais pormenorizada deste granito e de diferentes aspetos de alteração. As figuras 38 e 39 mostram, respetivamente, os provetes e topos dos provetes utilizados para a preparação das lâminas delgadas onde é possível observar de imediato a alteração de cor e fraturas existentes no provete 5 (mais alterado) e as lâminas delgadas usadas para este estudo petrográfico. As observações microscópicas foram efetuadas nos Laboratórios de Microscopia Ótica e de Metalografia do DGAOT – FCUP, utilizando um microscópio *LEICA DMLSP* (figura 40). Acoplado a este microscópio existe um computador com o *software Leica Application Suite, LAS EZ* versão 2.0.0, que está diretamente ligado a uma máquina fotográfica incorporada no microscópio. Este *software* permite a aquisição de imagens petrográficas.



**Figura 38** – Provetes e topo dos provetes utilizados para produzir lâminas delgadas.



Figura 39 – Lâminas delgadas usadas para o estudo petrográfico do Granito de Guimarães.



Figura 40 – Microscópio LEICA DMLSP acoplado ao computador utilizado para os estudos de petrografia realizados no DGAOT (FCUP).

### 5.3.3. Suscetibilidade magnética (SM)

Para a determinação da suscetibilidade magnética realizou-se a medição *in situ* (em afloramentos do Granito de Guimarães e granitos (s.l.) encaixantes, em cinco locais distintos) e no laboratório em 13 provetes de amostras do Granito de Guimarães.

#### 5.3.3.1. Suscetibilidade magnética (SM) no campo

Os objetivos desta metodologia são as observações das características macroscópicas do Granito de Guimarães e granitos (s.l.) encaixantes e obter a

suscetibilidade magnética *in situ* de forma a comparar com as medições efetuadas nos provetes do Granito de Guimarães. Foram estudados cinco locais diferentes do reconhecimento de campo: Senhora da Penha, Senhora da Lapinha, Antime, Airões e Pedreira de Lajes, onde foi possível encontrar afloramentos com as condições necessárias para o estudo da suscetibilidade magnética. Em Campelos não foi possível encontrar um afloramento com as condições ideais pois trata-se atualmente de uma zona industrializada, mas sabe-se, por vários estudos feitos anteriormente, que se trata do Granito de Guimarães; as características deste granito foram observadas em locais adjacentes, tais como na Senhora da Penha.

No campo procedeu-se ao levantamento dos valores de suscetibilidade magnética com auxílio do suscetibilímetro portátil KT-10 v2 *Terra Plus* (figura 41) em vários pontos do mesmo afloramento e descrição breve de características importantes referentes à mineralogia dos granitóides analisados nas diferentes paragens, que será apresentada a seguir acompanhada de algumas fotografias para uma melhor perceção.



Figura 41 – Suscetibilímetro portátil (KT-10 *Terra Plus*).

Após a aquisição dos valores de suscetibilidade magnética nas diferentes paragens, calculou-se a média para cada paragem e elaborou-se uma tabela para melhor distribuição dos dados e resultados que será apresentada no capítulo seguinte.

### 5.3.3.2. Suscetibilidade magnética (SM) nos provetes

Para este estudo foram utilizados os provetes das sondagens que já apresentavam uma forma cilíndrica, mas as suas dimensões não são as utilizadas em

laboratório (22 mm de altura por 25 mm de diâmetro) pois seria necessário destruí-los para diminuir o seu tamanho, o que levaria a um grande desperdício de material; e a medição *in situ* em afloramentos do Granito de Guimarães e granitos (*s.l.*) encaixantes, em cinco locais distintos. Esta caraterização tem como objetivo determinar a presença de minerais magnéticos, o respetivo comportamento magnético e o tipo de granito presente.

Portanto, foi utilizado o suscetibilímetro portátil KT-10 v2 *Terra Plus* (figura 41) para a medição pontual da suscetibilidade magnética *in situ* numa superfície granítica o mais possível. Este aparelho apresenta várias vantagens, tais como, a sua facilidade de manuseamento pois é portátil sendo possível a medição em campo ou em laboratório e é uma técnica rápida, segura e não destrutiva. O campo magnético,  $H$ , aplicado em todas as medições efetuadas nas sondagens é de cerca de 300 A/m.

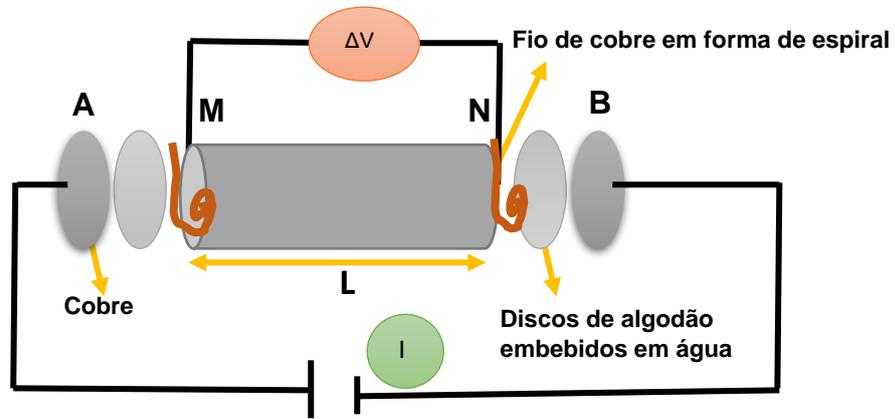
A medição das sondagens foi realizada ao ar livre a fim de não existir muitas interferências (ruído magnético) que pudessem influenciar os valores e foram feitas várias medições pontuais ao longo de cada um dos provetes, incluindo o topo e base, obtendo assim um perfil de vários pontos para um único provete e foi repetido o processo para os restantes. As imagens e a tabela com os resultados serão apresentadas no capítulo seguinte.

#### 5.3.4. Resistividade elétrica

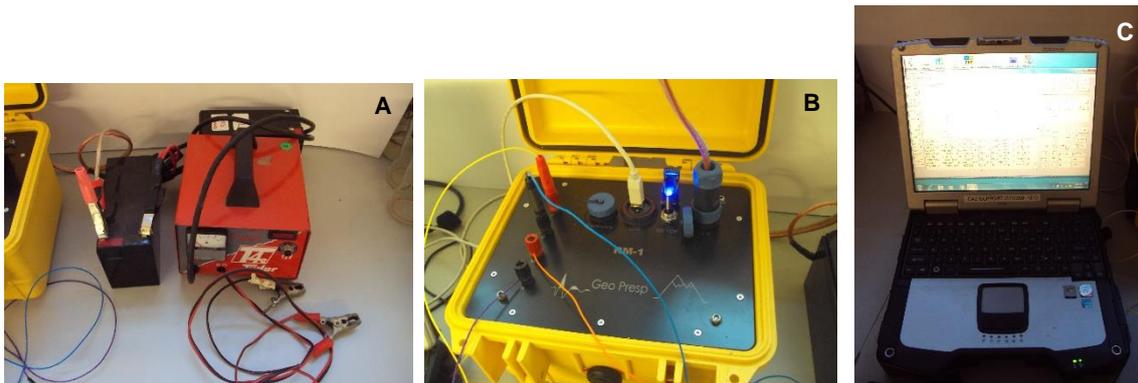
Nesta caraterização foram utilizados os 13 provetes de forma a verificar se os valores de resistividade são muito variáveis. Existem vários modelos e métodos sugeridos por diversos autores ao longo dos anos para a medição da resistividade elétrica. Fatores que afetam a adequação de vários métodos e precisão atingível incluem a resistência de contacto e a forma da amostra utilizada (Singh, 2013). Entre os vários métodos, neste trabalho foi utilizado a medição com dois estiletos.

Assim, neste método, a corrente elétrica,  $I$ , é injetada nas extremidades dos provetes, denominados A e B (corrente essa que fluirá através da rocha da extremidade A para a extremidade B), através de dois fios condutores colocados após os discos de algodão embebidos em água e a cobrir estes fios são colocados os discos de cobre; e em seguida é definida uma diferença de potencial,  $\Delta V$ , entre outros dois fios que são colocados em contato direto com os provetes (M e N), ou seja, debaixo dos discos de algodão e ligados a um fio de cobre em forma de espiral (figura 42, 43 e 44). Todo este

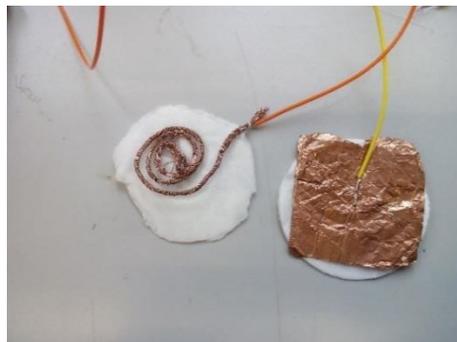
processo está ligado a um computador CAD SUPPORT (571)350 – 1810 que dispõe de um *software RM1b* em que os dados são inseridos e dará o valor da resistividade (figura 45).



**Figura 42** – Esquema representativo dos ensaios de resistividade elétrica nos provetes do Granito de Guimarães.



**Figura 43** – Aparelhos utilizados para a medição da resistividade elétrica dos provetes do Granito de Guimarães. A: Bateria utilizada para recarregar o resistivímetro. B: Resistivímetro. C: Computador CAD SUPPORT (571)350 – 1810 que dispõe do *software RM1b*.



**Figura 44** – Elementos utilizados no topo dos provetes para a aquisição dos valores de resistividade elétrica: à esquerda o fio de cobre em forma de espiral; à direita o disco de cobre.

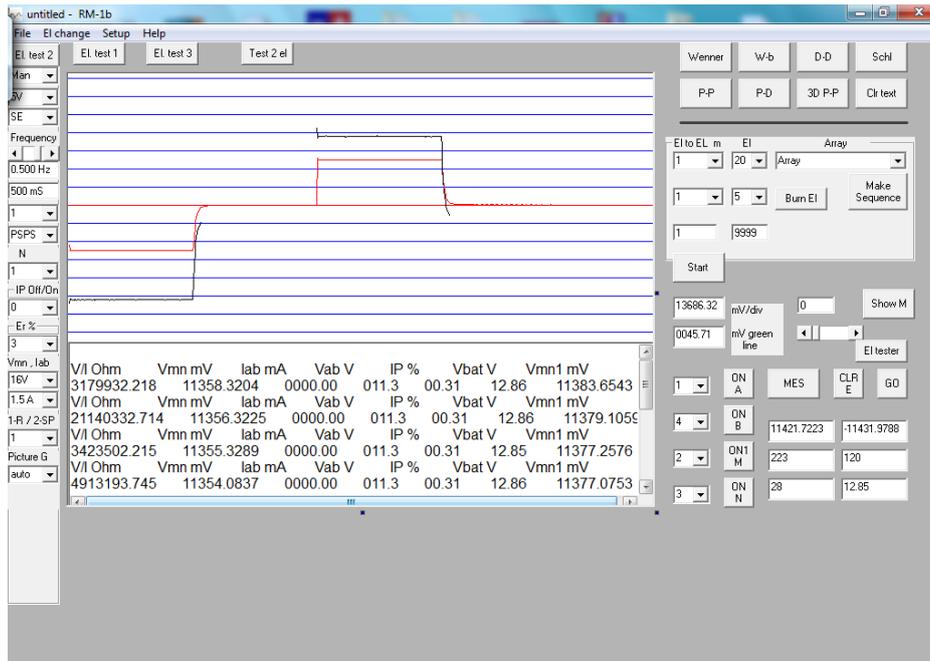


Figura 45 – Interface do software *RM1b* utilizado para a medição da resistividade elétrica nos provetes do Granito de Guimarães.

A corrente elétrica,  $I$ , injetada nas extremidades dos provetes, A e B é definida automaticamente pelo software como 1,5 A e é igual para os 13 provetes estudados; quanto à diferença de potencial,  $\Delta V$ , entre M e N, foi definida manualmente através de várias tentativas com outros valores até obter 5 V como o valor mais adequado para os provetes do Granito de Guimarães. Os valores de  $\Delta V$  mais elevados, 100 V, 50 V ou 25 V apresentavam erro e por isso foi escolhido um valor mais baixo e assim foi possível obter valores de resistividade elétrica concordantes com valores de referência apresentados na bibliografia. Em cada provete foram feitas dez medições e foi feita em seguida uma média destes valores.

Foi também apontado as condições ambiente no laboratório, isto é, a temperatura que rondava os 21° C e a humidade que era aproximadamente 56%. Estas informações são úteis para verificar se existiu alguma variação nos resultados devido a estas características.

O fio de cobre em forma de espiral é utilizado para aumentar a área de propagação da corrente elétrica injetada nos provetes e obtendo assim valores mais representativos de resistividade elétrica (figura 44). É necessário também que os provetes analisados sejam isolados dos materiais em seu redor, pelo que os provetes são colocados em cima de um recipiente de plástico (figura 46).



**Figura 46** – Medição da resistividade elétrica num provete do Granito de Guimarães.

Por cima do provete é colocado um objeto de plástico para, mais uma vez, isolar o ensaio e também para que seja possível aplicar força manualmente para tentar haver um maior contato entre todos os constituintes deste ensaio elétrico.

Portanto, o valor da resistência é uma propriedade do material que descreve o quanto o material resiste à passagem de uma corrente elétrica para uma determinada diferença de potencial aplicada. Se, por exemplo, o comprimento da amostra é o dobro, pode-se ver que a resistência da amostra à passagem de uma corrente também duplica. Assim, a resistência (e a condutividade) depende do tamanho da amostra.

Tal como foi explicado anteriormente na segunda lei de Ohm, ao considerar a resistência por unidade de comprimento e área, como acontece neste caso, pode-se remover o efeito das dimensões do provete. O valor obtido é então apenas uma função da propriedade do material e não das dimensões. Conhecendo-se o valor da corrente injetada e da diferença de potencial é possível calcular a resistividade elétrica por unidade de comprimento e área através da seguinte expressão:

$$\rho = \frac{K \times \Delta V}{I} \Leftrightarrow \rho = R \times \frac{A}{L}, \text{ onde } R = \frac{\Delta V}{I} \text{ e } K = \frac{A}{L}$$

Em que  $\rho$  representa a resistividade elétrica em  $\Omega \cdot m$ ;  $\Delta V$  é a diferença de potencial elétrico medida entre os fios em contato direto com os provetes (M e N) em volts, V; I a corrente aplicada entre A e B em amperes, A; e por fim K é o fator geométrico sendo dado pelo quociente entre a área transversal perpendicular ao fluxo da corrente da face do provete (é equivalente à área de um círculo), A, em  $m^2$ , e o comprimento do provete, L em m.

A condutividade elétrica,  $C$ , como foi referido anteriormente é o inverso da resistividade,  $\rho$ , e, portanto, pode ser calculada através da equação:

$$C = \frac{1}{\rho} = \frac{I}{\Delta V} \times \frac{L}{A}$$

Onde  $C$  corresponde à condutividade elétrica de um determinado provete em Siemen/metro (S/m).

Na medição das propriedades elétricas de rochas existem dois tipos principais de instrumentos. Um tipo de instrumentos mede a resistividade diretamente e o resultado é dado em  $\Omega \cdot m$ . O outro tipo mede a condutividade diretamente e o resultado é dado em S/m, ou mais frequentemente em milisiemens por metro (mS/m). As duas medições estão a calcular a mesma propriedade da rocha, e podem ser convertidas utilizando as seguintes expressões:

$$C = \frac{1}{\rho(\Omega \cdot m)} \text{ em S/m}$$

$$C = \frac{1000}{\rho(\Omega \cdot m)} \text{ em mS/m}$$

### 5.3.5. Ensaios mecânicos

A resistência à compressão simples e os parâmetros de deformabilidade (módulo de deformabilidade e coeficiente de Poisson) das rochas são as propriedades mecânicas das rochas mais importantes. Estas propriedades podem ser determinadas diretamente através de ensaios laboratoriais ou determinadas indiretamente, isto é, estimadas, a partir de outros ensaios. A resistência à compressão simples pode ser determinada através do ensaio de resistência à compressão uniaxial e estimada a partir do ensaio de carga pontual e ensaio de determinação da dureza com martelo de Schmidt ou esclerómetro portátil. Os parâmetros de deformabilidade podem ser determinados a partir dos ensaios laboratoriais de resistência à compressão triaxial e de velocidade de propagação de ultrassons. Os referidos ensaios que permitem a caracterização mecânica das rochas devem ser executados de acordo com normas ASTM ou métodos sugeridos pela ISRM.

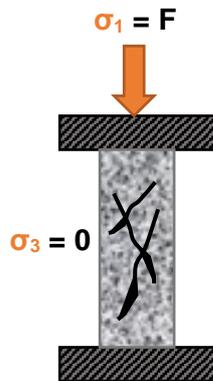
Para a caracterização das propriedades mecânicas do Granito de Guimarães foram executados os seguintes ensaios: resistência à compressão uniaxial/simples, carga pontual e velocidade de propagação de ultrassons.

### 5.3.5.1. Resistência à compressão uniaxial/simples (RCU)

O ensaio de resistência à compressão uniaxial (RCU) é executado em provetes de rocha de forma cilíndrica, que são submetidos a uma tensão normal,  $\sigma_c$ , nas bases que é igual à razão da força normal aplicada pela área da base do provete (figura 47). O valor da tensão normal corresponde à resistência à rotura da rocha, ou seja, a tensão máxima que uma rocha suporta quando submetida a compressão uniaxial, até que ocorra rotura:

$$\sigma_c = \frac{F_c}{A} = \frac{\text{Força compressiva aplicada}}{\text{Área de aplicação}} \text{ (kN/m}^2\text{;kPa)}$$

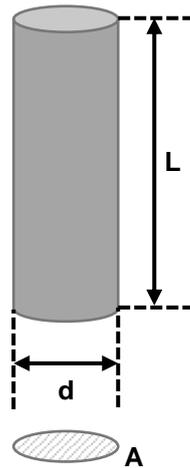
$$A = A_{\text{cilindro}} = 2\pi \times r^2$$



**Figura 47** – Esquema do funcionamento das tensões aplicadas no ensaio de compressão uniaxial (adaptado de González de Vallejo *et al.*, 2002).

Os ensaios de compressão uniaxial em rochas são realizados sobre provetes cilíndricos, com dimensões normalizadas, isto é, com um comprimento  $L$  de 2,5 a 3 vezes maior que o diâmetro  $d$  (ISRM, 1979) ou 2 a 2,5 vezes maior que o diâmetro  $d$  (ASTM, 2002); o diâmetro  $d$  deve ser igual ou superior a 47 mm (ASTM, 2002) e é desejável que o diâmetro do provete seja mais de 10 vezes superior ao maior grão mineral presente na rocha em análise; os provetes devem apresentar faces lisas e regulares (com irregularidades inferiores a 0,5 mm); e os topos dos provetes devem ser perpendiculares ao eixo (figura 48).

Os provetes do Granito de Guimarães foram estudados de acordo com a norma ASTM D 2938 – 95 (2002) com recurso ao equipamento de determinação de resistência à compressão uniaxial do DGAOT – FCUP.



**Figura 48** – Imagem representativa das designações utilizadas para cada dimensão do provete de uma determinada rocha (adaptado de Rocha, 1981).

A resistência à compressão uniaxial de uma rocha depende da litologia e do estado de alteração, ou seja, das características intrínsecas das rochas; do teor em água pois uma rocha seca tem maior (até 2 vezes ou mais) resistência do que saturada; da dimensão dos provetes do ensaio dado que provetes mais pequenos fornecem valores mais elevados de resistência; da velocidade da carga recomendada pela ISRM de 0,5 a 1 MPa/s visto que a resistência diminui com a velocidade de aplicação de carga mais baixas; e das condições dos ensaios.

Em determinadas condições, este ensaio permite determinar os parâmetros de deformabilidade, sendo para isso necessário utilizar extensómetros e uma prensa de controle hidráulico para a medição das deformações axiais e laterais associadas à aplicação das cargas e obtenção da curva de tensão – deformação. Para a caracterização do Granito de Guimarães não foi possível a obtenção das curvas tensão – deformação.

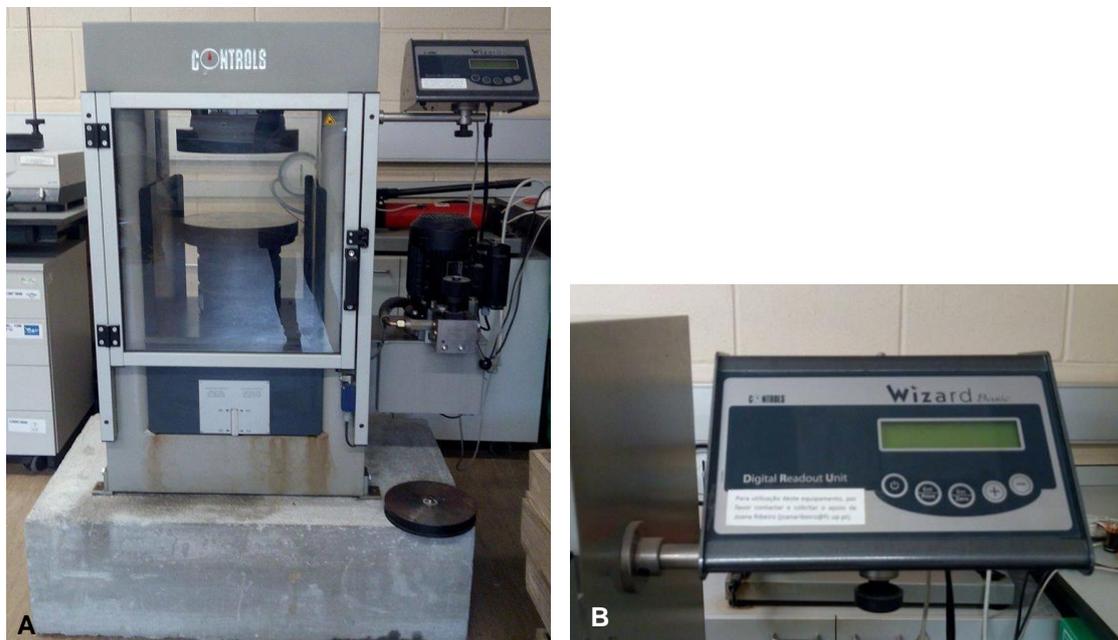
A curva tensão – deformação permite avaliar o comportamento mecânico das rochas. Durante este tipo de ensaios, o comportamento da rocha é normalmente não reversível, o que significa que a deformação sofrida pela amostra nunca poderá ser recuperada na totalidade se houver uma descarga. Isto deve-se ao facto de as fissuras iniciais presentes em qualquer rocha fecharem no início da compressão levando a uma diminuição da compressibilidade da amostra.

Assim, para a realização deste ensaio foi utilizada a prensa 50 – C56L constituída por placas de compressão em que ambas as placas são endurecidas à superfície; por uma bomba de alimentação equipada com uma válvula de controle de

fluxo de pressão compensada que permite automaticamente manter uma taxa de carga precisa sobre o provete durante todo o ensaio; e por um microprocessador de leitura digital *Wizard Basic* que pode ser ligado a um computador e onde é visualizado as propriedades dos ensaios, como a área do provete, em mm<sup>2</sup>, a velocidade da carga aplicada, em MPa, e a taxa de carga destinada a ser aplicada durante o ensaio, em KPa/s ou N/s (figura 49). Esta prensa tem a capacidade de suportar uma força compressiva até 3 000 kN.

Após ligar a prensa e o microprocessador, coloca-se o provete no centro da placa inferior e ao ligar o motor, o êmbolo começa a subir a uma velocidade de aproximação rápida. Passado algum tempo o provete entra em contacto com a placa superior da máquina e a carga começa a ser apresentada no *Wizard Basic* e basta aplicar a velocidade da carga, que neste caso utilizou-se a recomendada pela ISRM de 0,5 MPa/s.

No fim do ensaio, quando o provete fratura, a carga de pico ou força aplicada,  $F_c$ , em kN, será demonstrada no microprocessador, assim como o valor da resistência à compressão uniaxial,  $\sigma_c$ , em MPa.



**Figura 49** – A: Prensa 50 – C56L; B: Microprocessador *Wizard Basic* utilizados para os ensaios nos provetes do Granito de Guimarães.

Foram utilizados 6 provetes dos 13 provetes totais do Granito de Guimarães, denominados pela letra a. Foi necessário colocar no microprocessador o valor da área

de aplicação da carga, ou seja, a área de um cilindro, em  $\text{mm}^2$ , a qual teve de ser arredondada pois o microprocessador só aceitava valores inteiros; assim, para todos os provetes foi utilizada a área de  $7\,920\text{ mm}^2$ , exceto o provete 6a no qual foi utilizada a área de  $5\,660\text{ mm}^2$ .

### 5.3.5.2. Carga pontual (PLT)

O ensaio de carga pontual, também designado *Point Load Test*, ou ainda ensaio de Franklin, é uma forma indireta de obter a resistência. Com este ensaio é obtido o índice de resistência ou índice de carga pontual que é correlacionável através de uma fórmula com a resistência à compressão uniaxial que é pretendida.

Neste ensaio, que tem como vantagens ser mais simples e económico, a amostra de rocha é comprimida entre duas ponteiros cónicas de metal, que provocam a rotura por desenvolvimento de fissuras de tração paralelas ao eixo da carga, sendo registado o valor da carga  $P$  que provoca a rotura (figura 50). Tal como o ensaio anterior, este é também um ensaio destrutivo. Este ensaio foi realizado com base no procedimento sugerido pela ISRM (1985).

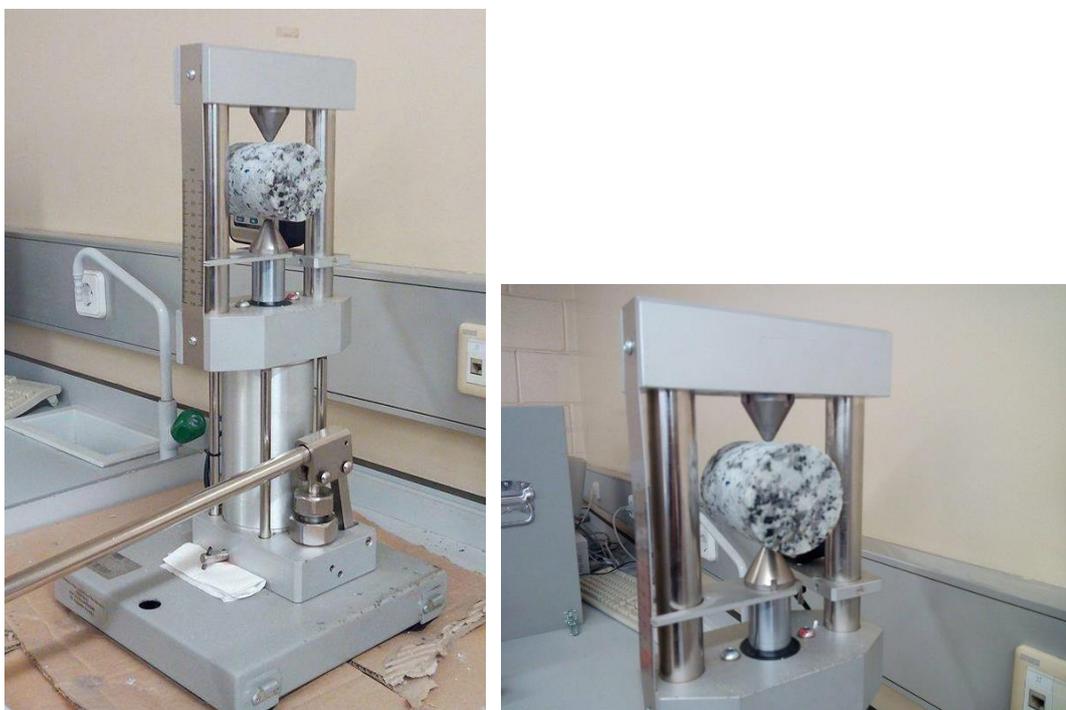


Figura 50 – Ensaio de carga pontual realizado para os provetes do Granito de Guimarães.

O equipamento do ensaio do PLT utilizado pertence ao DGAOT – FCUP e é constituído no seu essencial por um sistema de aplicação de carga sem interrupção, um sistema de medição da força, P, e um sistema de medição da distância, d, entre duas ponteiras, em regra, cónicas através do qual é aplicada a carga (figura 50).

Em geral, são necessários 10 ensaios válidos por cada tipo/qualidade de rocha a caracterizar e só são considerados válidos os resultados dos ensaios cuja superfície de rotura contenha os pontos de aplicação da carga, ou seja, se a rotura intersetar as duas extremidades (figura 51).

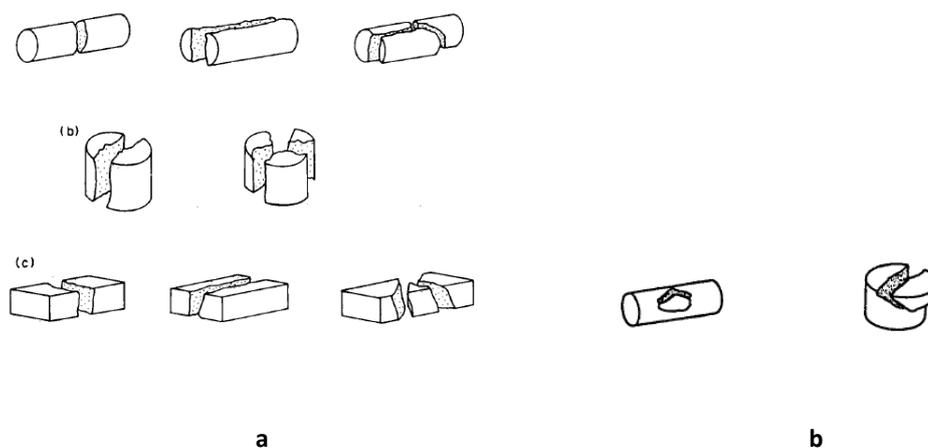


Figura 51 – a) Ensaio válidos; b) Ensaio não válidos (adaptado de ISRM, 1985).

O índice de resistência,  $I_s$ , é determinado em ensaios realizados sobre provetes cilíndricos de rocha com diâmetro, d, igual a 50 mm, em que a aplicação da carga, P, é feita na direção diametral, sendo calculado através da expressão seguinte:

$$I_s = \frac{P}{d^2} \text{ (kN/m}^2\text{)}$$

Para provetes com diâmetro diferente de 50 mm é necessário normalizar o índice através da multiplicação de um fator corretivo, F. Assim, o índice de resistência é:

$$I_{s(50)} = F \times \frac{P}{d^2}$$

$$F = \left(\frac{d}{50}\right)^{0,45}$$

O fator corretivo pode também ser determinado através de um ábaco (figura 52).

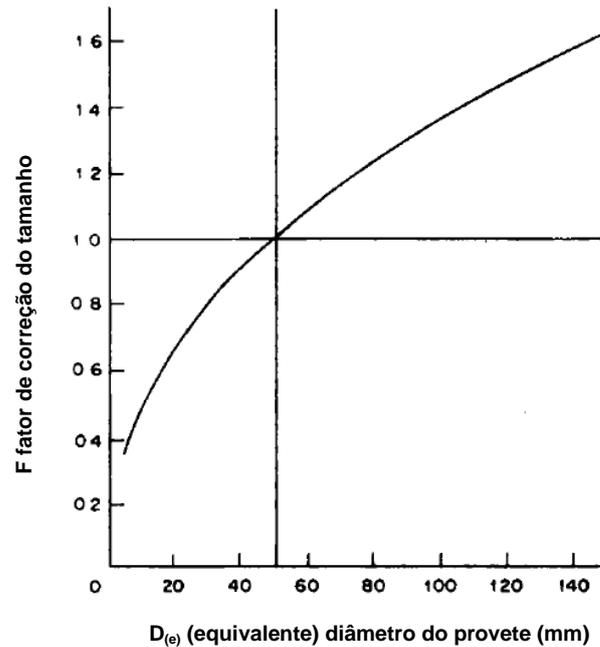


Figura 52 – Ábaco utilizado para a normalização do índice de resistência (adaptado de ISRM, 1985).

O índice de resistência,  $I_s$ , é correlacionável com a resistência á compressão uniaxial,  $\sigma_c$ , através da seguinte fórmula:

$$\sigma_c = f \times I_{S(50)}$$

O fator  $f$  normalmente varia entre 20 e 25, sendo que estes valores podem ser encontrados na bibliografia. Contudo, a execução de um ensaio de resistência á compressão uniaxial numa amostra de rocha na qual são também executados os ensaios de resistência á carga pontual, permite determinar o fator  $f$  mais adequado á rocha em estudo através da razão:  $f = \sigma_c / I_{S(50)}$ . O fator  $f$  utilizado para os provetes do Granito de Guimarães estudados neste ensaio foi o valor de 23.

Assim, foram utilizados 7 provetes dos 13 provetes totais do Granito de Guimarães, designados pela letra b. Conforme explicado anteriormente, foram posicionados horizontalmente (figura 50), seguindo os métodos sugeridos pela ISRM (1985).

### 5.3.5.3. Velocidade de propagação de ultrassons

O ensaio de velocidade de propagação de ultrassons permite medir a velocidade de propagação das ondas elásticas longitudinais,  $V_P$ , e transversais,  $V_S$ , em provetes de

rocha, geradas através de um impulso elétrico de frequência ultrassónica (González de Vallejo *et al.*, 2002). Assim, mede-se o tempo em microssegundos,  $\mu\text{s}$ , que as ondas demoram a atravessar o provete de determinadas dimensões, o que permite calcular a velocidade.

Este método também tem a vantagem de ser não destrutivo e é muito frequente realizar este ensaio em provetes que depois vão ser submetidos a ensaios de compressão ou outros. O equipamento (modelo 58 – E0048) do DGAOT – FCUP para determinação da velocidade de propagação de ultrassons (figura 53) indica o tempo de propagação das ondas P, a partir do qual se pode calcular a velocidade das ondas P e estimar aproximadamente a velocidade das ondas S:

$$V_P = \frac{L_P}{T_P}$$

$$V_S = \frac{2}{3} \times V_P$$

Onde  $L_P$  representa o comprimento do provete analisado e  $T_P$  o tempo lido no dispositivo (González de Vallejo *et al.*, 2002).

O aparelho utilizado é constituído essencialmente pelo dispositivo ultrassónico 58 E – 48 gerador de impulsos, com uma velocidade de pulsos recomendada entre 1 a 10  $\mu\text{s}$ , em que a taxa de repetição de impulsos pode ser fixada em 60 repetições por segundo ou menos, embora seja recomendado um intervalo de 20 a 100 repetições por segundo, este gerador de impulsos geralmente tem uma saída de pulso de gatilho para fazer disparar o osciloscópio (onde se observa as ondas transmitidas e diretas), mas neste caso, o equipamento do DGAOT – FCUP não tem o osciloscópio; por transdutores (elementos piezoelétricos), ou seja, um transmissor que converte impulsos elétricos em pulsos mecânicos e um recetor que converte pulsos mecânicos em pulsos elétricos (figura 54); para reduzir a dispersão e as primeiras chegadas mal definidas no recetor, o transmissor deve ser concebido para gerar comprimentos de onda pelo menos três vezes maior do que o tamanho médio dos grãos da rocha analisada; por dois cabos conetores; por um frasco de agente de acoplamento (gel de contacto); e por duas pilhas.

A norma utilizada para a realização deste ensaio foi ASTM (2000) e os métodos sugeridos pela ISRM (1978).



**Figura 53** – Aparelho de medição da velocidade de propagação de ultrassons.



**Figura 54** – Posição do transmissor e recetor utilizado no ensaio de velocidade de propagação de ultrassons para os provetes do Granito de Guimarães (adaptado de ISRM, 1978).

A velocidade de propagação das ondas depende das propriedades elásticas do meio em estudo, o que significa que a velocidade de propagação das ondas depende da mineralogia, porosidade, peso específico e presença de descontinuidades, assim como da rede de fissuras do provete que vai fazer diminuir o valor das velocidades. Quando o material rocha apresenta valores altos de resistência á compressão uniaxial, a velocidade de propagação das ondas terá também valores altos. Se uma determinada rocha tiver uma porosidade alta, então a velocidade de propagação das ondas apresentará valores baixos. É ainda possível afirmar que a velocidade é tanto maior quanto mais denso for o material.

Esta propriedade pode então ser utilizada para detetar a presença de descontinuidades na rocha e avaliar a sua qualidade enquanto material de construção, pois através deste ensaio é possível avaliar os efeitos da pressão/tensão uniaxial e a saturação do provete a partir da velocidade de pulso.

A velocidade das ondas é correlacionável com as características mecânicas da rocha, tais como a resistência e a sua deformabilidade, permitindo determinar parâmetros de deformabilidade tais como o módulo de deformação/elasticidade,

também conhecido como o módulo de Young,  $E_d$ , e o coeficiente de Poisson,  $\vartheta_d$ , (González de Vallejo *et al.*, 2002):

$$E_d = \rho \times V_P^2 \times \frac{(1-2\vartheta_d) \times (1+\vartheta_d)}{(1-\vartheta_d)} = \text{GPa} = 10^9 \text{Pa}$$

$$E_d = 2 \times \rho \times V_S^2 \times (1 + \vartheta_d)$$

$$\vartheta_d = \frac{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2}{2 \times \left[\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1\right]}$$

Onde  $\rho$  é a densidade da rocha, em  $\text{kg/m}^3$ , e  $V_P$  e  $V_S$  são as velocidades das ondas P e S, respetivamente, em m/s.

De acordo com normas ASTM (2000) o módulo de Young e o coeficiente de Poisson podem ser calculados de outras formas, sugerindo:

$$E_d = \frac{[\rho \times V_S^2 \times (3 \times V_P^2 - 4 \times V_S^2)]}{(V_P^2 - V_S^2)}$$

$$\vartheta_d = \frac{(V_P^2 - 2 \times V_S^2)}{[2 \times (V_P^2 - V_S^2)]}$$

Também é possível determinar a velocidade das ondas P e S através de fórmulas diferentes das apresentadas em cima (González de Vallejo *et al.*, 2002):

$$V_P = \left[ \frac{E_d}{\rho} \times \frac{1 - \vartheta_d}{(1 + \vartheta_d) \times (1 - 2 \times \vartheta_d)} \right]^{1/2}$$

$$V_S = \left[ \frac{E_d}{\rho} \times \frac{1}{2 \times (1 + \vartheta_d)} \right]^{1/2}$$

A velocidade das ondas P é utilizada como um índice de classificação pois o seu valor é indicativo da qualidade da rocha, correlacionando-se linearmente com a deformabilidade da rocha em estudo, isto é, com propriedades como a porosidade e a resistência à compressão uniaxial.

De acordo com os procedimentos sugeridos pela ISRM (1978), a determinação da velocidade de propagação de ultrassons pode ser efetuada de três formas diferentes: transmissão direta, transmissão semi-indireta e transmissão indireta (figura 55).

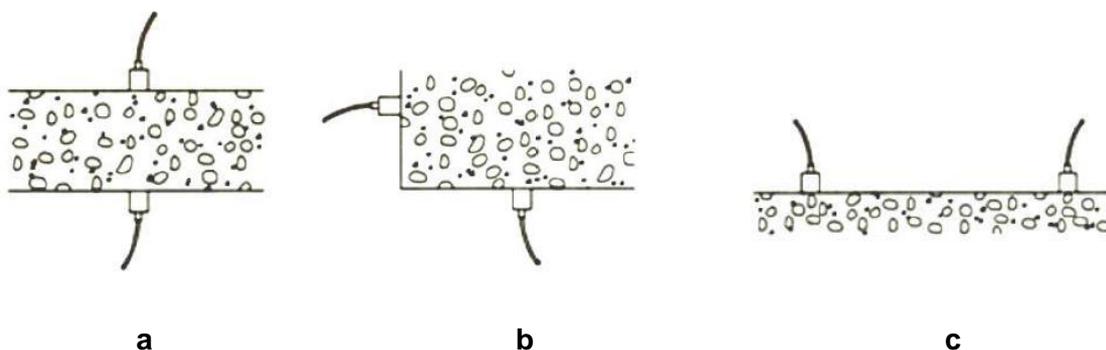


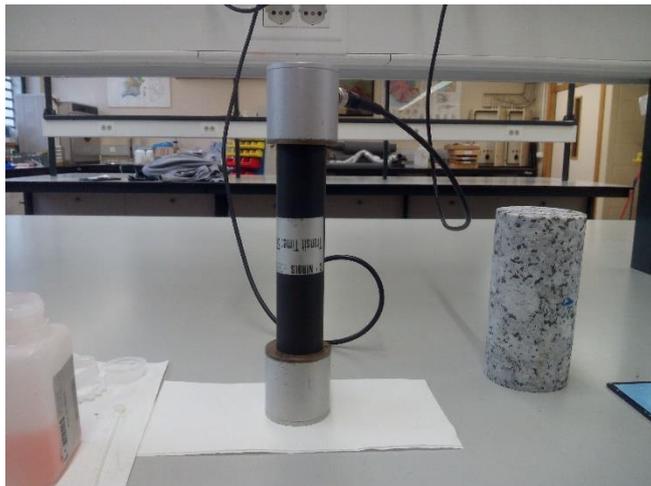
Figura 55 – a) Transmissão direta; b) Transmissão semi-indireta; c) Transmissão indireta (adaptado de ISRM, 1978).

É importante antes de realizar o ensaio, verificar se os provetes se encontram secos, isto é, que mantenha a condição *in situ* de humidade, tal como veio da área de amostragem (Campelos). Em todas as amostras foi determinada a velocidade das ondas P com a colocação nas extremidades dos provetes os transdutores emissor e recetor de 54 kHz, previamente oleados com o gel condutor, os quais estavam ligados ao equipamento 58 E – 48. Para cada provete foram determinadas as velocidades das ondas P e S, utilizando os transdutores de 1 MHz e a caixa comutadora.

Assim, os transdutores devem ser colocados em contato, face com face, colocando uma camada do gel de contato entre elas, para assegurar um bom contato acústico. Regista-se o tempo gasto pelas ondas P ao atravessar o provete analisado e aplicando as fórmulas apresentadas anteriormente, determina-se a velocidade das ondas P e posteriormente das ondas S.

É necessário proceder ao calibramento do equipamento de cinco em cinco ensaios para manter uma maior estabilidade dos ensaios. O equipamento é calibrado utilizando um cilindro de politetrafluoretileno, cuja velocidade de propagação de ultrassom é conhecida e constante. O cilindro é posicionado entre os transdutores, de forma que a onda ultrassónica incida na extremidade plana da peça. No caso da técnica de contato direto, utiliza-se o gel de acoplamento entre os transdutores e o cilindro de politetrafluoretileno (Mandarano-Filho *et al.*, 2012).

Assim, basta pressionar o botão "zero/enter", mantê-lo pressionado para aumentar o valor mostrado no visor; solta-se o botão e pressiona-se novamente para diminuir o valor até que o valor marcado no provete utilizado para a calibração seja alcançado; quando o valor correto é atingido, pressiona-se o botão por dois ou três segundos até que o visor mostre a mensagem "stored" que confirma que a nova calibração foi memorizada (figura 56).



**Figura 56** – Calibração do aparelho ultrassónico 58 E – 48.

Para este ensaio mecânico foram utilizados os 13 provetes do Granito de Guimarães para a medição da velocidade de propagação de ultrassons através do método direto de leitura (figura 54), isto é, os provetes posicionaram-se na horizontal e os transdutores foram colocados nas suas extremidades. O pulso admitido foi de 6 m/s em todos os provetes e os valores foram apontados após 15 segundos de terem estabilizado nos provetes mais sãos, enquanto que nos provetes que se encontravam mais alterados o tempo de leitura foi de 30 segundos após a estabilização do valor do tempo lido.

Os provetes podem ser cilíndricos ou blocos retangulares, com uma dimensão mínima recomendada de pelo menos 10 vezes menor do que a longitude da onda (ISRM, 1978). Para este ensaio foram utilizados provetes cilíndricos como já tinha sido referido anteriormente.

# **RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO**

## Capítulo 6

## 6.1. Propriedades físicas

### 6.1.1. Teor em água (W)

O teor em água das amostras do Granito de Guimarães em estudo foi determinado nas porções de rocha resultantes do corte e retificação dos provetes. Não foram utilizados os provetes de dimensões normalizadas uma vez que a secagem em estufa pode influenciar propriedades mecânicas tais como a resistência à compressão uniaxial (González de Vallejo *et al.*, 2002). A partir dos dados de massa inicial e massa das amostras depois de secas em estufa obtiveram-se os valores de teor em água que estão descritos na tabela 13.

**Tabela 13** – Massa inicial,  $m_i$  (kg), massa seca,  $m_s$  (kg), e teor em água, W (%), das amostras estudadas.

Provetes	Massa inicial $m_i$ (kg)	Massa seca $m_s$ (kg)	Teor em água W (%)
<b>1a</b>	0,3368	0,3361	0,21
<b>1b</b>	0,2544	0,2538	0,24
<b>2a</b>	0,4820	0,4795	0,52
<b>2b</b>	0,1910	0,1902	0,42
<b>4a</b>	0,0983	0,0980	0,31
<b>4b</b>	0,2099	0,2092	0,33
<b>5a</b>	0,4964	0,4918	0,94
<b>5b</b>	0,1381	0,1372	0,66
<b>6a</b>	0,3045	0,3032	0,43
<b>6b</b>	0,1718	0,1713	0,29
<b>7a</b>	0,2953	0,2892	2,11
<b>7b</b>	0,2300	0,2253	2,09
<b>8a</b>	0,3420	0,3360	1,79
<b>8b</b>	0,2427	0,2384	1,80

Através desta tabela pode-se observar que o valor do teor em água nas amostras varia entre 0,21 % e 2,11 % e com uma média de 0,87 %, indicando valores do teor em água relativamente baixos. Estes valores resultam da análise das amostras depois de terem estado armazenadas durante alguns meses em laboratório, e por isso poderão não corresponder ao teor em água do granito *in situ*.

### 6.1.2. Peso volúmico sólido ( $\gamma_s$ )

Para determinar o peso volúmico ou peso específico sólido foram utilizados os provetes de dimensões normalizadas previamente preparados, tendo sido medidos o diâmetro (d) e comprimento (L), assim como registado o peso de cada provete (tabela 14).

**Tabela 14** – Determinação das dimensões, d e L (mm), massa inicial,  $m_i$  (kg), volume total,  $V_t$  ( $m^3$ ), do peso, P (N), e do peso volúmico seco,  $\gamma_s$  ( $kN/m^3$ ), dos provetes em estudo.

Provetes	Diâmetro d (mm)	Comprimento L (mm)	Massa inicial $m_i$ (kg)	Volume total $V_t$ ( $m^3$ )	Peso P (N)	Peso volúmico $\gamma_s$ ( $kN/m^3$ )
<b>1a</b>	71	148	1,6082	$5,86 \times 10^{-4}$	15,78	26,9
<b>1b</b>	71	79	0,8581	$3,13 \times 10^{-4}$	8,42	26,9
<b>2a</b>	71	156	1,6851	$6,18 \times 10^{-4}$	16,53	26,8
<b>2b</b>	71	81	0,8656	$3,21 \times 10^{-4}$	8,49	26,5
<b>4a</b>	71	155	1,6349	$6,14 \times 10^{-4}$	16,04	26,1
<b>4b</b>	71	85	0,9139	$3,37 \times 10^{-4}$	8,97	26,6
<b>5a</b>	71	150	1,5137	$5,94 \times 10^{-4}$	14,85	25,0
<b>5b</b>	71	79	0,7609	$3,13 \times 10^{-4}$	7,46	23,9
<b>6a</b>	60	154	1,2073	$4,35 \times 10^{-4}$	11,84	27,2
<b>6b</b>	60	81	0,6422	$2,29 \times 10^{-4}$	6,30	27,5
<b>7a</b>	71	144	1,3738	$5,70 \times 10^{-4}$	13,48	23,6
<b>7b</b>	71	86	0,7755	$3,40 \times 10^{-4}$	7,61	22,3
<b>8</b>	71	83	0,8442	$3,29 \times 10^{-4}$	8,28	25,2

O peso volúmico das amostras estudadas varia entre 22,3 e 27,5  $kN/m^3$  com um valor médio de 25,7  $kN/m^3$ . Verifica-se que os provetes 5, 7 e 8 apresentam valores mais baixos e que podem estar associados ao estado de alteração e presença de fissuras mais evidentes nestas amostras. A análise dos resultados permite verificar que os valores obtidos estão de acordo com o expectável para este tipo de rochas, aproximando-se dos valores encontrados na bibliografia, isto é, entre 26,0 e 27,0  $kN/m^3$  (tabela 3) (González de Vallejo *et al.*, 2011).

## 6.2. Petrografia

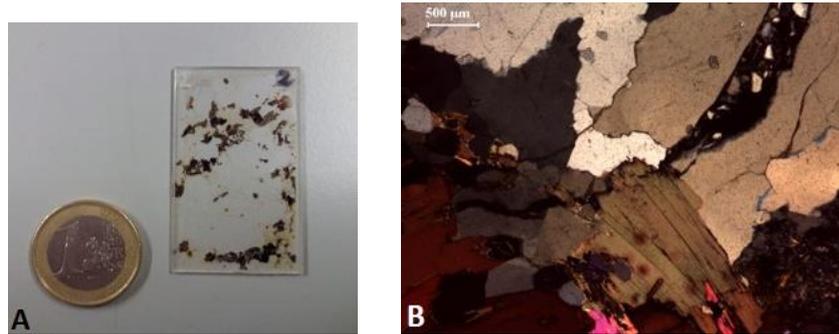
O estudo petrográfico incluiu a observação de duas lâminas delgadas feitas a partir do topo dos provetes resultantes do corte e retificação das amostras 2 e 5, representando o granito são e mais alterado, respetivamente.

Alguns estudos efetuados anteriormente no Granito de Guimarães indicam que é possível observar ao microscópio minerais como o feldspato potássico, que apresenta macla própria da microclina, quartzo, biotite que é a mica predominante neste granito, inclusões de apatite, zircão, minerais opacos e monazite; pode também existir alanite e turmalina embora raramente (Montenegro de Andrade *et al.*, 1985). Microscopicamente, este granito não apresenta uma deformação significativa tratando-se de uma fácies granítica equivalente a granitos que ocorrem em área limítrofes: Granito de Celeirós na região de Braga, Granito de Vieira do Minho e Granito de Celorico de Basto (Montenegro de Andrade *et al.*, 1985). De acordo com Montenegro de Andrade *et al.* (1985), à vista desarmada é possível identificar alguns minerais constituintes deste granito, mais precisamente feldspato potássico em cristais bem desenvolvidos (megacristais), até 50% da totalidade da rocha, quartzo e biotite.

Seguidamente, são descritas as observações efetuadas em cada lâmina e apresentadas microfotografias devidamente identificadas. Na identificação dos minerais é utilizada a lista de abreviaturas para minerais de Kretz (1983) e uma lista mais recente com novas abreviaturas estabelecidas por Siivola e Schmid (2007) com recomendações da *International Union of Geological Sciences* – IUGS.

### Amostra 2 – granito são

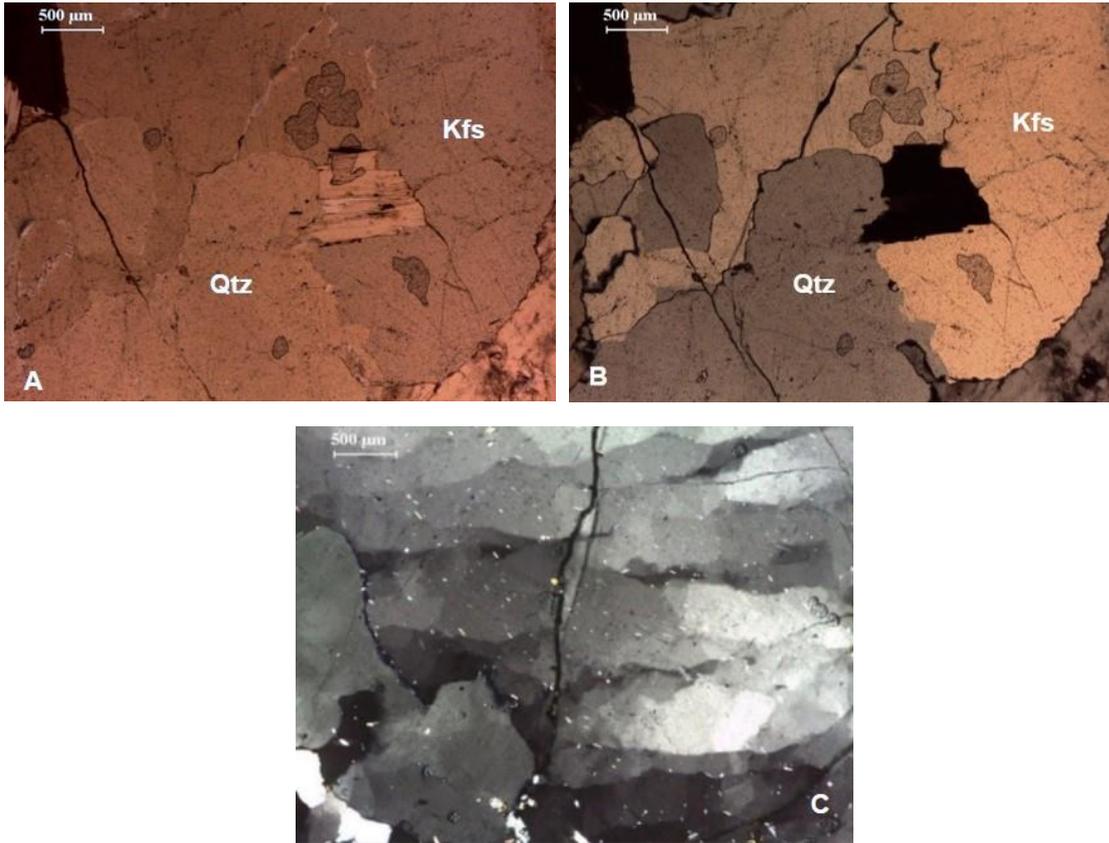
**Observações em amostra de mão:** este granito apresenta uma tonalidade clara, leucocrata de textura porfiróide de grão médio a grosseiro; quanto ao tamanho relativo dos grãos é possível identificar megacristais de feldspato potássico numa matriz fanerítica (grãos são distinguíveis à vista desarmada). Em amostra de mão a rocha não apresenta qualquer orientação, sendo classificada como isotrópica. À vista desarmada pode-se ainda identificar minerais, além do feldspato potássico, como o quartzo e a biotite. A figura 57 mostra duas fotografias a diferentes escalas da lâmina 2.



**Figura 57** – A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: Imagem em nicóis cruzados (NX) da lâmina 2.

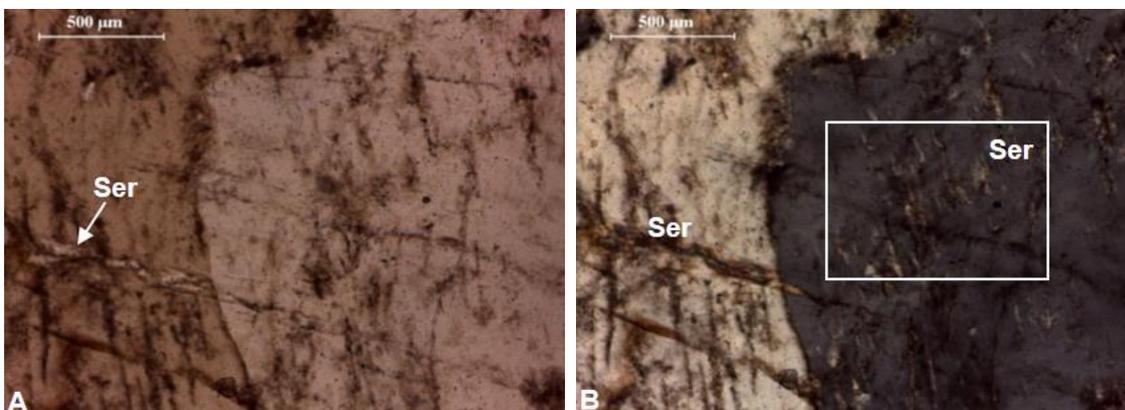
**Observações em lâmina delgada:** a observação microscópica revela tratar-se de uma rocha de textura inequidimensional, mais concretamente porfiróide, devido aos cristais de maiores dimensões (megacristais) de feldspato potássico que se destacam na matriz granular de granulometria mais fina; quanto à cristalinidade caracteriza-se como sendo holocristalina e quanto à forma geral dos cristais é do tipo hipidiomórfica, isto é, formada por cristais maioritariamente subédricos. É constituída por minerais essenciais tais como o quartzo (Qtz), o feldspato potássico (Kfs) e a biotite (Bt) e pelos minerais acessórios plagioclase (Pl), moscovite (Ms), zircão (Zrn), minerais opacos (Op) e apatite (Ap). Verifica-se também a presença de minerais de neoformação resultantes da alteração de outros minerais, originando a sericite (Ser) – fenómeno de sericitização – que confere a esta amostra um aspeto ponteadado. Observa-se também outro tipo de alteração denominada moscovitização, onde ocorre a formação de moscovite nas bordas de alguns minerais de biotite.

O quartzo ocorre sob a forma de grãos de tendência subédrica a anédrica de dimensão variável. É incolor em nicóis paralelos (NP), geralmente com aspeto muito límpido e cinzento claro a branco em nicóis cruzados (NX). Estes cristais ocorrem, frequentemente, em agregados inequigranulares e equigranulares dispostos aleatoriamente por toda a lâmina, com clivagens imperfeitas (figura 58A e 58B). Observa-se a presença de uma extinção ondulante nas faces do quartzo e fracturação, o que indica a ocorrência de deformação dúctil da rocha (figura 58C).



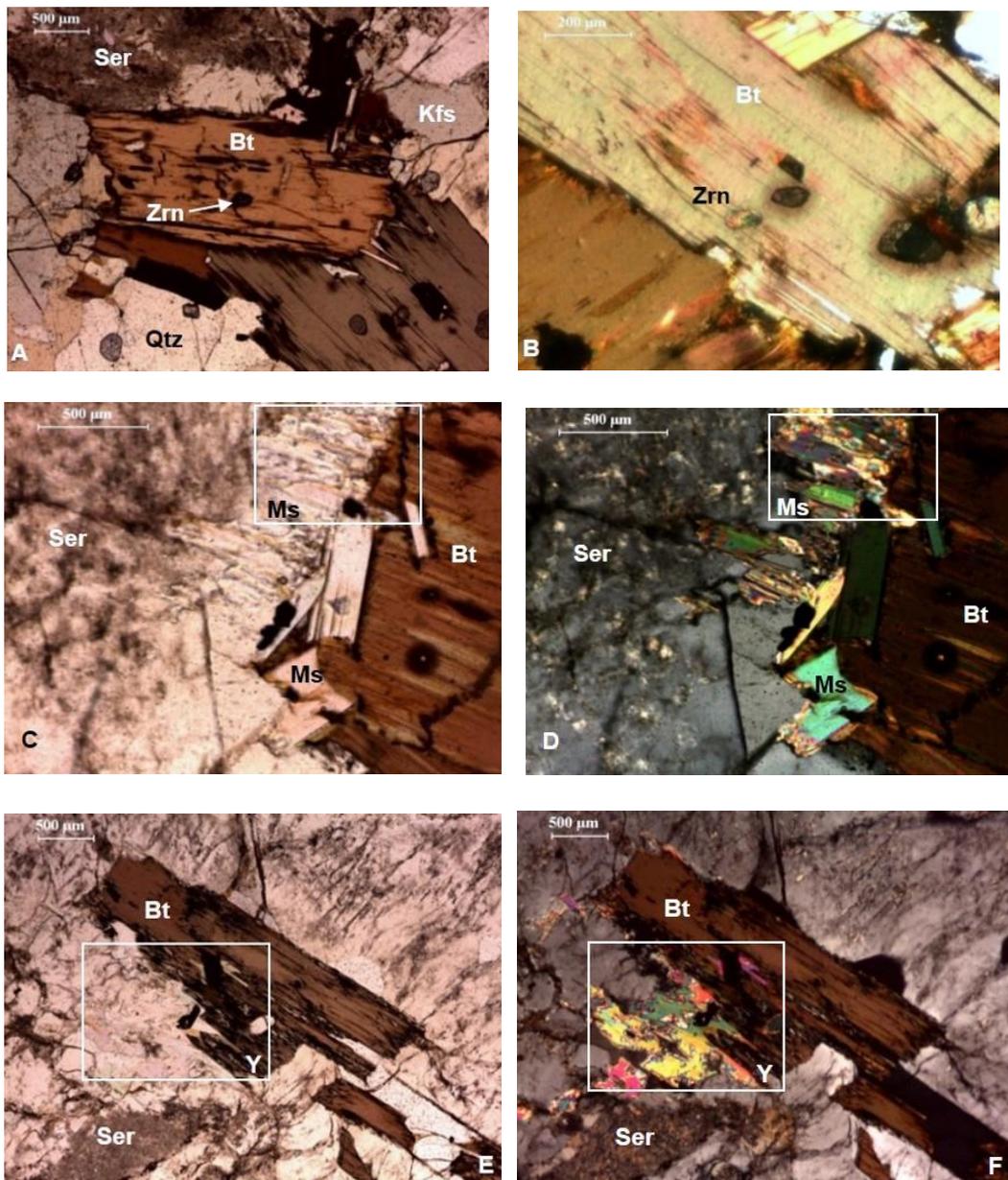
**Figura 58** – A e B: Aspeto geral dos grãos de quartzo (Qtz) fraturados, em NP e NX, respetivamente; C: Deformação evidenciada nos grãos de quartzo (Qtz) pela presença de extinção ondulante, em NX.

O feldspato potássico apresenta um aspeto não límpido e é incolor em nicóis paralelos. Estes grãos apresentam formas que variam de subédrico a euédrico, de grandes dimensões e apresentam maclas. É frequente nesta lâmina observar-se a presença de sericite no seio destes cristais (figura 59A e 59B).



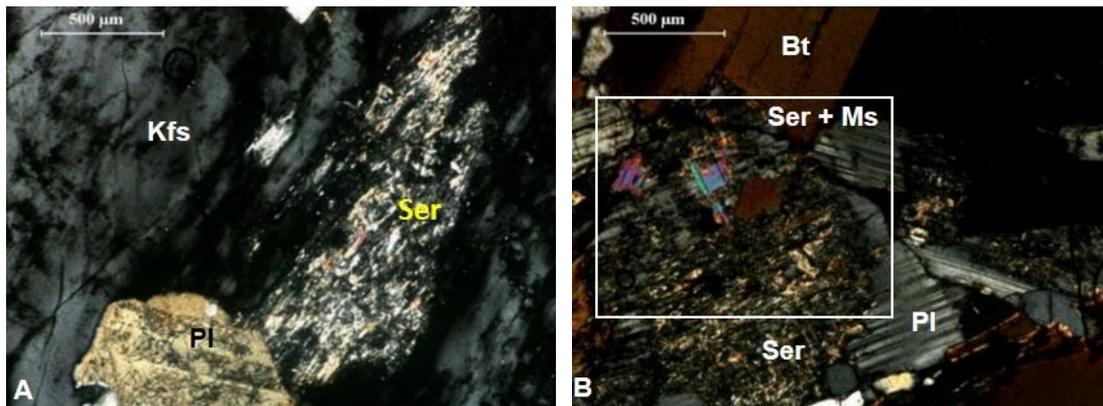
**Figura 59** – Ocorrência de sericite (Ser) no seio de cristais de feldspato potássico (Kfs). A: em NP; B: em NX.

A biotite ocorre segundo grãos subédricos, alongados, em tons de castanho claro a castanho escuro em nicóis paralelos. É frequente encontrar halos pleocroicos mais escuros no seio da biotite, que se devem à presença de inclusões de minerais com características radioativas, como é o caso do zircão que apresenta cores muito vivas em nicóis cruzados (figura 60A e 60B). Nesta amostra há a substituição da biotite pela moscovite secundária, ocorrendo a moscovitização da biotite, havendo a formação de moscovite nos bordos da biotite (figura 60C, 60D, 60E e 60F).



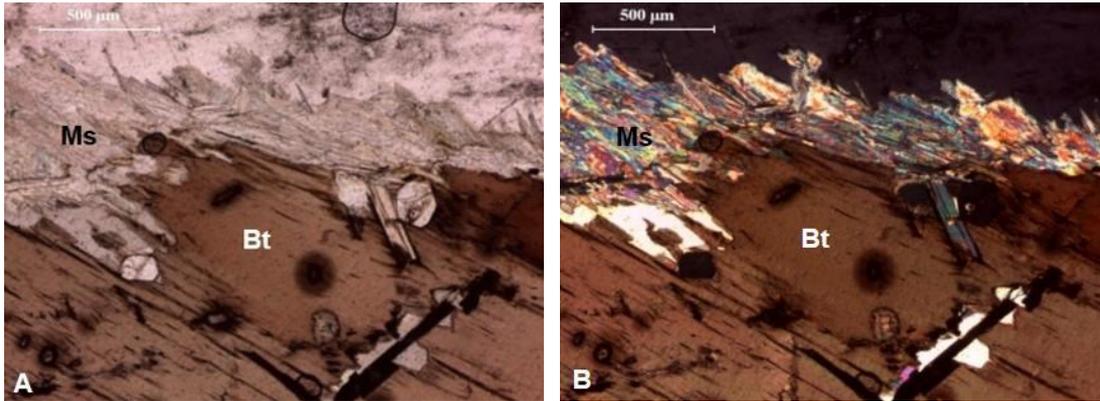
**Figura 60** – A e B: Cristais de biotite (Bt) com inclusões de zircão (Zrn), em NP e em NX, respetivamente. Substituição da biotite pela moscovite secundária (Ms) – moscovitização da biotite (Y), formação de moscovite nos bordos da biotite; C e E: em NP; D e F: em NX.

A plagioclase ocorre em cristais euédricos a subédricos de orientação aleatória onde é possível observar a macla polissintética bem definida (figura 61B). Assim, é observável uma extinção ondulante, o que sugere que este mineral sofreu deformação. Apresenta alteração evidente e frequente do tipo sericitização, onde a plagioclase dá origem a um mineral de neoformação a sericite (figura 61A e 61B). É também possível observar a moscovitização da plagioclase (figura 61B).



**Figura 61** – Modo de ocorrência da plagioclase (Pl) em NX. A: Plagioclase sericitizada e alteração de feldspato potássico (Kfs) formando a sericite (Ser); B: Presença de maclas polissintéticas e sericitização e moscovitização (Ser + Ms) da plagioclase.

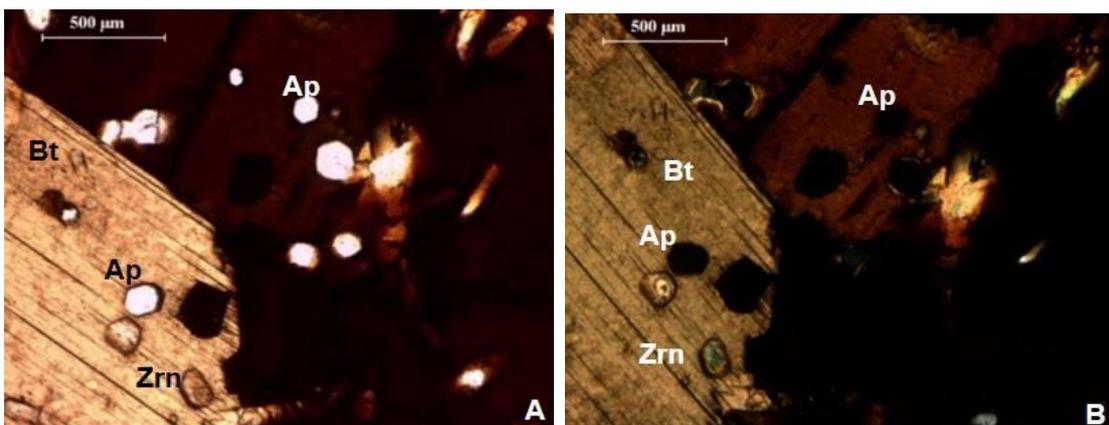
A moscovite surge como um mineral acessório, ocorrendo com alguma frequência e é resultante da alteração da biotite, sob a forma de cristais euédricos a subédricos com a clivagem típica bem marcada e em “palhetas” (figura 62A e 62B). É incolor, podendo apresentar tons ligeiros de amarelo ou verde em nicóis paralelos e adquire tons de azul esverdeado em nicóis cruzados. Assim, como foi referido anteriormente, a moscovite ocorre associada à biotite.



**Figura 62** – Modo de ocorrência de moscovite (Ms): moscovitização nos bordos dos grãos de biotite (Bt). A: em NP. B: em NX.

Os minerais opacos ocorrem com frequência em toda a lâmina, principalmente no meio da biotite e da plagioclase (figura 60A e 60B). O estudo destes minerais pode ser completado através da observação em microscópio metalográfico com luz refletida e podem ser: magnetite, ilmenite, hematite, entre outros. Neste caso não foi possível distinguir estes óxidos.

A apatite ocorre em formas euédricas, apresentando-se incolor em nicóis paralelos, em secções límpidas e sempre extinta nas secções basais, ou seja, com tons escuros em nicóis cruzados (figura 63A e 63B). Apresenta um relevo maior quando comparado com os restantes minerais (figura 63A).



**Figura 63** – Cristais de apatite (Ap) no seio da biotite (Bt). A: em NP; B: em NX.

### Amostra 5 – granito mais alterado

**Observações em amostra de mão:** apresenta um aspeto mais alterado em relação à amostra 2 (representativo do Granito de Guimarães são). Apresenta uma tonalidade amarela acinzentada, leucocrata, de textura porfiróide de grão médio a grosseiro; nota-se que as superfícies estão oxidadas, assim como a presença de algumas microfissuras. Tal como a anterior, a rocha não apresenta nenhuma orientação, pelo que é isotrópica. À vista desarmada é possível identificar megacristais de quartzo e de feldspato potássico e biotite. A figura 64 apresenta duas fotografias a diferentes escalas da lâmina 5.

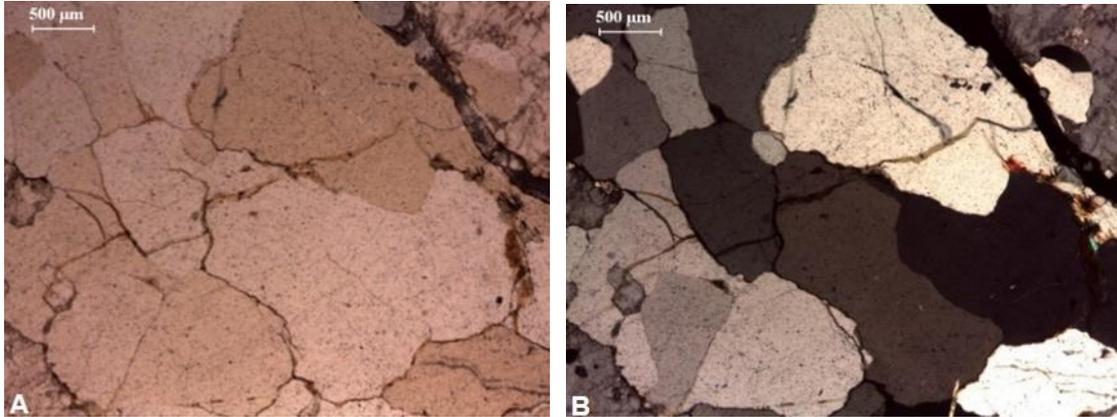


**Figura 64** – A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: Imagem em NX da lâmina 5.

**Observações em lâmina delgada:** através da observação microscópica desta lâmina é possível verificar que se trata de uma rocha de textura inequidimensional, ou seja, porfiróide, tal como a amostra anterior; quanto à cristalinidade também se caracteriza como holocristalina e do tipo hipidiomórfica considerando a forma geral dos cristais nesta lâmina (cristais maioritariamente subédricos). É constituída pelos minerais essenciais: quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kfs) e biotite (Bt) e pelos minerais acessórios: plagioclase (Pl), moscovite (Ms), zircão (Zrn), minerais opacos (Op), apatite (Ap), turmalina (Tur), monazite (Mnz) e rútilo (Rt). Verifica-se também a presença de minerais de neoformação resultantes de alteração de outros minerais, originando a sericite (Ser) – sericitização – que fornece, tal como na amostra anterior, um aspeto ponteadado e a clorite (Chl) – cloritização da biotite. Observam-se ainda na moscovite um fenómeno de deformação – clivagens dobradas em *kink*.

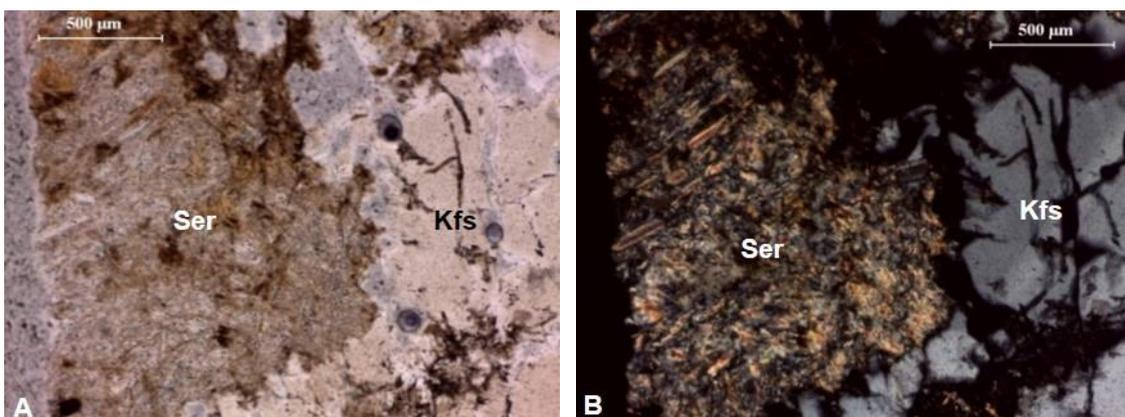
O quartzo apresenta-se em cristais que variam no seu tamanho com tendência anédrica a subédrica, e habitualmente ocorre segundo agregados inequigranulares a

equigranulares (figura 65A). Tal como na lâmina anterior, apresenta deformação dúctil a frágil evidenciada pela presença de extinção ondulante e fraturação (figura 65A e 65B).



**Figura 65** – Aspectos de deformação no quartzo (Qtz): extinção ondulante e fraturação. A: em NP; B: em NX.

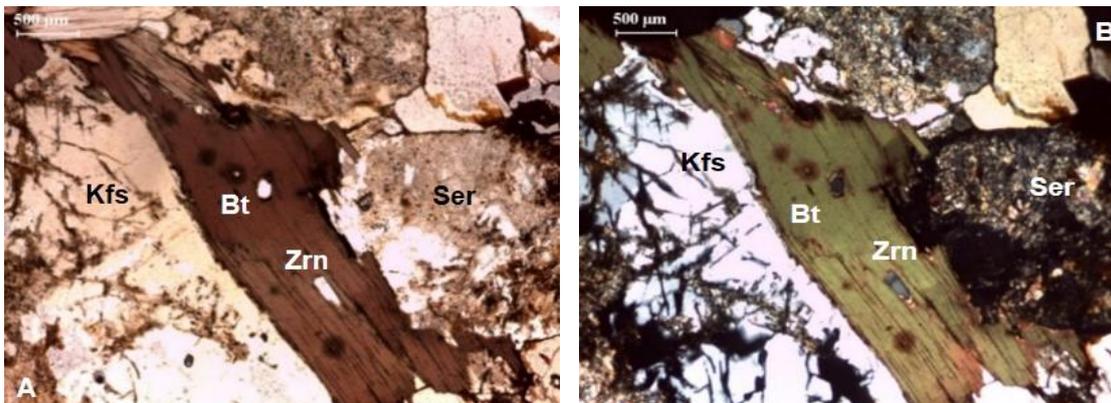
A sericitização observada nesta amostra evidencia a sua alteração. A sericite é um mineral de neoformação que ocorre por substituição das fases minerais pré-existentes nesta rocha, tal como já foi referido. A ocorrência deste mineral é frequente em toda a lâmina e em maior quantidade do que na amostra anterior. Apresenta-se segundo uma massa cristalina no seio de cristais de plagioclase e feldspato potássico (figura 66A e 66B).



**Figura 66** – Modo de ocorrência da sericite (Ser), originando o aspeto ponteadado a esta lâmina. A: em NP; B: em NX.

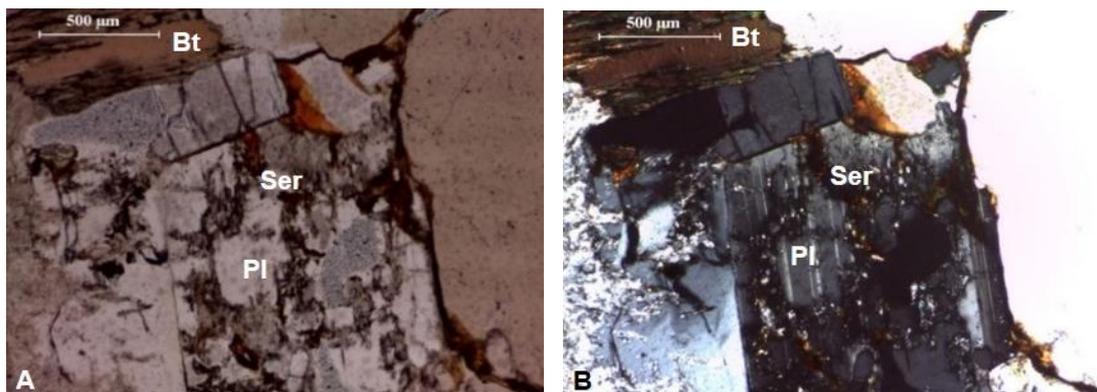
O feldspato potássico exibe um aspeto não límpido e as formas dos seus grãos variam de subédrico a euédrico, geralmente de grande dimensão e contém, por vezes, pequenas inclusões de quartzo (figura 66A e 66B).

A biotite, tal como na lâmina anterior, ocorre nesta amostra segundo grãos subédricos, alongados, e encontra-se frequentemente zircão no seio da biotite (figura 67A e 67B). É ainda possível observar sericitização e moscovitização nas bordaduras dos minerais de biotite (figura 67B).



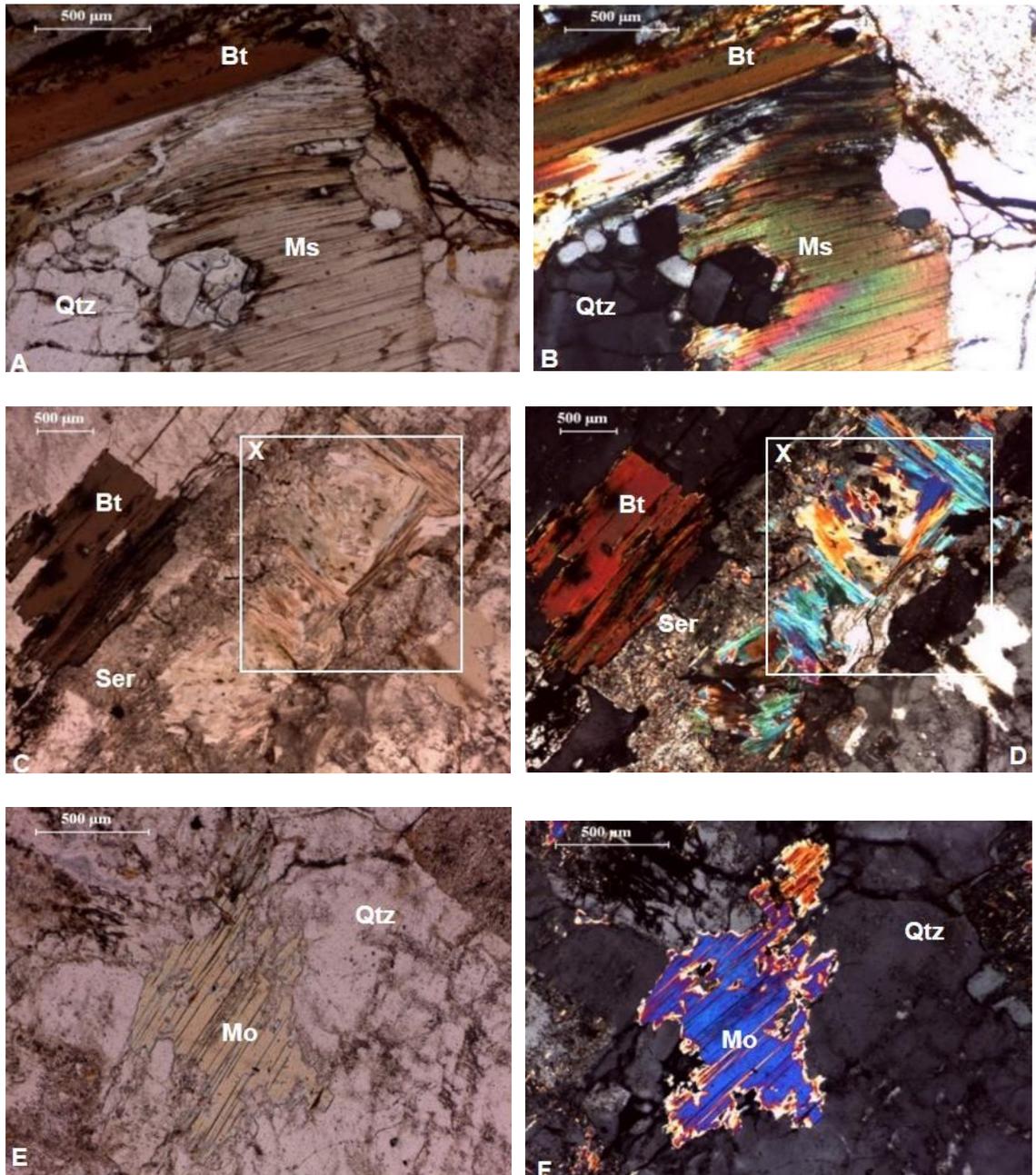
**Figura 67** – Aspeto geral da amostra com destaque para a biotite (Bt) com inclusões de minerais opacos (Op) e zircões (Zrn). A: em NP; B: em NX.

A plagioclase ocorre em grãos de tendência subédrica a euédrica, de dimensão notável e de orientação aleatória, sendo possível observar a macla polissintética bem definida e extinção ondulante, ou seja, este mineral sofreu deformação, tal como na amostra anterior (figura 68A e 68B). Apresenta geralmente fenómenos de sericitização no seio dos grãos de plagioclase (figura 68A e 68B); certos cristais de plagioclase apresentam-se parcialmente substituídos por moscovite secundária.



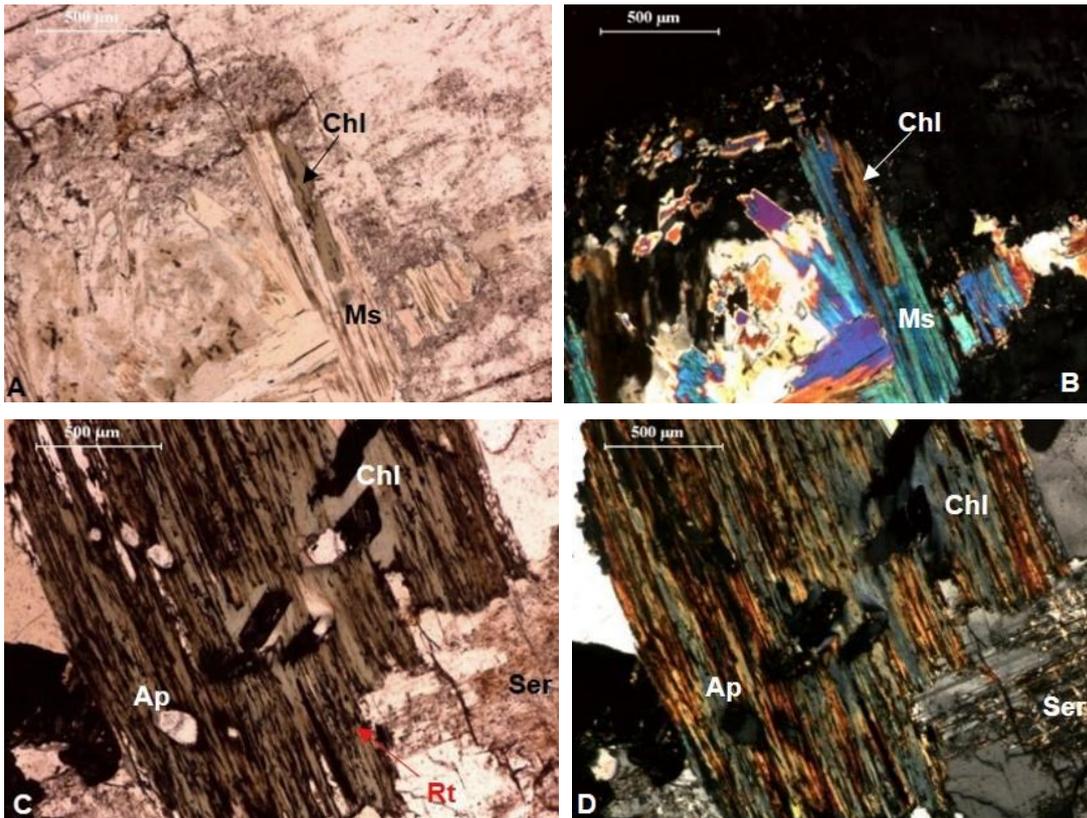
**Figura 68** – Aspectos gerais da plagioclase (Pl): maclas polissintéticas da plagioclase e inclusões de sericite (Ser) na plagioclase. A: em NP; B: em NX.

A moscovite ocorre com alguma frequência (observa-se em maior quantidade nesta lâmina quando comparada com a anterior) associada à biotite (figura 69C e 69D), sob a forma de cristais euédricos a subédricos com a clivagem bem assinalada; por vezes apresenta-se sob a forma de palhetas de reduzidas dimensões a rodear a moscovite primária e também no seio de minerais de plagioclase, feldspato potássico e quartzo (figura 69E e 69F). Nesta lâmina é possível observar a deformação do tipo dúctil da moscovite evidenciada pelo dobramento/encurvamento dos seus planos de clivagens, sob a forma de *kink* (figura 69A e 69B).



**Figura 69** – Aspectos da moscovite (Ms): A (NP) e B (NX): Deformação dúctil da moscovite observada pela presença de dobramentos dos planos de clivagem; C (NP) e D (NX): Sericitização (Ser) nas bordaduras da biotite (Bt) e moscovitização (X); E (NP) e F (NX): Moscovite no seio de feldspato potássico (Fk) e quartzo (Qtz).

A clorite está presente nesta amostra, embora seja difícil de a observar devido à pouca abundância; apresenta-se em grãos anédricos e incolores a esverdeados em nicóis paralelos (figura 70A e 70B); o aparecimento desta fase mineral deve-se à alteração hidrotermal da biotite, sendo considerado um mineral acessório de neoformação – cloritização da biotite com intensidade variável, sendo que nas figuras 70C e 70D a biotite está quase totalmente substituída por clorite.



**Figura 70** – A (NP) e B (NX): Clorite (Chl) nas bordas da moscovite (Ms); C (NP) e D (NX): Agulhas de rútilo (Rt) no seio da biotite (Bt) e cloritização da biotite.

A turmalina é um mineral acessório frequente em rochas félsicas diferenciadas e apresenta tons de verde a laranja acastanhado em nicóis paralelos e tons escuros – ficando extinta nesta seção em nicóis cruzados, sem clivagens e com relevo moderado a alto, quando comparada com os restantes minerais. Apresenta várias formas, desde aciculares a prismáticas (romboédrica), mas neste caso apresenta-se anédrica, sob a forma de um aglomerado. Ocorre associada a grãos de quartzo e feldspato potássico (figura 71).

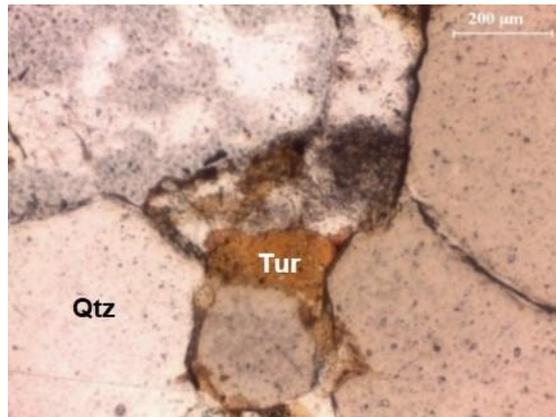


Figura 71 – Aspeto da turmalina (Tur) associada ao quartzo (Qtz), em NP.

A monazite apresenta geralmente formas alongadas, com clivagem e incolor em nicóis paralelos. É muito semelhante ao zircão, mas em nicóis cruzados a monazite apresenta cores de birrefringência menos fortes do que os minerais de zircão. Nesta amostra a monazite encontra-se no seio da biotite (figura 72A e 72B).

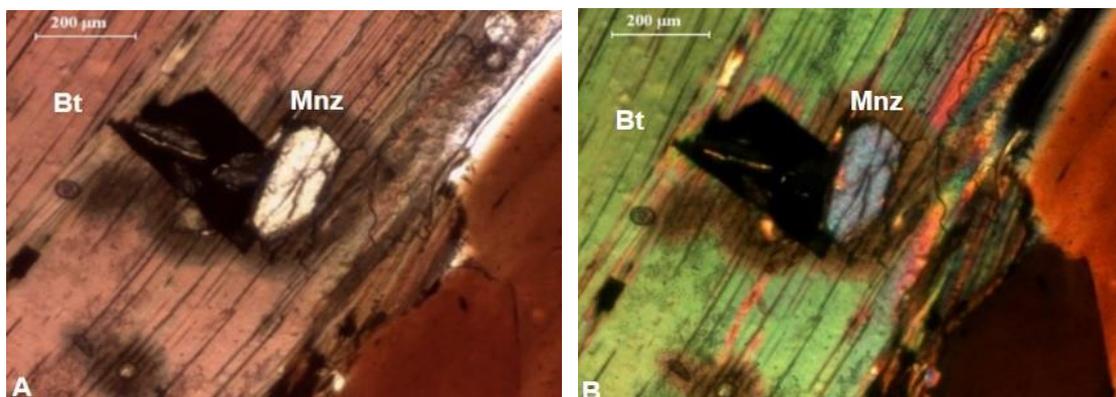
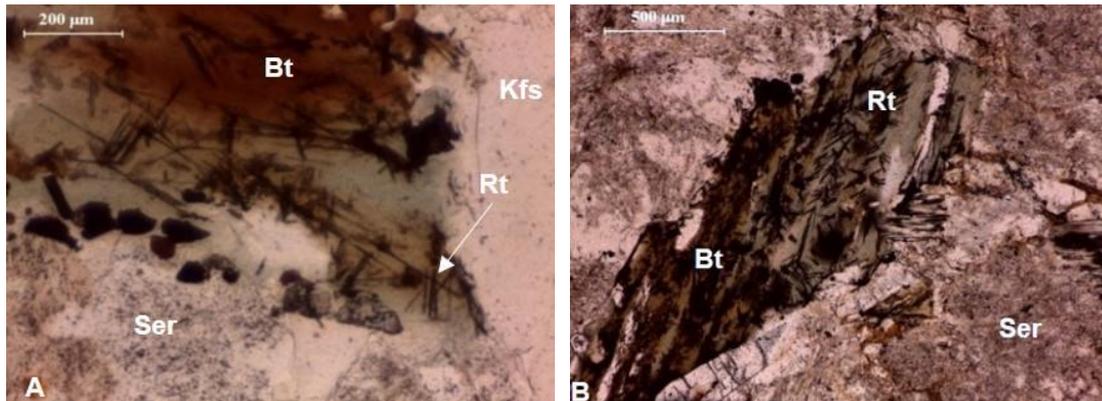


Figura 72 – Mineral de monazite (Mnz) incluído no seio da biotite (Bt). A: em NP; B: em NX.

O rútilo é um óxido de titânio e é frequente ocorrer nas rochas plutónicas geradas a alta pressão e temperatura. Nesta lâmina apresenta-se sob a forma de agulhas na biotite (figura 73A e 73B), com tons de castanho escuro em nicóis paralelos e relevo elevado quando comparado com os minerais à sua volta.



**Figura 73** – Agulhas de rútilo (Rt) na biotite (Bt). A e B: em NP.

As observações petrográficas permitem identificar diferenças significativas entre as duas lâminas analisadas: ocorrência mais evidente de processos de alteração, isto é, a sericitização e a moscovitização na lâmina do Granito de Guimarães mais alterado (figura 69C e 69D); a presença de minerais de neoformação, como a sericite e a clorite (figura 70); e a existência de episódios de deformação registados nas fases minerais constituintes deste granito (os principais minerais que apresentam esta deformação são o quartzo e a moscovite). As características típicas de episódios de deformação dúctil e frágil são a fraturação e a extinção ondulante nos grãos de quartzo e dobramentos dos planos de clivagem da moscovite (figura 69A e 69B).

### 6.3. Suscetibilidade magnética (SM)

Os valores de SM foram medidos no campo em cinco locais distintos no Granito de Guimarães e nos granitos (*s.l.*) envolventes de forma a comparar com os valores de SM determinados nos provetes. Em cada local, mediram-se 6 vezes a SM e calculou-se o valor médio (tabela 15). Em Antime, a SM foi também medida em encraves máficos de vaugneritos, cujos valores não foram utilizados no cálculo do valor médio dado serem litologias distintas.

Tabela 15 – Suscetibilidade magnética, K, medida no Granito de Guimarães e granitos envolventes.

Local	K ( $\times 10^{-6}$ SI)							$K_m$ ( $\times 10^{-6}$ SI)
<b>Penha (Granito de Guimarães)</b>	232	222	270	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	241
<b>Senhora da Lapinha</b>	258	297	329	283	343	325	280	302
<b>Antime</b>	300	400	317	442	1000*	1000*	700*	365
<b>Airões</b>	255	256	204	162	185	n.d.	n.d.	212
<b>Pedreira de Lajes</b>	251	242	264	188	190	182	198	216

n.d. – não detetado. \*Medições de SM efetuadas em encraves máficos de vaugneritos que não foram utilizados no cálculo da SM média.

Os valores de SM na Senhora da Penha variam entre 222 a  $270 \times 10^{-6}$  SI. Na Senhora da Lapinha os valores de SM são semelhantes aos medidos na Penha, variando entre 212 a  $258 \times 10^{-6}$  SI. A SM em Antime foi medida em granito biotítico, que apresenta valores mais altos relativamente aos dois anteriores (entre 300 a  $442 \times 10^{-6}$  SI) e em encraves máficos de vaugneritos, nos quais se obtiveram valores na ordem dos  $1000 \times 10^{-6}$  SI (ou  $1 \times 10^{-3}$  SI) podendo indicar a presença de magnetite nestes últimos. Em Airões os valores de SM apresentam-se relativamente mais baixos do que nos locais medidos anteriormente (entre 162 a  $256 \times 10^{-6}$  SI). Na Pedreira de Lajes os valores de SM medidos variam entre 182 a  $264 \times 10^{-6}$  SI.

Como foi referido anteriormente, dados da bibliografia indicam que os granitos biotíticos apresentam valores de SM superiores a  $70 \times 10^{-6}$  SI (Sant'Ovaia e Noronha, 2005), o que está de acordo com os resultados obtidos neste trabalho. Na Penha a SM média é de  $241 \times 10^{-6}$  SI; na Senhora da Lapinha o valor médio é de  $302 \times 10^{-6}$  SI; o maciço de Antime apresenta valor médio de  $365 \times 10^{-6}$  SI, sendo o local onde foram registados os valores mais elevados de SM, o que poderá estar relacionado de a este granito estarem associados encraves máficos de vaugneritos com magnetite (valores de SM elevados: 700 a  $1000 \times 10^{-6}$  SI); nos granitos de Airões e Pedreira de Lajes os valores médios são relativamente semelhantes, sendo no primeiro,  $212 \times 10^{-6}$  SI e no segundo,  $216 \times 10^{-6}$  SI.

A medição da SM nos provetes do Granito de Guimarães foi efetuada em laboratório com o mesmo suscetibilímetro portátil (KT-10 *Terra Plus*). Em cada provete foram registados valores de SM no topo, na base e em vários pontos ao longo da maior dimensão dos mesmos. Os resultados obtidos estão apresentados na tabela 16 e permitem traçar os perfis de SM ao longo de toda a extensão dos provetes, conforme se pode observar nas figuras 74 a 77.

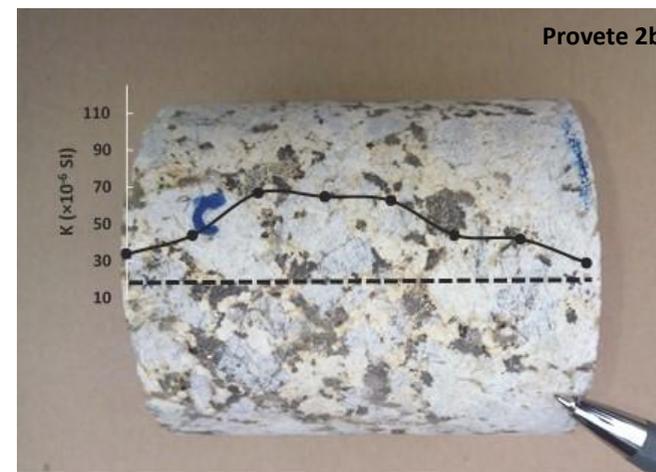
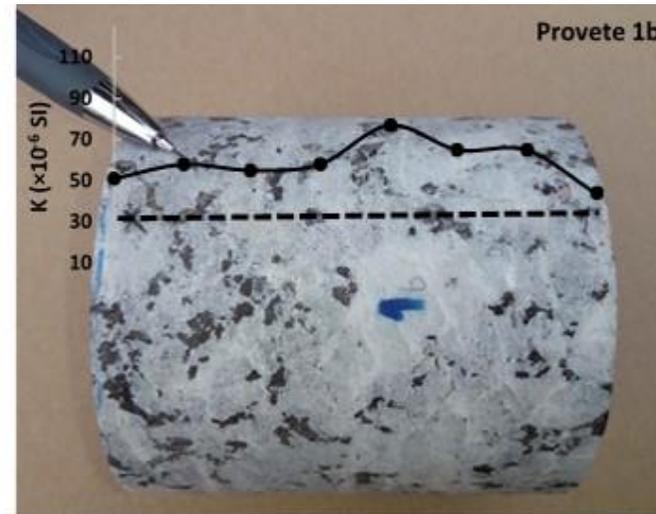


Figura 74 – Perfis de SM ao longo dos provetes 1a, 1b, 2a, 2b do Granito de Guimarães.

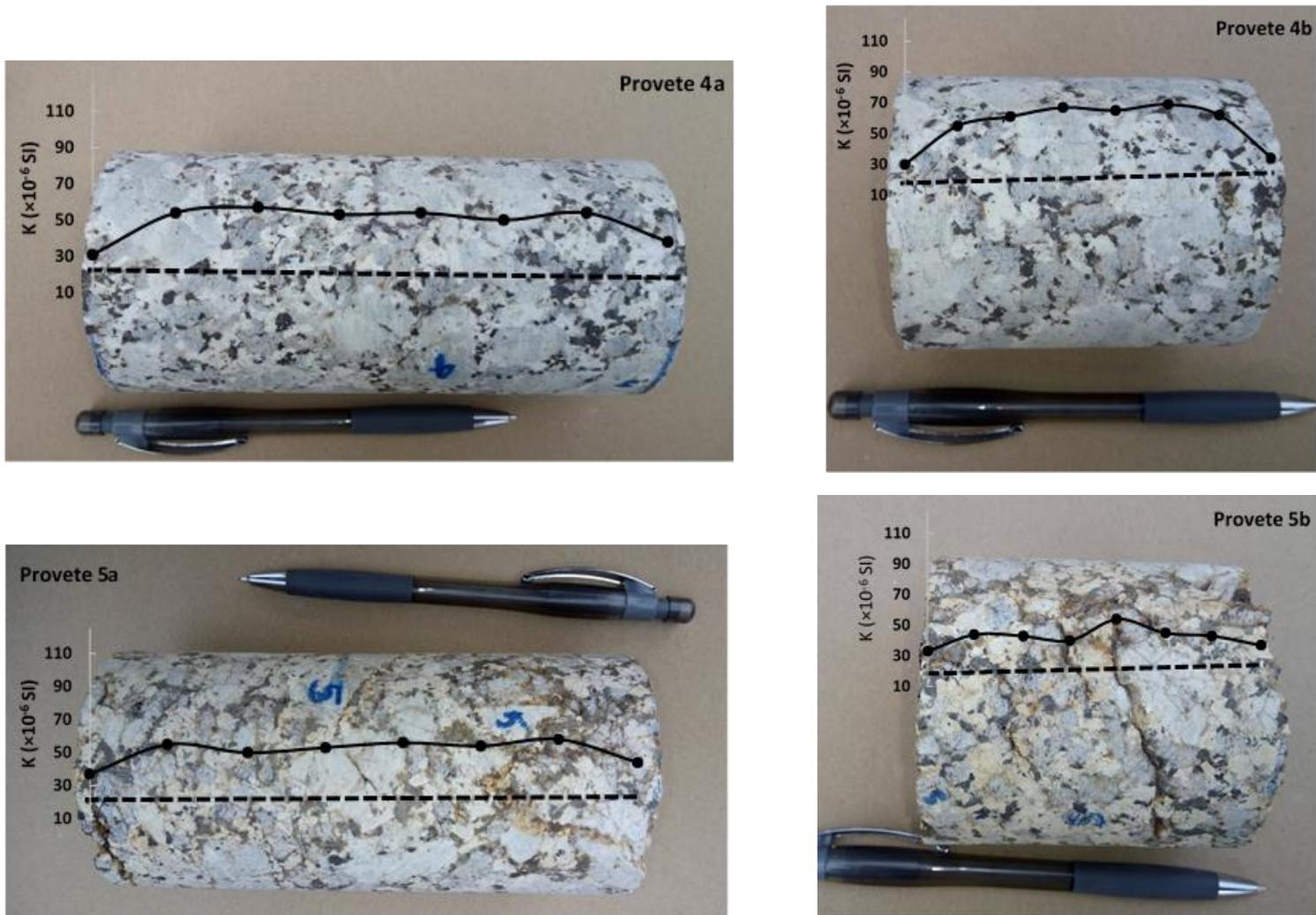


Figura 75 – Perfis de SM ao longo dos provetes 4a, 4b, 5a, 5b do Granito de Guimarães.

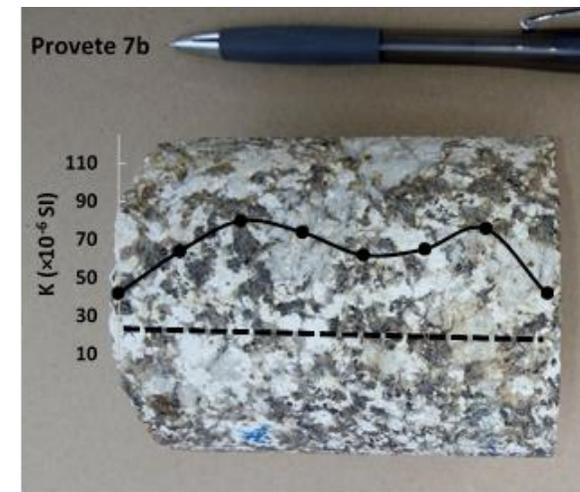
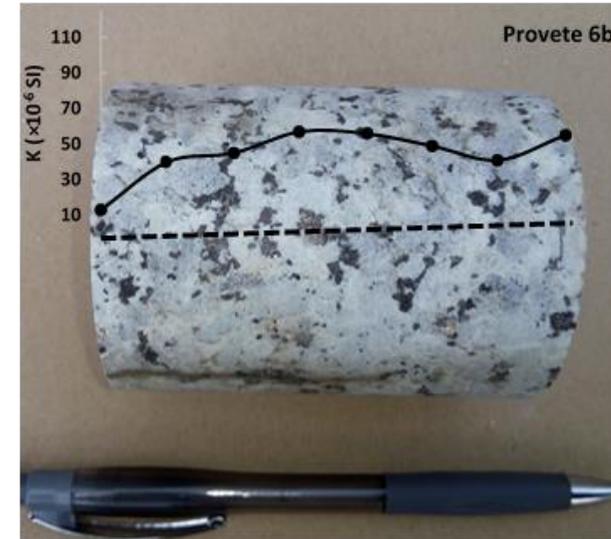


Figura 76 – Perfis de SM ao longo dos provetes 6a, 6b, 7a, 7b do Granito de Guimarães.

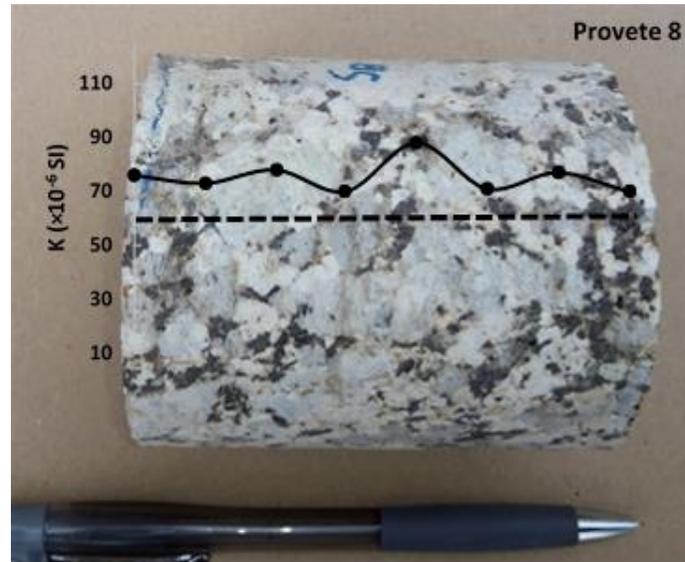


Figura 77 – Perfil de SM ao longo do provete 8 do Granito de Guimarães.

**Tabela 16** – Valores de SM obtidos ao longo da extensão dos provetes, K ( $\times 10^6$  SI), e valores médios de cada provete,  $K_m$  ( $\times 10^6$  SI).

Provetes	1a	1b	2a	2b	4a	4b	5a	5b	6a	6b	7a	7b	8
<b>Topo</b>	92	85	121	78	71	59	66	60	75	55	109	86	88
<b>Base</b>	92	84	90	78	51	108	80	56	52	41	65	93	67
<b>K</b>	70	51	54	34	31	30	37	33	38	13	26	42	76
	77	58	71	44	54	55	55	44	59	40	55	64	73
	83	55	69	67	57	61	50	43	65	45	88	80	78
	90	58	60	65	53	67	53	40	66	57	111	74	70
	68	77	48	63	54	65	56	54	55	56	100	62	88
	79	65	59	44	50	69	54	45	54	49	85	65	71
	65	65	64	42	54	62	58	43	52	41	91	76	77
	72	44	56	29	38	34	44	37	35	55	58	42	70
-	-	47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b><math>K_m</math></b>	79	64	69	54	51	61	55	46	55	45	79	68	76

A análise dos perfis permite verificar que: em geral os valores não diferem muito, exceto nos provetes 1a, 5b, 6b e 7a, onde existe uma maior variação dos valores de SM ao longo da extensão destes provetes, o que resulta numa maior heterogeneidade mineralógica dos provetes: nas zonas mais ricas em biotite aumentam os valores de SM, e pelo contrário, nas zonas mais ricas em quartzo e feldspato potássico, a SM diminui.

Nos provetes 2b, 4a, 5a, 5b e 6b os valores de SM são mais baixos o que poderá estar relacionado com a presença de uma maior quantidade de megacristais de feldspato potássico e grãos de quartzo (minerais diamagnéticos) que, como foi referido, apresentam SM mais baixa; quanto ao provete 5, que se encontra mais alterado, os valores baixos de SM podem estar relacionados com o fato de a rocha se encontrar mais fraturada e apresentar maior quantidade de micas, como a moscovite e a sericite (minerais paramagnéticos com baixa SM).

Os provetes 1a, 7a, 7b e 8 apresentam valores mais elevados quando comparados com os restantes provetes; nestes provetes existe uma maior quantidade de minerais máficos, isto é, minerais mais ricos em ferro e magnésio tais como a biotite (mineral paramagnético); estes provetes apresentam uma cor mais escura devido à maior quantidade de minerais ferromagnesianos; o provete 7, além de apresentar maior quantidade destes minerais, também se encontra mais alterado, eventualmente com a moscovitização de plagioclase (passagem de mineral diamagnético a paramagnético) aumentando o valor da SM.

A medição da SM permite obter informações sobre a composição e as propriedades dos materiais geológicos. Estudos de SM, permitem também conhecer a história e a condição atual de um determinado material ou uma área em estudo e pode ser utilizada como um parâmetro útil na distinção de fácies graníticas. As diferenças nos valores da SM de diferentes materiais estão relacionadas com a mineralogia e, por isso, o valor de SM tem sido muito utilizado como indicador mineralógico em rochas graníticas e na avaliação do grau de alteração hidrotermal. As diferenças dos valores de SM têm sido correlacionadas com mudanças de fácies em corpos graníticos (Gleizes *et al.*, 1993).

Ishihara (1977) considera que a génese dos granitóides de cada série ocorreu a níveis estruturais diferentes. Para a série da magnetite considera-se que esta se terá gerado a níveis estruturais profundos (manto superior e crosta inferior) e que não teve nenhum contacto com a fronteira do carbono. Em contrapartida, para a série da ilmenite considera-se uma génese a um nível estrutural mais elevado (crosta continental média a inferior) com interferência e mistura de rochas metamórficas e sedimentares a vários níveis durante a sua formação.

Considerando os dados obtidos neste trabalho, e comparando os valores de SM nos provetes e os valores medidos no campo no Granito de Guimarães (na Senhora da Penha) observa-se uma grande diferença, pois os primeiros valores variam entre 45 a  $79 \times 10^{-6}$  SI enquanto que os obtidos no campo variam entre 212 a  $365 \times 10^{-6}$  SI.

Esta diferença deve-se ao fato de que quando a SM é medida em afloramentos o volume de rocha analisado é maior, o que pode contribuir para um aumento do sinal magnético. Outro fator que poderá explicar a diferença entre os valores medidos no campo e nos provetes está relacionado com aspetos relativos às próprias amostras: os provetes são obtidos em profundidade (tabela 12); as medições efetuadas no campo foram realizadas à superfície terrestre, exposta a processos de meteorização.

De acordo com a bibliografia, quando uma rocha contém minerais ferromagnéticos como constituintes comuns e a sua SM é superior a  $10^{-3}$  SI, (Tarling e Hrouda, 1993), esta é devida à presença de uma fração ferromagnética, isto é, presença de magnetite, como é o caso dos vaugneritos que surgem como encraves máficos no maciço granítico de Antim. Os restantes valores médios de SM medidos no campo incluem-se no mesmo grupo, apresentando valores médios de 212 a  $365 \times 10^{-6}$  SI, ou seja, a SM é devida a contribuições paramagnéticas (minerais de ilmenite e biotite) e eventualmente frações ferromagnéticas.

Nos provetes do Granito de Guimarães os valores médios de SM variam entre 45 a  $79 \times 10^{-6}$  SI, evidenciando um caráter paramagnético, uma vez que o valor de SM é inferior a  $10^{-4}$  SI e pertencendo ao grupo *ilmenite type granite* (Sant’Ovaia e Noronha, 2005). Como foi dito anteriormente, valores de SM superiores a  $70 \times 10^{-6}$  SI indicam a presença mais abundante de biotite em relação à moscovite em granitos (Sant’Ovaia e Noronha, 2005). Os valores de SM obtidos neste estudo e as observações petrográficas das duas lâminas do Granito de Guimarães, que permitiram observar que a biotite ocorre em maior abundância, reforça que o granito em estudo é um granito biotítico.

## 6.4. Resistividade elétrica

A resistividade elétrica foi determinada nos 13 provetes do Granito de Guimarães, nos quais foram efetuadas 10 medições de resistividade elétrica e calculada a média (tabela 17).

O *software* utilizado no processamento permite a obtenção do valor de R, que representa a razão entre a diferença de potencial,  $\Delta V$ , medida entre os fios em contato direto com os provetes (M e N) em volts e a corrente aplicada, I, entre A e B em amperes, A (figura 42).

**Tabela 17** – Resultados da resistividade e condutividade elétrica dos provetes do Granito de Guimarães.

Provetes	Díâmetro d (mm)	Comprimento L (mm)	Área A (m <sup>2</sup> )	K = A/L	R <sub>m</sub> = $\Delta V/I$ (Ω)	$\rho = R \times K$ (Ω.m)	C = 1/ $\rho$ (S/m)
<b>1a</b>	71	148	0,0079	0,054	11 418	611	0,002
<b>1b</b>	71	79	0,0079	0,100	11 331	1 136	0,001
<b>2a</b>	71	156	0,0079	0,051	11 333	575	0,002
<b>2b</b>	71	81	0,0079	0,098	11 389	1 113	0,001
<b>4a</b>	71	155	0,0079	0,051	11 423	584	0,002
<b>4b</b>	71	85	0,0079	0,093	11 346	1 057	0,001
<b>5a</b>	71	150	0,0079	0,053	11 400	602	0,002
<b>5b</b>	71	79	0,0079	0,100	11 395	1 142	0,001
<b>6a</b>	60	154	0,0057	0,037	11 338	416	0,002
<b>6b</b>	60	81	0,0057	0,070	11 323	790	0,001
<b>7a</b>	71	144	0,0079	0,055	11 392	626	0,002
<b>7b</b>	71	86	0,0079	0,092	11 384	1 048	0,001
<b>8</b>	71	83	0,0079	0,095	11 370	1 085	0,001

K – Fator geométrico; R<sub>m</sub> – Resistência elétrica média;  $\rho$  – Resistividade elétrica; C – Condutividade elétrica.

A resistividade elétrica varia entre 416 a 1 142  $\Omega.m$ , com uma média para todos os provetes de 830  $\Omega.m$ , enquanto que a condutividade elétrica adquire os valores de 0,001 e 0,002 S/m, com média de 0,001 S/m. Em geral, amostra 1 apresenta valores de resistividade elétrica mais altos.

Os valores de resistividade elétrica são elevados como seria de esperar pois, como explicado anteriormente, a resistividade elétrica em rochas pouco porosas, (porosidade baixa) é alta, tal como acontece no Granito de Guimarães. Todos os resultados de resistividade elétrica correspondem aos valores esperados para os granitos (Loke, 2004).

O provete 1 apresenta os valores de resistividade elétrica relativamente mais elevados em comparação com os restantes. Pelo contrário, os provetes 4 e 7 apresentam os valores mais baixos (excluindo o provete 6 com valores mais baixos devido à dimensão dos provetes). A diminuição dos valores de resistividade elétrica nos provetes estudados está relacionada com o estado de alteração do granito. Os valores mais baixos devem-se ao aumento da porosidade, alteração e fraturação da rocha o que faz com que a resistividade diminua.

Segundo Dubois *et al.* (2011) os valores de resistividade elétrica para os granitos variam entre 100 a 50 000  $\Omega.m$  em que os granitos mais alterados apresentam valores mais baixos, enquanto que os granitos mais sãos, têm valores de resistividade elétrica mais altos.

Os valores de resistência,  $R_m$ , (razão entre a diferença de potencial,  $\Delta V$ , em V, aplicada aos terminais do condutor e a intensidade de corrente, I, em A) são ligeiramente mais elevados para os provetes com maior comprimento. A análise dos resultados dos ensaios elétricos apresentados na tabela 17 permite verificar que os provetes com menor comprimento (designados pela letra b) apresentam valores mais altos de resistividade elétrica quando comparados com os valores dos provetes de maior comprimento, pois a área de propagação da corrente elétrica é menor. Os provetes 6a e 6b apresentam valores ainda menores devido a terem diâmetro menor.

## 6.5. Propriedades mecânicas

### 6.5.1. Resistência à compressão uniaxial

O ensaio de resistência à compressão uniaxial ou simples permite determinar, de forma direta, a resistência à compressão uniaxial das rochas,  $\sigma_c$ , em MPa, através da força aplicada num provete, P, em kN, até que ocorra a rotura do mesmo. Os resultados obtidos no ensaio de resistência à compressão uniaxial executado em 6 provetes do Granito de Guimarães são apresentados na tabela 18.

**Tabela 18** – Dados obtidos a partir da execução do ensaio de resistência à compressão uniaxial.

Provetes	Área total $A_t$ mm <sup>2</sup>	Força aplicada $F_c$ (kN)	Taxa de incremento da força aplicada (MPa/s)	Resistência $\sigma_c$ (MPa)
<b>1a</b>	7 920	383,8	0,5	48,4
<b>2a</b>	7 920	249,2	0,5	31,4
<b>4a</b>	7 920	240,7	0,5	30,3
<b>5a</b>	7 920	39,2	0,5	4,9
<b>6a</b>	5 660	166,5	0,5	29,4
<b>7a</b>	7 920	40,4	0,5	5,1

Os valores de resistência à compressão uniaxial nos provetes do Granito de Guimarães variam entre 4,9 a 48,4 MPa e apresentam uma média para os 6 provetes analisados de 24,9 MPa. O provete 1a apresenta o valor mais elevado da resistência à compressão uniaxial e a força aplicada, de 383,8 kN, para ocorrer a sua rotura foi mais elevada quando comparado com os restantes provetes. Por outro lado, o provete 5a admite o valor de resistência à compressão uniaxial mais baixo de 4,9 MPa e assim foi necessário aplicar uma força menor para a rotura do provete.

Os resultados indicam que a resistência dos provetes diminui com o aumento do estado de alteração. A figura 78 mostra imagens dos provetes 1a e 7a, antes e depois da rotura, que representam o granito são e o mais alterado, respetivamente. Verifica-se que o provete 7a apresenta um estado de alteração e fraturação mais intensas, pelo que, após a rotura, o provete ficou mais destruído que o provete 1a. A análise da tabela 18 permite verificar que a força aplicada para se atingir a rotura do provete 1a foi superior à força necessária para a rotura do provete 7a (383,8 kN e 40,4 kN, respetivamente).



**Figura 78** – A e B: Provete 1a antes e após o ensaio, respetivamente; C e D: Provete 7a antes e após o ensaio, respetivamente.

O provete 1a apesar de apresentar os valores mais elevados de resistência à compressão uniaxial verifica-se que já se encontra sujeito a algumas alterações como foi possível observar na petrografia, isto é, a fraturação e deformação dos grãos de quartzo, evidenciada pela presença de extinção ondulante, e de feldspato potássico.

### 6.5.2. Ensaio de carga pontual

O ensaio de carga pontual foi realizado com 7 provetes do Granito de Guimarães obtendo-se a força aplicada,  $P$ , em kN, que permite calcular o índice de carga pontual  $I_{S(50)}$  do provetes, que, por sua vez, pode ser correlacionado com a resistência à

compressão uniaxial. Na tabela 19 apresentam-se os resultados obtidos a partir dos ensaios de carga pontual.

**Tabela 19** – Resultados obtidos a partir do ensaio de carga pontual e resistência à compressão uniaxial estimada a partir do índice de carga pontual.

Provetes	Diâmetro d (mm)	Força aplicada P (kN)	Fator F	Índice de carga pontual $I_{S(50)}$ (MPa)	Resistência $\sigma_c$ (MPa)
<b>1b</b>	71	17,11	1,17	4,0	91,4
<b>2b</b>	71	5,44	1,17	1,3	29,0
<b>4b</b>	71	10,84	1,17	2,5	57,9
<b>5b</b>	71	2,62	1,17	0,6	14,0
<b>6b</b>	60	10,24	1,09	3,1	71,0
<b>7b</b>	71	1,10	1,17	0,3	5,9
<b>8</b>	71	2,23	1,17	0,5	11,9

Os valores do índice de carga pontual,  $I_s$ , obtido diretamente através do ensaio de carga pontual variam entre 0,3 a 4,0 MPa, onde o valor mais baixo corresponde ao provete 7b enquanto que o valor mais elevado é do provete 1b. O índice de carga pontual apresenta valor médio de 1,7 MPa para os 7 provetes do Granito de Guimarães estudados.

A resistência à compressão uniaxial foi estimada a partir da multiplicação do  $I_s$  por um fator de correlação,  $f$ , que admite o valor 23 pois corresponde ao valor utilizado para os granitos (González de Vallejo *et al.*, 2002). A resistência à compressão uniaxial varia entre 5,9 a 91,4 MPa, em que o valor mais baixo corresponde ao provete 7b, enquanto que o valor mais elevado é do provete 1b; o valor médio para os 7 provetes estudados de 40,2 MPa.

Os valores de resistência à compressão uniaxial obtidos neste ensaio de carga pontual estão de acordo com os valores obtidos no ensaio de resistência à compressão uniaxial anteriores, sendo possível analisar que os provetes 1a e 1b são os que apresentam os valores de resistência mais elevados enquanto que os provetes 5a, 7a e 7b exibem os valores mais baixos.

As imagens da figura 79 apresentam os provetes 1b e 5b (granito são e alterado, respetivamente) antes e após a rotura. A análise das imagens após a rotura permite verificar que os ensaios foram considerados válidos (ISRM, 1985), para todos os provetes.



**Figura 79** – A e B: Provete 1b antes e após o ensaio, respetivamente; C e D: Provete 5b antes e após o ensaio, respetivamente.

O índice de carga pontual permite classificar a resistência de uma rocha de acordo com os intervalos apresentados na tabela 20.

**Tabela 20** – Classificação da resistência de uma rocha em função do índice de carga pontual,  $I_S$  (adaptado de Hoek, 2007).

Termo	Bieniawski (1989)	Deere (1966)
Resistência muito elevada	$I_S > 8$ MPa	$I_S > 10$ MPa
Resistência elevada	$I_S = 4 - 8$ MPa	$I_S = 5 - 10$ MPa
Resistência moderada	$I_S = 2 - 4$ MPa	$I_S = 2,5 - 5$ MPa
Resistência baixa	$I_S = 1 - 2$ MPa	$I_S = 1,25 - 2,5$ MPa
Resistência muito baixa	$I_S < 1$ MPa	$I_S < 1,25$ MPa

Considerando a classificação proposta por Bieniawski (1989), o provete 1b apresenta resistência moderada a elevada, os provetes 4b e 6b resistência moderada, o provete 2b resistência baixa e os provetes 5b, 7b e 8 apresentam resistência muito baixa. Estes dados evidenciam a heterogeneidade dos provetes estudados relativamente à resistência que, por sua vez, está relacionada com o estado de

alteração. Considerando a classificação proposta por Deere (1966) os provetes estudados apresentam resistência entre muito baixa a moderada.

Ao comparar os resultados obtidos, através do ensaio de carga pontual e do ensaio de resistência à compressão uniaxial, verifica-se que os valores obtidos a partir do ensaio de compressão uniaxial são mais baixos do que os obtidos no ensaio de carga pontual, isto é, no primeiro ensaio o valor mais elevado é de 48,4 MPa, enquanto no segundo ensaio é de 91,4 MPa. Ambos os valores mais elevados, nos dois ensaios, correspondem ao mesmo provete 1. Por conseguinte, os valores mais baixos também são verificados no provete 7, nos dois ensaios realizados.

A tabela 21 mostra os valores da resistência à compressão uniaxial obtidos a partir dos ensaios de compressão uniaxial e de carga pontual. Os valores de resistência variam devido aos diferentes estados de alteração dos provetes.

**Tabela 21** – Resistência à compressão uniaxial obtida a partir dos ensaios mecânicos realizados.

Provetes	Resistência $\sigma_c$ (MPa)	
	Ensaio de compressão uniaxial	Ensaio de carga pontual
1	48,4	91,4
2	31,4	29,0
4	30,3	57,9
5	4,9	14,0
6	29,4	71,0
7	5,1	5,9
8	–	11,9

### 6.5.3. Velocidade de propagação de ultrassons

O ensaio para determinação da velocidade de propagação de ultrassons foi executado nos 13 provetes do Granito de Guimarães. A velocidade de propagação das ondas P foi calculada através do registo do tempo de propagação das ondas através dos provetes. A velocidade de propagação das ondas S, o módulo de deformabilidade ou módulo de Young e o coeficiente de Poisson foram estimados a partir de correlações existentes na bibliografia.

Na tabela 22 apresentam-se os dados obtidos a partir da execução do ensaio, assim como a velocidade de propagação das ondas P calculada, e a velocidade de propagação das ondas S, módulo de Young e coeficiente de Poisson estimados.

**Tabela 22** – Dados obtidos a partir do ensaio de determinação da velocidade de ultrassons nos provetes do Granito de Guimarães, velocidade de propagação das ondas P e ondas S, módulo de Young e coeficiente de Poisson.

Provetes	Comprimento L (mm)	Densidade $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	Tempo (s)	Velocidade das ondas P $V_P$ (m/s)	Velocidade das ondas S $V_S$ (m/s)	Módulo de Young $E_d$ (GPa)	Coefficiente de Poisson $\nu_d$
<b>1a</b>	148	2 744,6	3,26E×10 <sup>-5</sup>	4 539,9	3 026,6	5,6	0,1
<b>1b</b>	79	2 743,5	1,86×10 <sup>-5</sup>	4 247,3	2 831,5	4,9	0,1
<b>2a</b>	156	2 728,3	4,59×10 <sup>-5</sup>	3 398,7	2 265,8	3,1	0,1
<b>2b</b>	81	2 699,1	3,77×10 <sup>-5</sup>	2 148,5	1 432,4	1,2	0,1
<b>4a</b>	155	2 664,1	5,36×10 <sup>-5</sup>	2 891,8	1 927,9	2,2	0,1
<b>4b</b>	85	2 715,6	3,17×10 <sup>-5</sup>	2 681,4	1 787,6	1,9	0,1
<b>5a</b>	150	2 548,8	1,07×10 <sup>-4</sup>	1 407,1	938,1	0,5	0,1
<b>5b</b>	79	2 432,7	4,72×10 <sup>-5</sup>	1 673,7	1 115,8	0,7	0,1
<b>6a</b>	154	2 772,7	3,97×10 <sup>-5</sup>	3 879,1	2 586,1	4,1	0,1
<b>6b</b>	81	2 804,1	2,44×10 <sup>-5</sup>	3 319,7	2 213,1	3,1	0,1
<b>7a</b>	144	2 409,7	1,23×10 <sup>-4</sup>	1 173,6	782,4	0,3	0,1
<b>7b</b>	86	2 277,6	1,02×10 <sup>-4</sup>	845,6	563,7	0,2	0,1
<b>8</b>	83	2 569,0	4,74×10 <sup>-5</sup>	1 751,1	1 167,4	0,8	0,1
<b>Valores de referência*</b>		<b>2 650</b>		<b>4 500 – 6 000</b>		<b>1,0 - 8,4</b>	<b>0,1 - 0,4</b>

\*(González de Vallejo *et al.*, 2002)

A velocidade de propagação das ondas elásticas depende do tipo de material rochoso, do seu estado de alteração e fraturação e das suas condições hidrogeológicas (González de Vallejo *et al.*, 2002). Para um granito, a velocidade das ondas P varia entre 4 500 e 6 000 m/s, podendo este valor ser superior a 6 000 m/s em granitos sãos. Para granitos alterados, a velocidade de propagação das ondas P pode apresentar valores menores que 700 a 800 m/s (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Quanto aos valores obtidos para a velocidade de propagação das ondas P para os provetes do Granito de Guimarães, o valor mais elevado é de 4 539,9 m/s, enquanto que o valor mais baixo é 845,6 m/s, sendo o valor médio dos 13 provetes estudados de 2 612,1 m/s. Assim, o valor mais alto corresponde ao provete 1 e é considerado granito são, enquanto que o valor mais baixo é referente ao provete 7 e classifica-se como mais alterado, de acordo os valores sugeridos por González de Vallejo *et al.* (2002). De acordo com os resultados obtidos, a velocidade de propagação das ondas P reduz proporcionalmente com o grau de meteorização.

Como foi concluído com os ensaios anteriores, os provetes 5 e 7 encontram-se mais alterados e mais uma vez, este ensaio também foi conclusivo dos seus estados de alteração em relação aos restantes provetes. Estes valores mais baixos de velocidade de propagação das ondas P também se devem ao fato de se encontrarem mais alteradas e com presença de fissuras e/ou descontinuidades, acompanhados por uma maior porosidade.

A deformabilidade do material rocha pode ser estimada a partir da velocidade das ondas elásticas de compressão ou longitudinais,  $V_P$ , e as ondas de cisalhamento ou transversais,  $V_S$ .

A velocidade de propagação das ondas S para os provetes do Granito de Guimarães variam entre 3 026,6 a 563,7 m/s, sendo que o valor mais alto corresponde ao provete 1 enquanto o valor mais baixo é referente ao provete 7. O valor médio da velocidade das ondas S para todos os provetes estudados é de 1 741,4 m/s.

Quanto ao módulo de Young, os valores obtidos encontram-se entre 5,6 e 0,2 GPa, correspondendo o valor mais alto ao provete 1 e o valor mais baixo ao provete 7; já o valor médio para os 13 provetes estudados é de 2,2 GPa. Os resultados do módulo de Young obtidos estão, na maioria, de acordo com os valores de referência (1,0 a 8,4 GPa) propostos por González de Vallejo *et al.* (2002), exceto os provetes 5, 7 e 8. O coeficiente de Poisson admite o valor de 0,1 para os 13 provetes estudados e encontra-

se dentro dos valores de referência (0,1 a 0,4) propostos por González de Vallejo *et al.* (2002).

## **6.6. Correlação entre as propriedades estudadas do Granito de Guimarães**

Através de todos os ensaios efetuados ao Granito de Guimarães, é possível correlacionar todas as propriedades estudadas neste trabalho como é observado na tabela 23.

**Tabela 23** – Propriedades físico-mecânicas determinadas e estimadas nos provetes do Granito de Guimarães em estudo neste trabalho.

Provetes	Propriedades físicas		Propriedades magnéticas	Propriedades elétricas	Propriedades mecânicas				
	Teor em água W (%)	Peso específico sólido $\gamma_s$ (kN/m <sup>3</sup> )	Suscetibilidade de magnética K ( $\times 10^{-6}$ SI)	Resistividade elétrica $\rho$ ( $\Omega \cdot m$ )	Resistência à compressão uniaxial $\sigma_c$ (MPa)	Carga pontual PLT		Velocidade de propagação de ultrassons	
						$I_{s(50)}$ (MPa)	$\sigma_c$ (MPa)	$V_P$ (m/s)	$E_d$ (GPa)
<b>1a</b>	0,21	26,9	79	611	48,4	--	--	4 539,9	5,6
<b>1b</b>	0,24	26,9	64	1 136	--	4,0	91,4	4 247,3	4,9
<b>2a</b>	0,52	26,8	69	575	31,4	--	--	3 398,7	3,1
<b>2b</b>	0,42	26,5	54	1 113	--	1,3	29,0	2 148,5	1,2
<b>4a</b>	0,31	26,1	51	584	30,3	--	--	2 891,8	2,2
<b>4b</b>	0,33	26,6	61	1 057	--	2,5	57,9	2 681,4	1,9
<b>5a</b>	0,94	25,0	55	602	4,9	--	--	1 407,1	0,5
<b>5b</b>	0,66	23,9	46	1 142	--	0,6	14,0	1 673,7	0,7
<b>6a</b>	0,43	27,2	55	416	29,4	--	--	3 879,1	4,1
<b>6b</b>	0,29	27,5	45	790	--	3,1	71,0	3 319,7	3,1
<b>7a</b>	2,11	23,6	79	626	5,1	--	--	1 173,6	0,3
<b>7b</b>	2,09	22,3	68	1 048	--	0,3	5,9	845,6	0,2
<b>8</b>	1,79	25,2	76	1 085	--	0,5	11,9	1 751,1	0,8

Lâmina 2 – Quartzo (Qtz), biotite (Bt), feldspato potássico (Kfs), plagioclase (Pl), moscovite (Ms), zircão (Zrn), minerais opacos (Op), sericite (Ser), apatite (Ap).

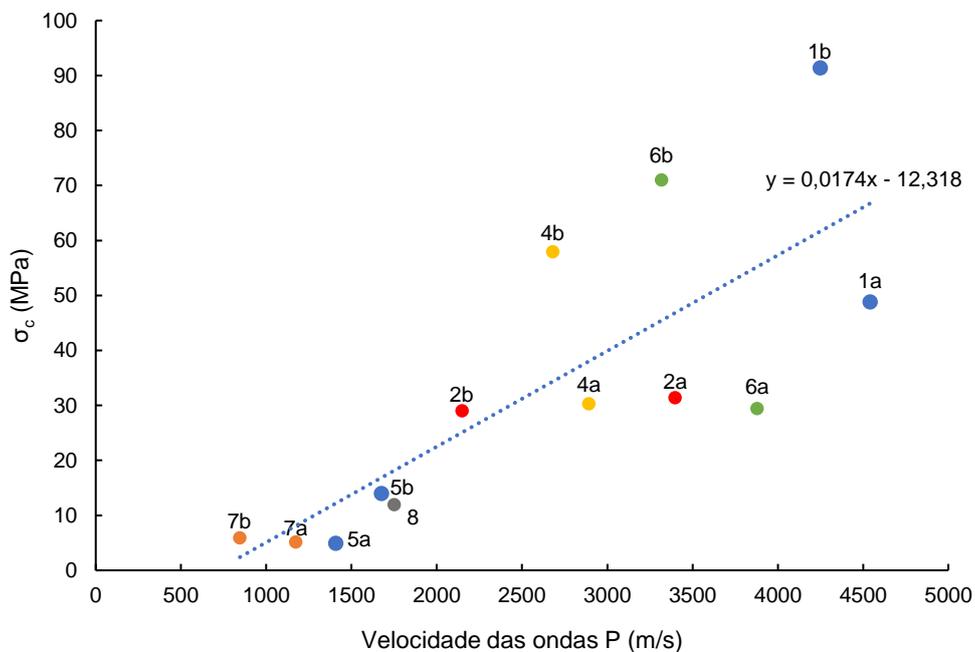
Lâmina 5 – Quartzo (Qtz), biotite (Bt), feldspato potássico (Kfs), plagioclase (Pl), moscovite (Ms), zircão (Zrn), minerais opacos (Op), sericite (Ser), apatite (Ap), clorite (Chl), turmalina (Tur), monazite (Mnz), rútilo (Rt).

À vista desarmada verifica-se que os provetes mais alterados são os 5 e 7 e os provetes do granito menos alterado são 1 e 6, sendo que os restantes apresentam estado de alteração intermédio. Os resultados obtidos nos ensaios de laboratório corroboram as observações macroscópicas e microscópicas dos provetes.

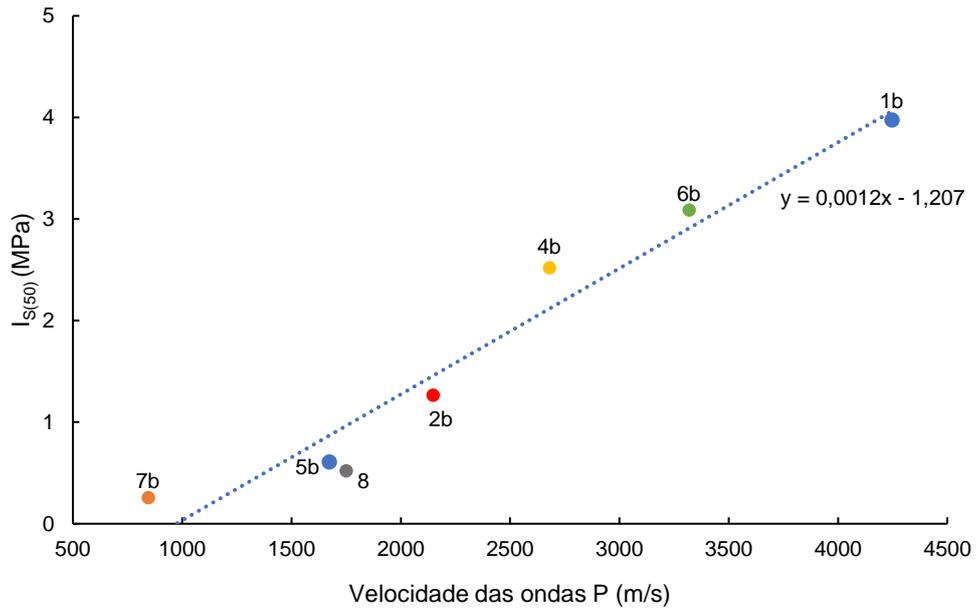
Os provetes 5 e 7, de granito mais alterado, apresentam relativamente menores valores de peso específico sólido ( $\gamma_s$ ), suscetibilidade magnética (K), resistividade elétrica ( $\rho$ ), resistência à compressão uniaxial ( $\sigma_c$ ), índice de carga pontual ( $I_{S(50)}$ ), velocidade de propagação das ondas P ( $V_P$ ) e módulo de Young ( $E_d$ ); e os valores mais elevados de teor em água (W).

Por outro lado, os provetes 1 correspondem ao granito mais são e apresentam os valores mais elevados de peso específico sólido, suscetibilidade magnética, resistividade elétrica, resistência à compressão uniaxial, índice de carga pontual, velocidade das ondas P e módulo de Young e os valores mais baixos de teor em água.

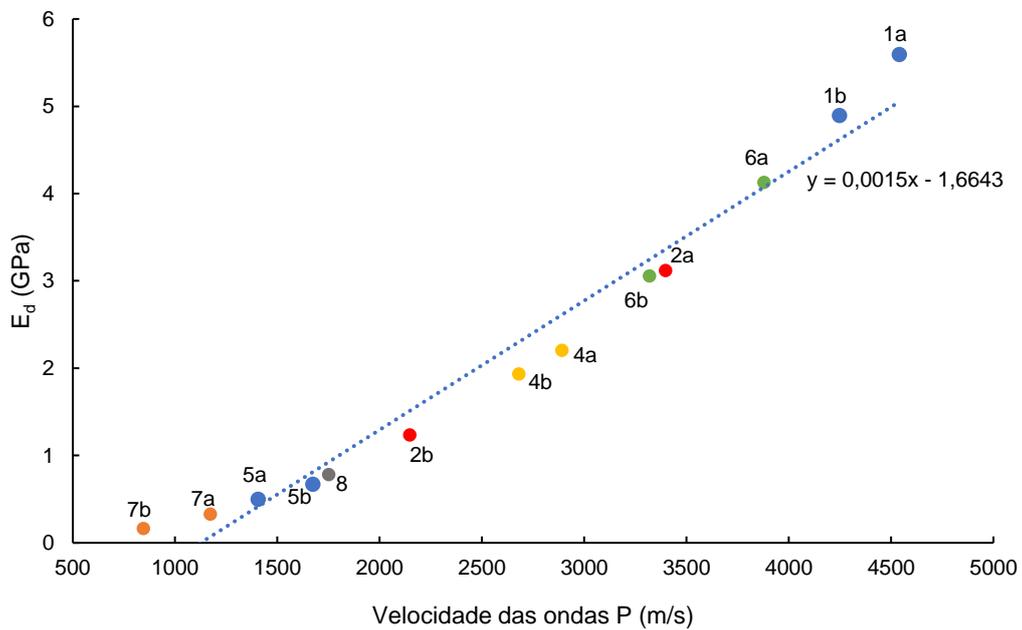
As figuras 80, 81 e 82 mostram a correlação entre a resistência à compressão uniaxial, o índice de carga pontual e o módulo de Young com a velocidade de propagação das ondas P nos provetes do Granito de Guimarães, respetivamente.



**Figura 80** – Relação entre a resistência à compressão uniaxial ( $\sigma_c$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães.



**Figura 81** – Relação entre o índice de carga pontual ( $I_{S(50)}$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães designados como b.



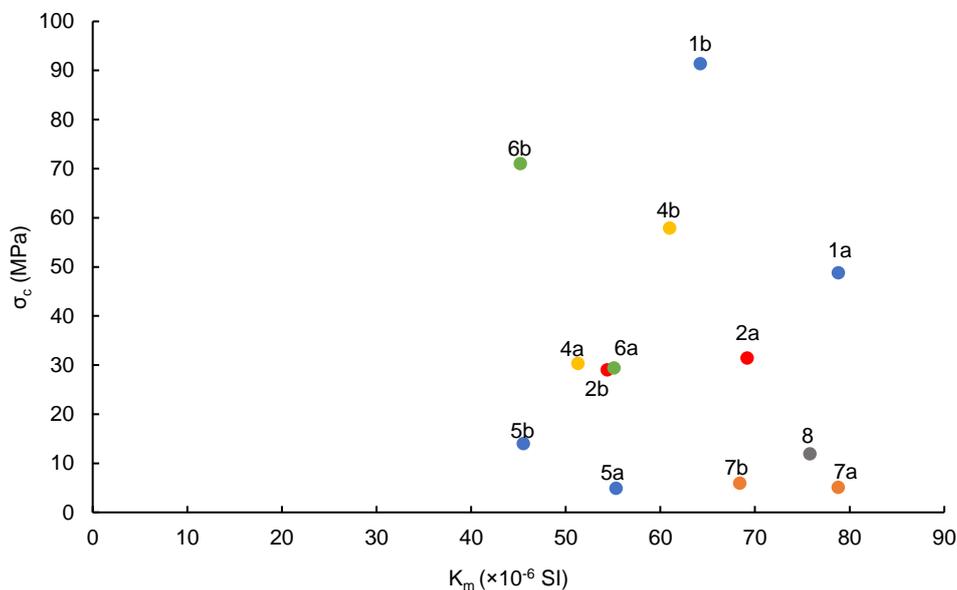
**Figura 82** – Relação entre o módulo de Young ( $E_d$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães.

Observa-se uma correlação linear entre a velocidade das ondas P e a resistência à compressão uniaxial (figura 80), o índice de carga pontual (figura 81) e o módulo de

Young (figura 82), onde os provetes 7 apresentam valores baixos, enquanto que os provetes 1 adquirem valores elevados quando comparados com os restantes.

Por outro lado, tentou-se correlacionar os valores obtidos nos ensaios mecânicos de resistência à compressão uniaxial com as propriedades magnéticas, mais concretamente a suscetibilidade magnética dos provetes estudados (figura 83).

O gráfico de correlação entre a resistência à compressão uniaxial e a suscetibilidade magnética não evidenciou uma relação direta entre estas duas propriedades.

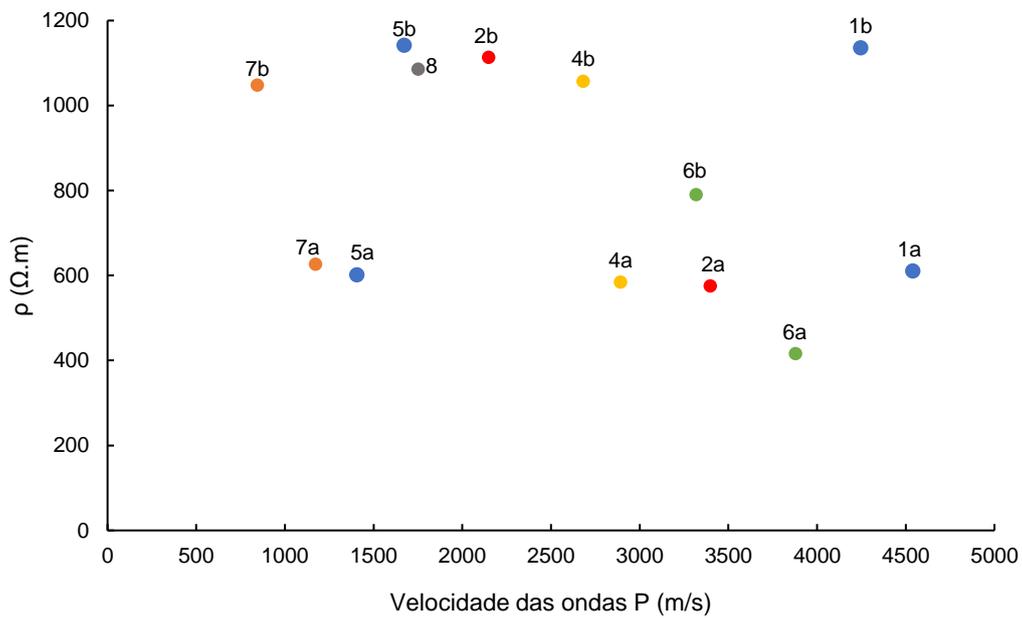


**Figura 83** – Relação entre a resistência à compressão uniaxial ( $\sigma_c$ ) e a suscetibilidade magnética ( $K_m$ ) dos provetes do Granito de Guimarães.

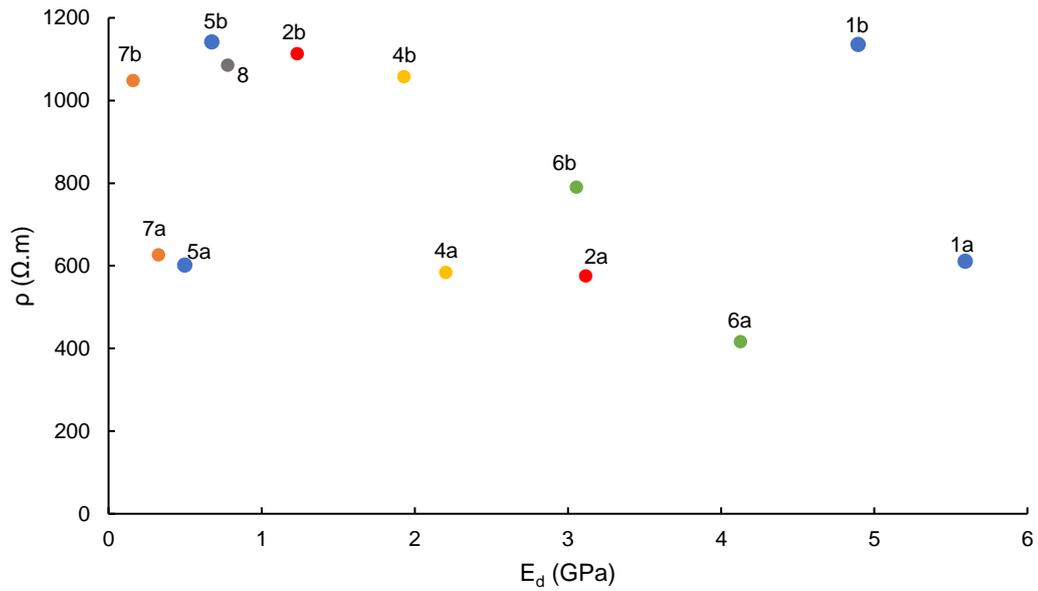
Os provetes 1, considerados os provetes de granito mais são, apresentam valores elevados de resistência e SM, que se devem ao fato do granito ser mais resistente e possuir uma maior quantidade de minerais máficos, respetivamente. Por outro lado, os provetes 7, os mais alterados, apresentam elevados valores de SM, conferidos pela presença de minerais como a biotite e moscovite, e os valores mais baixos de resistência, conferidos pelo seu estado de alteração. Os provetes 5 apresentam valores de resistência semelhantes aos dos provetes 7, mas valores de SM mais baixos, que podem estar relacionados com a alteração dos minerais máficos durante os processos de meteorização. Contudo, as variações de SM decorrentes da

heterogeneidade própria dos granitos e dos minerais que possam ocorrer em maior abundância nas áreas analisadas pelo suscetibilímetro não devem ser excluídas.

Quanto à resistividade elétrica, foi possível observar que não existe uma correlação com outra das propriedades estudadas, mas quando comparada com a velocidade das ondas P (figura 84) e com o módulo de Young (figura 85), conclui-se que, tal como anteriormente, destaca-se o provete 1 como sendo o mais sã e o provete 7 como sendo o mais alterado, estando ambos em extremidades opostas.



**Figura 84** – Relação entre a resistividade elétrica ( $\rho$ ) e a velocidade de propagação das ondas P dos provetes do Granito de Guimarães.



**Figura 85** – Relação entre a resistividade elétrica ( $\rho$ ) e o módulo de Young ( $E_d$ ) dos provetes do Granito de Guimarães.

A partir dos ensaios realizados aos provetes do Granito de Guimarães é possível observar que todos os resultados obtidos estão correlacionados, destacando-se os provetes 1 como o granito mais são e os provetes 7 como o granito mais alterado.

# **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Capítulo 7

## 7.1. Considerações finais

Através de todos os ensaios realizados aos provetes do Granito de Guimarães, foi possível correlacionar as diferentes propriedades estudadas e proceder a uma conclusão sistemática dos resultados obtidos e assim caracterizar o Granito de Guimarães.

O teor em água e o peso específico sólido dos provetes do granito foram determinados através de ensaios laboratoriais de acordo com os métodos sugeridos pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM) e são influenciados pelo comportamento mecânico das rochas. Nos provetes estudados, as amostras mais alteradas apresentam maior teor em água e menor peso específico sólido.

As propriedades óticas permitem a identificação dos minerais presentes no granito, assim como aspetos de alteração e deformação. Para a caracterização ótica do Granito de Guimarães foram utilizadas duas lâminas delgadas de uma amostra de granito são, o provete 2 que deu origem à lâmina 2, e uma amostra de granito alterado, o provete 5 que corresponde à lâmina 5. A análise das lâminas delgadas permitiu visualizar várias características comuns e principais diferenças entre o granito são e o granito alterado. Nas duas lâminas foi possível identificar uma rocha de textura porfiróide, com megacristais de feldspato potássico, de grão médio a grosseiro, caracterizada em termos de grau de cristalinidade como holocristalina e do tipo hipidiomórfica. Ambas as lâminas apresentam quartzo, feldspato potássico, biotite, moscovite, plagioclase, zircão e apatite.

Com o decorrer das observações petrográficas foi possível observar uma grande quantidade de fenómenos de alteração/deformação, isto é, a sericitização e a moscovitização, na lâmina do granito mais alterado (lâmina 5), a presença de minerais de neoformação, como a sericite e a clorite e características típicas de episódios de deformação dúctil, como a fraturação e a extinção ondulante nos grãos de quartzo e dobramentos dos planos de clivagem nos minerais de moscovite.

A medição da suscetibilidade magnética,  $K$ , permite obter informações da composição de minerais magnéticos. Assim, foi medida *in situ* em cinco locais diferentes e em laboratório, nos 13 provetes do Granito de Guimarães. Os valores obtidos foram semelhantes para todas as amostras, o que demonstrou um comportamento paramagnético ( $K \approx 10^{-6}$  SI), sendo possível incluir o Granito de Guimarães no grupo de granitos *ilmenite type*, indicativo de que as propriedades magnéticas são corroboradas pela presença de biotite e ilmenite.

A resistividade e a condutividade elétrica estão relacionadas com mecanismos de propagação de corrente elétrica nos materiais e dependem da porosidade, textura dos poros e a sua distribuição. A resistividade elétrica foi medida em laboratório nos 13 provetes do Granito de Guimarães e os valores obtidos foram relativamente altos, sendo típicos de rochas pouco porosas.

A resistência à compressão uniaxial e os parâmetros de deformabilidade (módulo de Young e coeficiente de Poisson) das rochas são propriedades mecânicas importantes para a caraterização e classificação das rochas. Para esta caraterização foram realizados ensaios de resistência à compressão uniaxial, carga pontual e velocidade de propagação de ultrassons. Os resultados obtidos estão de acordo com o expectável para granitos. Valores altos de velocidade de propagação das ondas P correspondem a valores altos de resistência. Estes resultados permitem avaliar os provetes como sendo os mais resistentes e mais aptos enquanto material de construção.

Em geral, as amostras mais alteradas apresentam uma maior presença de minerais filossilicatos, como o caso da moscovite (grupo das micas); maior teor em água, o que leva a uma maior meteorização do granito, a uma maior porosidade e fissuras e assim a uma maior deformabilidade; valores relativamente mais baixos de suscetibilidade magnética, K; valores de resistividade elétrica mais baixos devido às fraturas existentes; menores valores de resistência à compressão uniaxial, índice de carga pontual, velocidade das ondas P,  $V_P$ , e módulo de Young.

Todos os ensaios permitiram chegarem à mesma conclusão, os provetes 1 correspondem ao Granito de Guimarães são e os provetes 5 e 7 ao granito mais alterado.

## **Referências bibliográficas**

Araújo, A.P (1990). *A bacia hidrográfica do Rio Ave*. Direção Geral dos Recursos Naturais. Porto.

Archie, G.E. (1942). *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Petroleum Transactions of AIME, 146: 54-62.

ASTM International. (2000). *Standard Test Method for Laboratory Determination of Pulse Velocities and Ultrasonic Elastic Constants of Rock*. Designation: D 2845 – 00. ASTM International, United States, 7 pp.

ASTM International. (2002). *Standard Test Method for Unconfined Compressive Strength of Intact Rock Core Specimens*. Designation: D 2938 – 95 (Reapproved 2002). ASTM International, United States.

Attewell, P.B.; Farmer, I.W. (1976). *Principles of engineering geology*. Chapman and Hall, Londres, 1046 pp.

Azevedo, M.; Aguado, B. (2011). *Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro-Ibérica*. In: Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds). *Geologia de Portugal. Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Lisboa, Volume I, 371-376.

Azevedo, M.R.; Aguado, B.V. (2006). *Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro Ibérica*. In: Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, Évora, 107-121.

Barbarin, B. (1990). *Granitoids – main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting*. Geological Journal, 26 (3/4): 227-238.

Bieniawski, Z. T. (1975). *Estimating the Strength of Rock Materials*. Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy, 74 (8), 312-320.

Bloss, B.R.; Bedrosian, P.A. (2015). *Laboratory electrical resistivity analysis of geologic samples from Fort Irwin, California*. *Geology and geophysics applied to groundwater hydrology at Fort Irwin, California*, 104 pp.

Bouchez, J.L. (1997). *Granite is never isotropic: an introduction to ASM studies of granitic rocks*. In: Bouchez, J.L.; Hutton, D.H.W.; Stephens, W.E. *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, 8: 95-112.

Brandão, J.M.; Silva, A.R.; Ribeiro, A. (1978). *Controle estrutural da mineralização do estanho e volfrâmio no antifórma de Chaves-Miranda do Douro (Trás-os-Montes Oriental)*. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 63, 171-178.

Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to geological Terranes*. Blackwell Scientific, 248 pp.

Capdevila, R.; Corretgé, L.; Floor, P. (1973). *Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique*. Bulletin de la Société Géologique de France, 15, 209-228.

Capdevila, R.; Floor, P. (1970). *Les différents types de granites hercynniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne*. Boletín geológico y minero 81 (2-3), 215-225.

Carmo, B.P. (2006). *Os mais belos rios de Portugal*. Edimpresa. Paço de Arcos.

Criss, R.E.; Champion, D.E. (1984). *Magnetic properties of granitic rocks from southern half of Idaho Batholith: influences of hydrothermal alteration and implications for aeromagnetic interpretation*. Journal of Geophysical Research, 89 (B8): 7061-7076.

Daly, L. (1967). *Possibilité d'existence dans les roches de plusieurs anisotropies magnétiques superposes: leur separation*. Comptes Rendus de l'Académie des Science, Paris, 264, 1377–1380.

Deere D.U.; Miller R.P. (1966). *Engineering classification and index properties of rock*. Technical Albuquerque, Air Force Weapons Laboratory, 327 pp.

Deere, D. U. (1968). Geological Considerations, Rock Mechanics in Engineering Practice. In: Stagg, R.G.; Zienkiewicz, D.C. (Eds). New York, 20 pp.

Deere, D.U. (1989). *Rock Quality Designation (RQD) after Twenty Years*. U. S. Army Corps of Engineers Contract Report, Waterways Experiment Station. Vicksburg, 67 pp.

Dias, G. (1987). *Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filonianas de Sn-W (Minho-Portugal)*. Tese de Doutoramento, Universidade Minho. Braga, 304 pp.

Dias, G.; Leterrier, J.; Mendes, A.; Simões, P.P.; Bertrand, J.M. (1998). *U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal)*. Lithos 45, 349-369.

Dias, G.; Noronha, F.; Almeida, A.; Simões, P.P.; Martins, H.C.B.; Ferreira, N. (2010). *Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-varisco (NW de Portugal): síntese e interferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica*. Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História. Associação Portuguesa de Geólogos/Sociedade Geológica de Portugal, Vol. I, 143-160.

Dias, G.; Simões, P.; Ferreira, N.; Leterrier, J. (2002). *Mantle and crustal sources in the genesis of late Hercynian granitoids (NW Portugal): geochemical and Sr-Nd constraints*. *Gondwana Research* 5/2, 287-305.

Dias, G.T. (2001). *Fontes de granitóides hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd)*. In: Neiva, A.M.R. (Eds). *Geoquímica e Petrogénese de Rochas Granitóides*, Academia de Ciências de Lisboa, 121-143.

Dias, R. (1994). *Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro Ibérica: a importância para a compreensão da génese do arco Ibero-Armoricano*. Tese de doutoramento. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 278 pp.

Didier, J. (1991). *The various types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France*. In: Didier, J.; Barbarin, B. (Eds.). *Enclaves and granite petrology*. *Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, 47-61.

Didier, J.; Barbarin, B. (1991). *The different types of enclaves in granites – Nomenclature*. In: Didier, J.; Barbarin, B. (Eds.). *Enclaves and granite petrology*. *Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, 19-23.

Dubois, J.; Diament, M.; Cogné, J.P. (2011). *Géophysique – Cours et exercices corrigés*. Dunod, France, 4<sup>a</sup> Edição, 256 pp.

Ferreira, N.; Iglesias Ponce de León, M.; Noronha, F.; Ribeiro, A.; Ribeiro, M.L. (1987). *Granitóides da Zona Centro Ibérica e o seu enquadramento geodinâmico*. In: Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M. e Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.) *Geologia de los Granitoides e Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51.

Franklin, J. A.; Broch, E.; Walton, G. (1971). *Logging the mechanical character of rock*. *Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy: Section A*, 80, A1-A9 pp.

Gleizes, G.L.; Nedelec, A.; Bouchez, J.L.; Autran, A.; Rochette, P. (1993). *Magnetic susceptibility of the Mount-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterisation and regional mapping of zone granite plutons*. *Journal of Geophysics Research* 98, 4317–4331.

Gomes, C.R.; Lourenço, A.; Sant’ovaia, H.; Rocha, A. (2014). *Proveniência de materiais nos sistemas a partir das suas propriedades magnéticas: potencialidades e alguns casos de estudo*. In: Dinis, P.A.; Gomes, A.; Monteiro Rodrigues, S. (Eds.). *Proveniência de materiais geológicos: abordagens sobre o Quaternário de Portugal*. Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário. Coimbra, 103-115.

Gonçalves, A. M. V. (2015). *Propriedades magnéticas relacionadas com as alterações hidrotermais associadas a mineralizações de Au intragraníticas*. Tese de mestrado. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto, 190 pp.

González de Vallejo, L.; Ferrer, M. (2011). *Geological Engineering*. Prentice Hall, United Kingdom, London, 678 pp.

González de Vallejo, L.; Ferrer, M.; Outuño, L.; Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Prentice Hall, Espanha, 715 pp.

Hencher, S. R. (1993). *Conference summary. The Engineering Geology of Weak Rock*. Proc. 26th Annual Conference of the Engineering Group of the Geological Society. United Kingdom, 499-504.

Henkel, H. 1976. *Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden*. Pure and Applied Geophysics, 114: 235-249.

Hoek, E. (2007). *Practical Rock Engineering*. Canadá, 341 pp.

Ibarguchi, J.I.G. (1980). *Las vaugneritas de la región de Finiaterre (Galicia NW España). Probables productos de magmas anatócticos residuales*. Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe 1, 21-32.

INAG. (2000). *Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Ave* (disponível online na página [www.ccdrn.pt](http://www.ccdrn.pt)).

Ishihara, S. (1977). *The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks*. Mining Geology 27, 293-305.

Ishihara, S. (1981). *The granitoid series and mineralization*. In: Skinner, B.J. (Eds.). Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume. Lancaster, 458-484.

ISRM (1981). *Basic geotechnical description of rock masses*. International Society of Rock Mechanics, Commission on the Classification of Rocks and Rock Masses. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 18, 85-110.

ISRM Commission on Standardization of Laboratory and Field Test (1979). *Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts 16 (2), 143-151.

ISRM Commission on Standardization of Laboratory and Field Test. (1978). *Suggested methods for determining sound velocity*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts 15, 53-58.

ISRM Commission on Standardization of Laboratory and Field Test. (1979). *Suggested methods for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 16, 135–140.

ISRM Commission on Standardization of Laboratory and Field Test. (1985). *Suggested Method for Determining Point Load Test*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts 22, 51-60.

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Publishing, Oxford, 429 pp.

Kretz, R. (1983). *Symbols for rock-forming minerals*. American Mineralogist, 68, 277-279.

Lapointe, P.; Chomyn, B. A.; Morris, W. A.; Coles, R. L. (1984). *Significance of magnetic susceptibility measurements from Lac du Bonnet Batholith, Manitoba, Canada*. Geoexploration, 22, 217-229.

Lapointe, P.; Morris, W. A.; Harding, K.L. (1986). *Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of the degree of rock alteration*. Canadian Journal of Earth Sciences, 23, 393-401.

Loke, M. H. (2004). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo. 128pp.

Mandarano-Filho, L.G.; Bezuti, M.T.; Mazzer, N.; Barbieri, C.H. (2012). *Influência da espessura do osso cortical sobre a velocidade de propagação do ultrassom*. Ata Ortopédica Brasileira. Brasil, 20 (3), 184-190.

Maniar, P. D.; Piccoli, P. M. (1989). *Tectonic discrimination of granitoids*. Geological Society of America, Bulletin, 101 (5): 635-643.

Marcos, A. (1971). *Las deformaciones hercínicas en el occidente de Astúrias; la segunda fase de deformation y su extension en el NW de la Peninsula*. Breviora Geológica Asiúrica. Oviedo, 15 (1), 26 pp.

Marcos, A. (1973). *Las series del Paleozóico inferior y la estrutura her ciniana del occidente de Astúrias (NW de Espana)*. Trabajos de geologia, Oviedo, 53-72.

Martinez, F.J.F. (1974). *Estúdio del area metamórfica y granítica de las arribes del Duero (Província de Salamanca y Zamora)*. Tese, Universidade de Salamanca, Departamento de Petrologia. Salamanca.

Mateus, A.; Noronha, F. (2010). *Sistemas mineralizantes epigenéticos na zona centro-ibérica; expressão da estruturação orogénica meso- a tardi-varisca*. In: Cotelo Neiva,

J.M.; Ribeiro, A.; Victor, M.; Noronha, F.; Ramalho, M. (Eds.). Associação Portuguesa de Geólogos, Sociedade Geológica de Portugal. *Geologia e Recursos Geológicos*, II, 47-61.

Matte, P. (1991). *Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe*. *Tectonophysics*, 196, 309-337.

Matte, P.; Ribeiro, A. (1975). *Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain*. *Académie des Science, Paris, Sciences naturelles*, 280 (25): 2825-2828.

Meerbeke, G.L.E.; Vanj HILGEN, J.D.; Floor, P. (1973). *Preliminary results of the investigation of the central galician schist area (Province of Orense and Pontevedra, NW Spain)*. *Leidse geologische mededelingen*, 33-37.

Montenegro de Andrade, M.; Noronha, F.; Rocha, A. (1986). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 da folha 9-B (Guimarães)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Montenegro de Andrade, M.; Noronha, F.; Rocha, A. (1986). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 da folha 9-B (Guimarães)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Montenegro de Andrade, M.; Sodrê Borges, F.; Noronha, F. (1985). *Livro – Guia das excursões a realizar em Portugal – Excursão geológica na região entre Douro e Minho*. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 35 pp.

Mooney, H.M.; Bleifuss, R. (1953). *Magnetic susceptibility measurements in Minnesota, part II, analysis of field results*. *Geophysics*, 18, 383-393.

Nogueira, P. (1997). *Ação dos paleofluidos mineralizantes em Au, Ag e As e a sua migração nas regiões auríferas de N de Portugal*. Tese de doutoramento. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto. 220 pp.

Noronha, F. (1983). *Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha*. Tese de doutoramento. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto. 477 pp.

Noronha, F.; Ramos, J. M. F.; Rebelo, J. A.; Ribeiro, A.; Ribeiro, M.J. (1981). *Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes des les Nord-Oues péninsulaire*. *Leidse geologische mededelingen*, 52 (1), 87-91.

Noronha, F.; Ribeiro, M.A.; Almeida, A.; Dória, A.; Guedes, A.; Lima, A.; Martins, H. C.; Sant'Ovaia, H.; Nogueira, P.; Martins, T.; Ramos, R.; Vieira, R. (2006). *Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal)*. In: Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kulberg. (Eds.) *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, Évora, 123-138.

Noronha, F.; Saavedra, J. (1975). *Estudo petrológico e tectónico da área tungstífera da Borralha (Norte de Portugal)*. Congresso Ibero-americano, Volume A, 227-246.

Oen, I. (1958). *The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 41, 199 pp.

Oen, I. (1970). *Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal*. Boletín geológico y minero. Espanha 81, 271-298.

Parés, J.M. (2015). *Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks*. *Frontiers Earth Science* 3 (4), 13 pp.

Parry, G. R. (1971). *The Magnetic Anisotropy of Some Deformed Rocks*. Unpublished Ph.D. thesis, University of Birmingham.

Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. (1984). *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *Journal of petrology*, 25 (4): 956-983.

Pereira, E. (1989). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000 - folha 1*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Pinto, M.; Casquet, C.; Ibarrola, E.; Corretgé, L.; Portugal Ferreira, M. (1987). *Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico*. In: Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M. e Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.). *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 69-86.

Pitcher, W. S. (1993). *The Nature and Origin of Granite*. Glasgow and London (Blackie Academic and Professional), 321 pp.

Pitcher, W.S. (1983). *Granite Type and Tectonic Environment*. In: Hsu, K. (Eds.). *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, 19-40.

Pitcher, W.S. (1987). *Granites and yet more granites forty years on*. *Stuttgart. Geologische Rundschau*, 76 (1): 51-79.

Priem, H.; Boelrijk, N.; Verschure, R.; Hebeda, E.; Verdurmen, E. (1970). *Dating events of acid plutonism through the Palaeozoic of the western Iberian Peninsula*. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 63/1, 255-274.

Queiroz, J.P.C.; Caranassios, A. (2013). *Petrografia microscópica e caraterização de rochas ornamentais*. I Jornada do Programa de Capacitação Interna – CETEM, 8 pp.

Ramos, J.M.F.; Oliveira, J.M.S. (1975). *Aplicação de métodos conjugados de prospecção geológicas e geoquímicas no estudo da área scheelítica de Freixo de Numão (Vila Nova de Foz Coa) no Norte de Portugal*. Congresso Ibero-americano. Argentina, Volume 5, 255-279.

Ribeiro, A. (1968). *Controle estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio em Trás-os-Montes oriental*. Boletim de Minas, 5, 306-307.

Ribeiro, A. (1970). *Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes)*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 115-138.

Ribeiro, A. (1974). *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental*. Tese de doutoramento. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 168pp.

Ribeiro, A. (2002). *Soft Plate and Impact Tectonics*. Springer, Berlin, 330 pp.

Ribeiro, A. (2011). *Evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução*. In: Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J.C. (Eds). *Geologia de Portugal. Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Lisboa, Volume I, 7-10.

Ribeiro, A.; Antunes, M.; Ferreira, M.; Rocha, R.; Soares, A.; Zbyszewski, G.; Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. (1979). *Introduction à la Géologie du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 pp.

Ribeiro, A.; Conde, L.; Monteiro, J. (1972). *Carta tectónica de Portugal*. Escala: 1: 1 000 000. Serviços Geológicos de Portugal.

Ribeiro, A.; Iglésias, M.; Ribeiro, M.L.; Pereira, E. (1983). *Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques*. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 69 (2): 291-293.

Ribeiro, A.; Munhá, J.; Dias, R.; Mateus, A.; Pereira, E.; Ribeiro, M.L.; Fonseca, P.; Araújo, A.; Oliveira, J.T.; Romão, J.; Chaminé, H.; Coke, C.; Pedro, J.C. (2007). *Geodynamic Evolution of the SW Europe Variscides*. Tectonics, 26, 24 pp.

Ribeiro, A.; Pereira, E. (1982). *Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio*. Geonovas, 1, 23-31.

Ribeiro, A.; Pereira, E.; Rodrigues, J. (2006). *Tectónica*. In: Pereira, E. (Eds.). *Carta Geológica de Portugal, Notícia explicativa da folha 2*, Publicado IGM/INETI, Lisboa, 69-76 pp.

Ribeiro, A.; Pereira, E.; Severo, L. (1980). *Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 66: 3-9.

Ribeiro, A.; Sanderson, D. (1996). *SW-Iberia – Transpressional Orogeny in the Variscides*. In: Gee, D.G.; Zeyen, H.J. (Eds). Europrobe – Lithosphere dynamics. Origin and evolution of continents. Uppsala University, 138 pp.

Ribeiro, A.; Silva, J. (1997). *Portugal Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*. In: Moores, E.; Fairbridge, R. (Eds), Chapman and Hall, London, 611-618.

Ribeiro, M. L. (1978). *Algumas observações sobre o metamorfismo na região de Tourém (N de Portugal)*. Comunicação dos Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 151-169.

Ribeiro, M. L. (2001). *Modelos de implantação dos granitos variscos portugueses*. In: Neiva, A. M. R. (Eds.). Geoquímica e Petrogénese de Rochas Granitoides, Memórias da Academia de Ciências. Lisboa, 33-52.

Rocha, M. (1977). *Alguns problemas relativos à Mecânica das Rochas dos materiais de baixa resistência*. Memória nº 491, LNEC. Lisboa, 25 pp.

Rocha, M. (1981). *Mecânica das rochas*. LNEC. Lisboa, 436 pp.

Sabatier, H. (1980). *Vaugnérites et granites: une association particulière de roches preennes acides et basiques*. Paris. Boletim Mineiro 103, 507-522.

Sant'Ovaia, H. (2000). *O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar: estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação*. Universidade do Porto. Tese de doutoramento, 314 p.

Sant'ovaia, H.; Martins, H. C. B.; Noronha, F. (2003). *Estudo petro-estrutural do maciço pós-tectónico de Águas Frias (Chaves). Resultados preliminares*. VI Congresso Nacional de Geologia. Faculdade de Ciências e Tecnologias de Lisboa. Volume V, 57 pp.

Sant'Ovaia, H.; Noronha, F. (2005). *Classificação de granitos hercínicos portugueses com base nas suas características petrofísicas*. Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe 30, 75-86.

Sant'Ovaia, H.; Bouchez, J.L.; Noronha, F.; Leblanc, D.; Vigneresse, J.L. (2000). *Composite-laccolith emplacement of the posttectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): A combined AMS and gravity study*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 91 (1-2), 123-137.

Schermerhorn, L. (1956). *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul – Sátão region (northern Portugal)*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 37, 617 pp.

Siivola, J.; Schmid, R. (2007). *A systematic nomenclature for metamorphic rocks: List of Mineral Abbreviations*. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks.

Singh, Y. (2013). *Electrical resistivity measurements: a review*. International Conference on Ceramics, Bikaner, India. International Journal of Modern Physics: Conference Series: 22, 745–756.

Sousa, M. B. (1971). *Petrografia e petrologia das rochas metamórficas modificadas pelos plutonitos pós-tectónicos de Valpaços e de Sá*. Porto, 21, 5579 pp.

Streckeisen, A. (1976). *To each plutonic rock its proper name*. Earth Science Reviews, Volume 12, 1-33.

Streckeisen, A. (1979). *Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Geology, Volume 7, 331-335.

Streckeisen, A. L. (1967). *Classification and nomenclature of igneous rocks*. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 107, 144-240.

Streckeisen, A. L.; Le Maitre, R. W. (1979). *A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks*. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 136, 169-206.

Tarling, D. H.; Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London. Magnetite-series and Ilmenite-series. 217 pp.

Thompson, R.; Oldfield, F. (1986). *Environmental Magnetism*. London, 220 pp.

Velho, J. L. (2009). *Mineralogia Ótica – Iniciação ao Microscópio Petrográfico*. Universidade de Aveiro, Portugal, 154 pp.

Veloso, M. L. (1994). *Estudo petrográfico e químico-mineralógico de encraves microgranulares máficos associados a granitos biotíticos tardi-hercínicos da região de Braga-Vieira do Minho*. Tese de Mestrado em Educação especialização em Ensino de Biologia e Geologia. Universidade do Minho, Braga, 181 p.

Vera, J. A. (2004). *Geologia de Espana*. SGE – IGME, Madrid, 890 pp.

Villaseca, C.; Barbero, L.; Rogers, G. (1998). *Crustal origin of hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints*. Lithos 43, 55-79.

# **ANEXO**

*Log das sondagens*

		<b>Sondagens do Granito de Guimarães</b>		SONDAGEM <b>S1</b>
LOCAL: <b>Campelos, Guimarães</b>		PROCESSO: <b>Rotação T2 - 86 mm</b>		
EXECUÇÃO:		COORDENADAS	PROFUNDIDADE (m): <b>4,5</b>	
EQUIPAMENTO:		M:	INCLINAÇÃO: <b>Vertical</b>	
TIPO DE SONDAGEM: <b>Perfuração: rotação T2 - 86 mm</b>		P:	COTA RELATIVA DA BOCA: <b>114,23</b>	
		Az:	COTA RELATIVA DO FUNDO:	

PROFUNDIDADE (m)	FURAÇÃO	NÍVEL DA ÁGUA	COLUNA LITOLÓGICA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA NATUREZA DO TERRENO	ALTERAÇÃO	FRACTURAÇÃO	AMOSTRAGEM	ENSAIOS SPT	
								RECUPERAÇÃO (%)	ENSAIOS SPT
0,0				Solo com cobertura vegetal, de matriz areno-siltosa e com cor de castanho escuro a negro.				15%	
2,0	Trado oco			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, com tons esbranquiçados a amarelados e pouco alterado.	W3	F4		100%	
4,0					W3	F4		55%	
								100%	
								71%	
								100%	
								97%	
				<b>Fim da sondagem (4,5 metros)</b>			<b>S1</b>		
6,0									
8,0									
10,0									
12,0									
14,0									

**OBSERVAÇÕES:** Foi retirada uma amostra aos 4,5 metros de profundidade da qual se obteve dois provetes (S1) denominados por 1a e 1b.



**Figura A.1** – Fotografia do testemunho da sondagem S1 (Caixa 1: 0,0 a 4,5 metros).

		<b>Sondagens do Granito de Guimarães</b>		SONDAGEM <b>S2</b>
LOCAL: <b>Campelos, Guimarães</b>		PROCESSO: <b>Rotação T2 - 86 mm</b>		
EXECUÇÃO:		COORDENADAS	PROFUNDIDADE (m):	<b>10,00</b>
EQUIPAMENTO:		M:	INCLINAÇÃO:	<b>Vertical</b>
TIPO DE SONDAGEM:	<b>Trado oco 200 mm e T2 - 86 mm</b>	P:	COTA RELATIVA DA BOCA:	<b>119,73</b>
		Az:	COTA RELATIVA DO FUNDO:	

PROFUNDIDADE (m)	FURAÇÃO	NÍVEL DA ÁGUA	COLUNA LITOLÓGICA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA NATUREZA DO TERRENO	ALTERAÇÃO	FRACTURAÇÃO	AMOSTRAGEM	ENSAIOS SPT	
								RECUPERAÇÃO (%)	Nº PANCADAS / PENETRAÇÃO (cm)
0,0	Trado oco			Solo com cobertura vegetal, com tons de castanho escuro a negro.					
2,0				Solo residual granítico acastanhado, areno-siltoso.					2 10
4,0	T2 - 86 mm			Granito decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso com tons de amarelo a esbranquiçado.	W5				4 26
5,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelado a esbranquiçado, muito alterado e parcialmente friável.	W4	F4-5		78%	20 60
6,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelado a esbranquiçado, medianamente alterado a muito alterado.	W3-4	F4		11%	
7,0						F5		83%	
8,0								53%	
9,0					Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelado a esbranquiçado, medianamente alterado.	W3	F3-4		57%
10,0				Granito porfiróide de grão grosseiro, pouco a medianamente alterado.				29%	
				Granito porfiróide de grão grosseiro, com fenocristais grandes e pouco alterado.	W2-3	F3	S2	100%	
				<b>Fim da sondagem (10 metros)</b>				73%	
12,0								94%	
14,0									

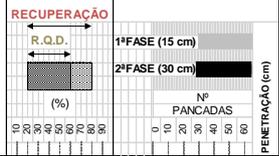
**OBSERVAÇÕES:** Foi retirado uma amostra aos 9 metros de profundidade para se obter dois provetes (S2) denominados de 2a e 2b.



**Figura A.2** – Fotografia do testemunho da sondagem S2 (Caixa 1: 0,0 a 10,0 metros).

		<b>Sondagens do Granito de Guimarães</b>		SONDAGEM <b>S4</b>
LOCAL: <b>Campelos, Guimarães</b>		PROCESSO: <b>Rotação T2 - 86 mm</b>		
EXECUÇÃO:		COORDENADAS:	PROFUNDIDADE (m): <b>6,0</b>	
EQUIPAMENTO:		M:	INCLINAÇÃO: <b>Vertical</b>	
TIPO DE SONDAGEM: <b>Trado oco 200 mm e T2 - 86 mm</b>		P:	COTA RELATIVA DA BOCA: <b>113,16</b>	
		Az:	COTA RELATIVA DO FUNDO:	

PROFUNDIDADE (m)	FURAÇÃO	NÍVEL DA ÁGUA	COLUNA LITOLÓGICA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA NATUREZA DO TERRENO	ALTERAÇÃO	FRACTURAÇÃO	AMOSTRAGEM	ENSAIOS SPT
0,0 - 2,0	Trado oco			Aterro heterógeneo de cor negra, com contaminação orgânica e pequenos fragmentos rochosos.				
2,0 - 4,0	T2 - 86 mm			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5	F3		88%
4,0 - 6,0	T2 - 86 mm			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, pouco a medianamente alterado.	W2-3	F4		100%, 97%, 96%
6,0 - 14,0				Fim da sondagem (6 metros)		F2		100%



**OBSERVAÇÕES:** Foi retirado uma amostra aos 4,8 metros de profundidade a fim de obter dois provetes (S4) denominados 4a e 4b.



**Figura A.3** – Fotografia do testemunho da sondagem S4 (Caixa 1: 0,0 a 6,0 metros).

		<b>Sondagens do Granito de Guimarães</b>		SONDAGEM <b>S5</b>
LOCAL: <b>Campelos, Guimarães</b>		PROCESSO: <b>Rotação T2 - 86 mm</b>		
EXECUÇÃO:		COORDENADAS	PROFUNDIDADE (m):	<b>11,5</b>
EQUIPAMENTO:		M:	INCLINAÇÃO:	<b>Vertical</b>
TIPO DE SONDAGEM:	<b>Trado oco 200 mm e T2 - 86 mm</b>	P:	COTA RELATIVA DA BOCA:	<b>120,55</b>
		Az:	COTA RELATIVA DO FUNDO:	

PROFUNDIDADE (m)	FURAÇÃO	NÍVEL DA ÁGUA	COLUNA LITOLÓGICA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA NATUREZA DO TERRENO	ALTERAÇÃO	FRACTURAÇÃO	AMOSTRAGEM	ENSAIOS SPT	
								RECUPERAÇÃO (%)	PENETRAÇÃO (cm)
0,0 - 2,0	Trado oco			Aterro heterogêneo de cor negra, com contaminação orgânica e pequenos fragmentos rochosos.				1ª FASE (15 cm)	
2,0 - 4,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5			2ª FASE (30 cm)	
4,0 - 6,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, medianamente alterado.	W3	F3		43%	60
6,0 - 8,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5	F4	S5	41%	
8,0 - 10,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5	F4		72%	
10,0 - 12,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, medianamente alterado.	W3	F3		48%	
12,0 - 14,0				<b>Fim da sondagem (11,5 metros)</b>				37%	
								25%	
								76%	5
								31%	60

**OBSERVAÇÕES:** Foi retirada uma amostra aos 7,5 metros de profundidade com o intuito de obter dois provetes (S5) denominados de 5a e 5b.



**Figura A.4** – Fotografia do testemunho da sondagem S5 (Caixa 1: 0,0 a 6,0 metros).

		<b>Sondagens do Granito de Guimarães</b>		SONDAGEM <b>S6</b>
LOCAL: <b>Campelos, Guimarães</b>		PROCESSO: <b>Rotação T2 - 86 mm</b>		
EXECUÇÃO:		COORDENADAS	PROFUNDIDADE (m):	<b>12,0</b>
EQUIPAMENTO:		M:	INCLINAÇÃO:	<b>Vertical</b>
TIPO DE SONDAGEM:	<b>Trado oco 200 mm, T2 - 86 mm e T2 - 76 mm</b>	P:	COTA RELATIVA DA BOCA:	<b>122,72</b>
		Az:	COTA RELATIVA DO FUNDO:	

PROFUNDIDADE (m)	FURAÇÃO	NÍVEL DA ÁGUA	COLUNA LITOLÓGICA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA NATUREZA DO TERRENO	ALTERAÇÃO	FRACTURAÇÃO	AMOSTRAGEM	ENSAIOS SPT	
								RECUPERAÇÃO (%)	PENETRAÇÃO (cm)
0,0				Solo com cobertura vegetal, castanho escuro a negro.				1ª FASE (15 cm)	
2,0	Trado oco			Granito biotítico porfiróide decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, com tons de amarelo a esbranquiçado.	W5			2ª FASE (30 cm)	
4,0	T2 - 86 mm			Granito biotítico porfiróide decomposto, amarelo a esbranquiçado, muito alterado e parcialmente friável.	W4	F5		29%	5
6,0	T2 - 86 mm			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, medianamente alterado.	W3	F3-4		100%	60
8,0	T2 - 76 mm			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, pouco a medianamente alterado, com alteração visível nas descontinuidades.	W2-3	F3	S6	93%	
10,0	T2 - 76 mm			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, pouco alterado, com alteração visível nas descontinuidades.	W2	F3-4		47%	
12,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro decomposto.	W5	F5		80%	
				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro amarelado, pouco alterado, com alteração visível nas descontinuidades.	W2	F3		59%	
				<b>Fim da sondagem (12 metros)</b>				100%	
14,0								96%	

**OBSERVAÇÕES:** Foi retirada uma amostra aos 5,5 metros de profundidade para obter dois provetes (S6) denominados de 6a e 6b.



**Figura A.5** – Fotografia do testemunho da sondagem S6 (Caixa 1, 2 e 3: 0,0 a 12,0 metros).

		<b>Sondagens do Granito de Guimarães</b>		SONDAGEM <b>S7</b>
LOCAL: <b>Campelos, Guimarães</b>		PROCESSO: <b>Rotação T2 - 86 mm</b>		
EXECUÇÃO:		COORDENADAS	PROFUNDIDADE (m):	<b>10,5</b>
EQUIPAMENTO:		M:	INCLINAÇÃO:	<b>Vertical</b>
TIPO DE SONDAGEM:	<b>Trado oco 200 mm e T2 - 86 mm</b>	P:	COTA RELATIVA DA BOCA:	<b>120,73</b>
		Az:	COTA RELATIVA DO FUNDO:	

PROFUNDIDADE (m)	FURAÇÃO	NÍVEL DA ÁGUA	COLUNA LITOLÓGICA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA NATUREZA DO TERRENO	ALTERAÇÃO	FRACTURAÇÃO	AMOSTRAGEM	ENSAIOS SPT	
								RECUPERAÇÃO R.Q.D. (%)	1ª FASE (15 cm) 2ª FASE (30 cm) Nº PANCADAS PENETRAÇÃO (cm)
0,0	Trado oco			Solo com cobertura vegetal, castanho escuro a negro.					
2,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5				
4,0	T2 - 86 mm			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, muito alterado e parcialmente friável.	W4	F4-5		25%	60
6,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, medianamente a muito alterado.	W3	F3		6%	19
8,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, medianamente a muito alterado.	W3-4	F4	S7	17%	9
10,0					<b>Fim da sondagem (10,5 metros)</b>			40%	40
12,0							21%	21	
14,0							80%	80	
							31%	31	

**OBSERVAÇÕES:** Foi retirada uma amostra aos 8 metros de profundidade para obter dois provetes (S7) denominados de 7a e 7b.



**Figura A.6** – Fotografia do testemunho da sondagem S7 (Caixa 1: 0,0 a 10,5 metros).

		<b>Sondagens do Granito de Guimarães</b>		SONDAGEM <b>S8</b>
LOCAL: <b>Campelos, Guimarães</b>		PROCESSO: <b>Rotação T2 - 86 mm</b>		
EXECUÇÃO:		COORDENADAS		PROFUNDIDADE (m): <b>12,0</b>
EQUIPAMENTO:		M:		INCLINAÇÃO: <b>Vertical</b>
TIPO DE SONDAGEM: <b>Trado oco 200 mm e T2 - 86 mm</b>		P:		COTA RELATIVA DA BOCA: <b>122,54</b>
		Az:		COTA RELATIVA DO FUNDO:

PROFUNDIDADE (m)	FURAÇÃO	NÍVEL DA ÁGUA	COLUNA LITOLÓGICA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA NATUREZA DO TERRENO	ALTERAÇÃO	FRACTURAÇÃO	AMOSTRAGEM	ENSAIOS SPT		
								RECUPERAÇÃO R.Q.D. (%)	1ª FASE (15 cm) 2ª FASE (30 cm) Nº PANCADAS	PENETRAÇÃO (cm)
				Solo com cobertura vegetal, castanho escuro a negro.						
2,0	Trado oco			Granito biotítico porfiróide decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5				3 13 60	
4,0	T2 - 86 mm			Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, medianamente a muito alterado.	W3-4	F4-5		43% 23% 67% 25% 37% 8%	60	
6,0				Granito biotítico porfiróide decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5	F5				
8,0				Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro, amarelo a esbranquiçado, medianamente a muito alterado.	W3-4	F4-5		71% 30% 23%	7 60	
10,0				Granito biotítico porfiróide decomposto, desagrega-se facilmente num solo areno-siltoso, amarelo a esbranquiçado.	W5	F5		22%		
12,0				<b>Fim da sondagem (12 metros)</b>						11 60
14,0										

**OBSERVAÇÕES:** Foi retirada uma amostra sem apontar a profundidade para obter um provete (S8) denominado de 8.



**Figura A.7** – Fotografia do testemunho da sondagem S8 (Caixa 1 e 2: 0,0 a 12,0 metros).