

**Estudo petrogeoquímico das
rochas filonianas intrusivas
no Complexo Xisto
Grauváquico - Sector de Alto
do Sobrido/Ribeiro da Serra**

Maiara Keller Lautert

Mestrado em Geologia

Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento
do Território

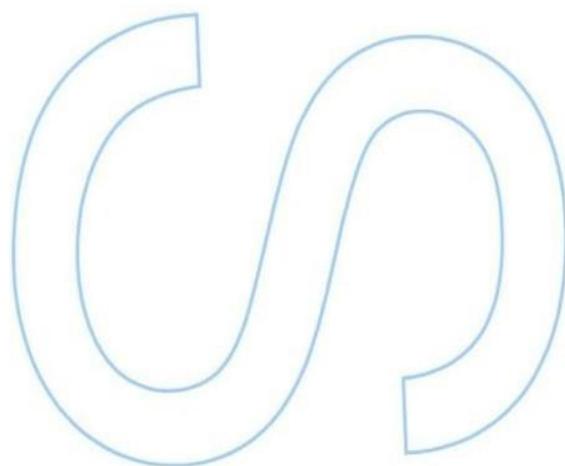
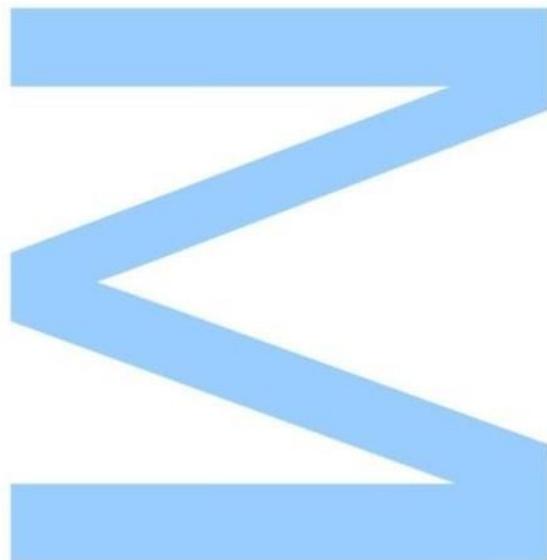
2021

Orientador

Maria dos Anjos Marques Ribeiro, Professora Associada,
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

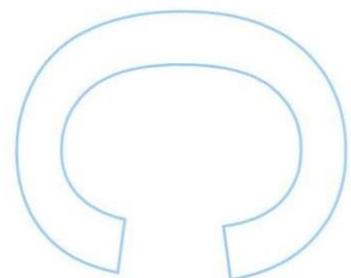
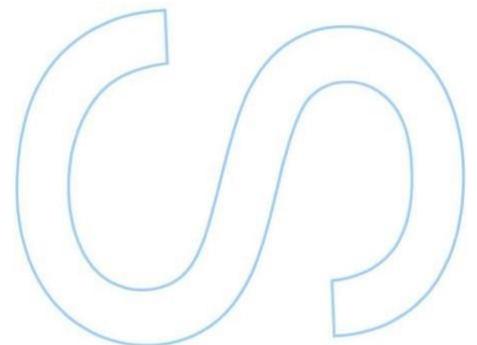
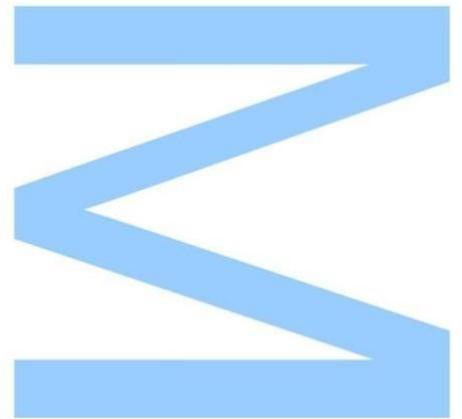
Coorientador

Maria Helena Sant'Ovaia Mendes da Silva, Professora
Associada com Agregação, Faculdade de Ciências da
Universidade do Porto.



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

O Presidente do Júri,
Porto, ____/____/____



Resumo

Ao longo do Complexo Xisto Grauváquico ocorre uma série de intrusões de corpos filonianos máficos que ainda estão pouco descritos e estudados. Estas rochas podem sugerir a existência de corpos máficos / ultramáficos em profundidade que podem ter contribuído para a ocorrência de depósitos de Sb-Au na região de Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra. A partir de diferentes técnicas de trabalho, nomeadamente trabalho de campo, análise petrográfica e em microscópio eletrónico de varrimento (MEV) foram analisadas amostras de rochas filonianas máficas, aflorantes na área, a fim de contribuir com o conhecimento a respeito da sua composição petrográfica, condições de intemperismo e alteração sofridos pelas rochas, distribuição e dimensões dos corpos e, relações com as rochas encaixantes.

Palavras chave: Complexo Xisto Grauváquico, Rochas Filonianas, Doleritos

Abstract

A series of intrusions of mafic phyllonian bodies occur along the Schist-Greywacke Complex, which are still poorly described and studied. These rocks may suggest the existence of deep mafic / ultramafic bodies that may have contributed to the occurrence of Sb-Au deposits in the Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra region. From different work techniques, namely field work, petrographic analysis and scanning electron microscope (SEM) samples of mafic phyllonian rocks, outcropping in the area, were analyzed in order to contribute to the knowledge about their petrographic composition, weathering conditions and alteration suffered by the rocks, distribution and dimensions of bodies and relationships with the enclosing rocks.

Key-words: Schist-Greywacke Complex, Phyllonian Rocks, Dolerites

Índice

1.1 Introdução	1
1.2 Objetivos	1
1.3 Metodologia	2
1.4 Nomenclatura e Definição: Dolerito ou Diabásio	3
2.2 Contexto Geográfico e Geomorfológico	8
2.3 Contexto Geológico-Estrutural	9
2.4 Contexto Geotectônico	12
3.1 Localização e Características das Rochas Filonianas	17
3.2 Petrografia da Rocha Encaixante	26
3.3 Petrografia dos Filões Doleríticos	28
3.4 Petrografia do Filão Quartzo Micáceo	32
3.5 Microscópio Eletrônico de Varrimento	36
4.1 Discussão e Conclusões	39
Referências Bibliográficas	41

Índice de Figuras

Figura 1 - Mapa Geológico da Região Dúrico-Beirão (Adaptado de Couto, 1990 in Neiva et al., 2008).....	7
Figura 2 - Excerto da Carta Militar de Portugal indicando a localização da área de estudo, assinalada pela marcação em vermelho (Extraído e modificado de Casaca & Mota, 1948).....	8
Figura 3 - Excerto da folha 13B da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50000 (adaptado de Medeiros et al., 1964).	9
Figura 4 - Localização dos filões assinalados na área de estudo.....	17
Figura 5 - À esquerda vista de uma parte do afloramento de dolerito, à direita, contacto entre a rocha encaixante (xisto do CXG) e o dolerito.	18
Figura 6 - Afloramento em planta em que ocorre o contacto entre o dolerito e os xistos do CXG.....	19
Figura 7 - Fotografia demonstrando o estado bastante friável em que a rocha se encontra.....	20
Figura 8 - Afloramento de dolerito no corta fogo, onde a rocha está em contacto com intercalações de xistos e quartzitos.	21
Figura 9 - Fotografia das amostras de mão obtidas no local, evidenciando a intensa ferruginização e grau de alteração da rocha.	22
Figura 10 - Característico solo residual dolerítico.....	23
Figura 11 - Afloramento de dolerito em contacto com as rochas do Carbonífero.	23
Figura 12 - Filão quartzo - micáceo que aflora em contacto com alternâncias de xistos e quartzitos. No detalhe, o local de onde foi retirada uma amostra.	25
Figura 13 - Lâminas e respectivos tacos de rocha, correspondentes ao filito encaixante.	26
Figura 14 - Fotografia evidenciando a textura da rocha em A) luz natural e B) luz polarizada; em C) filonete de quartzo e D) lentícula de quartzo; ocorrência de minerais opacos em E) nicóis paralelos e F) nicóis cruzados.....	27
Figura 15 - Fotografia evidenciando a textura da rocha e composição mineralógica, em A) nicóis paralelos e B) nicóis cruzados.....	28
Figura 16 - Lâmina e respectivo taco de rocha, correspondente ao dolerito.	29
Figura 17 - Em A) fotografia de lâmina indicando a ocorrência de pequenas concentrações de plagioclásio; em B) indicando a ocorrência de tremolite-actinolite..	29
Figura 18 - Fotografia de lâmina delgada mostrando a ocorrência de dois tipos de clorite: com clivagem bem marcada em A) nicóis paralelos e em B) nicóis cruzados e associada ao epidoto em C) nicóis paralelos e D) nicóis cruzados.	30
Figura 19 - Em A) ocorrência de quartzo intergranular e B) filonete de quartzo associado à clorite.	31
Figura 20 - Fotografia de lupa dos filonetes de quartzo presentes na amostra, em A) um filonete maior e mais ferruginoso e em B) um filonete menor, composto por quartzo associado a clorite e sem ferruginização.	32
Figura 21 - Foto da lâmina e respectivo taco de rocha da amostra quartzo-micácea. .	33
Figura 22 - Fotografia evidenciando a textura e aspecto geral da rocha, além da composição mineralógica, em A) nicóis paralelos e em B) nicóis cruzados.	34
Figura 23 - Fotografia de lupa mostrando os filonetes de quartzo presentes na rocha.	35

Figura 24 - Fotografia de lâmina mostrando as ocorrências de muscovita em A) B) e C), em D) está registrado o intercrescimento da muscovita e do quartzo.....	36
Figura 25 - Resultados a respeito da composição química da lâmina obtidos com a utilização do MEV.	37
Figura 26 - Mapa geológico proposto por Rui Frutuoso indicando que possivelmente se trate de um único corpo dolerítico (Rui Frutuoso, não publicado).....	39

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

1.2 OBJETIVOS

1.3 METODOLOGIA

1.4 NOMENCLATURA

1.5 TRABALHOS ANTERIORES

1.1 Introdução

O Complexo Xisto Grauváquico (CXG) consiste em uma das unidades geológicas mais importantes e bem descritas da Zona Centro Ibérica, diversos autores e a constante busca por minerais de interesse econômico contribuíram para a solidificação do conhecimento acerca desta, sobretudo na região da Anticlinal de Valongo, no entanto, nem todas as rochas que afloram nessa região estão devidamente classificadas e descritas.

As rochas filonianas que intrudem as rochas metassedimentares do CXG já foram assinaladas, no passado, por alguns autores, mas não tidas como principal objeto de estudo e por isso não se têm muita informação disponível a respeito das mesmas.

Esses filões de rochas máficas localizam-se em zonas de cisalhamento subparalelas à zona de cisalhamento sinistral do Douro e a sua presença pode sugerir a existência de corpos máficos / ultramáficos em profundidade, o que contribuiu para a ocorrência de depósitos de Sb-Au.

Com base no exposto, esse trabalho se justifica no sentido de que visa contribuir com o acervo de informação e conhecimento existente a respeito das rochas filonianas aflorantes no sector de Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra.

1.2 Objetivos

O objetivo geral do trabalho consiste em contribuir para o melhor entendimento das rochas filonianas e sua relação com as rochas encaixantes que ocorrem na área de estudo.

Os objetivos específicos são:

1. Caracterizar as rochas filonianas em termos petrográficos e geoquímicos;
2. Caracterizar as relações estruturais entre as rochas filonianas e suas encaixantes;
3. Analisar o possível papel na ocorrência das mineralizações que ocorrem na área de estudo.

1.3 Metodologia

Este trabalho se desenvolve com base em duas técnicas de investigação, o estudo petrográfico de lâminas delgadas e a obtenção de dados químicos através do uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). No entanto, para que essas técnicas pudessem ser desenvolvidas se fizeram necessários o contínuo estudo bibliográfico e a realização de trabalhos de campo.

Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica é a base para a construção das demais etapas deste trabalho. O estudo bibliográfico foi realizado a partir da revisão de artigos científicos, dissertações de mestrado e teses de doutoramento, livros e mapas que se relacionam com estudos anteriormente realizados, de acordo com o tema do trabalho. Com isto, foi possível a obtenção de um embasamento teórico sobre os conceitos e as técnicas utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho.

Aquisição de dados e amostras em campo

Em campo, foi executado um trabalho de cartografia e mapeamento geológico no decorrer de 4 (quatro) dias durante os meses de maio e junho do corrente ano, onde as rochas filonianas foram identificadas em 7 (sete) pontos na totalidade da área estudada.

Foram adquiridos dados e, quando possível, foram coletadas amostras que mais tarde seriam transformadas em lâminas delgadas para estudo petrográfico.

Estudo Petrográfico

O estudo petrográfico consistiu no principal método utilizado neste trabalho, com o intuito de identificar os minerais presentes nas rochas, como eles ocorrem e quais as suas relações, além de descrever texturas e possíveis estruturas que possam vir a estar presentes.

A partir das amostras obtidas em campo, foram confeccionadas 4 (quatro) lâminas delgadas no laboratório do Departamento de Geologia da

Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Essas lâminas, nomeadamente, são Dol1a e Dol1b referentes à rocha encaixante de uma das rochas filonianas; Dol02 referente a uma rocha dolerítica e, CG 2102 referente a uma rocha quartzo - micácea.

Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

As análises através do MEV envolveram principalmente a obtenção de dados químicos sobre alguns minerais específicos, essas análises foram realizadas no Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (DGAOT) utilizando o Microscópio Eletrónico de Varrimento de alta resolução, com Microanálise de Dispersão de Energia (EDS): JEOL JSM 6301F/Oxford INCA Energy 350. Deste modo, utilizando um MEV/EDS foi possível realizar uma análise semiquantitativa dos elementos presentes na amostra no ponto de incidência do feixe de eletrões.

1.4 Nomenclatura e Definição: Dolerito ou Diabásio

Desde meados de 1970 pesquisadores da área das geociências trabalham no intuito de criar uma classificação única para as rochas ígneas, que venha a homogeneizar as diversas classificações e conceitos existentes. Um dos mais recentes trabalhos a esse respeito é o livro *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms* (1989), editado por R. W. Le Maitre e reeditado em 2003, que consiste na classificação recomendada por uma subcomissão da IUGS (International Union of Geological Sciences) para a sistematização das rochas ígneas.

De acordo com Le Maitre (2003) diabásio é o termo utilizado para rochas de granulação média e composição basáltica, o qual tem sido usado de duas formas distintas. Os britânicos utilizam o termo para alteração, enquanto franceses, alemães e americanos utilizam para uma textura ofítica. A definição original incluía uma textura transicional entre os basaltos e as rochas de granulação grossa.

Ainda, para o mesmo autor, o termo dolerito é utilizado para rochas com tamanho de grão intermediário entre o basalto e o gabro e composta essencialmente por plagioclásio, piroxênio e minerais opacos; frequentemente com textura ofítica.

Ambos os termos, dolerito e diabásio, são considerados sinônimos assim como também podem ser utilizados como sinônimo para microgabro, no entanto, microgabro deve ser preferido em relação aos outros dois (Le Maitre, 2003).

Neste trabalho optou-se por utilizar o termo dolerito, já que é o mais tradicionalmente utilizado em terrenos portugueses e para que não haja divergências na literatura.

1.5 Trabalhos Anteriores

As publicações anteriores sobre o tema não são muito numerosas e tampouco estão disponíveis abertamente, porém, no decorrer dos anos, alguns autores referiram a ocorrência de rochas filonianas na área estudada, Torre de Assunção (1951), Westerweld (1958) e Rabie (1963) são alguns deles.

É importante destacar, os trabalhos do Serviço Geológico de Portugal em 1964, em que são descritas, além das demais, as rochas filonianas. Os autores descrevem os filões doleríticos como quase sempre alterados e com disjunção esferoidal característica, espessuras que variam de 1 a 8 metros e orientação geral N-S, encaixados nos terrenos do CXG ante-ordovícico, muito próximos das antigas explorações de antimónio. Ainda, essas rochas foram descritas pelo professor Torre de Assunção, que os classificou como doleritos intensamente alterados, constituídos essencialmente por feldspatos muito alterados, do domínio labrador, e minerais máficos, que encontram-se muito alterados em anfíbolos e clorites (Medeiros *et al.*, 1964).

Dois sistemas de filões de quartzo foram descritos como ocorrentes na área. O primeiro, um sistema de filões de quartzo leitoso encaixados no CXG, orientados predominantemente na direção E-W e com dimensões muito variáveis, motivo pelo qual nem todos puderam ser cartografados; e um segundo, constituído de filões de ganga quartzosa, geralmente de pequenas dimensões e orientações diversas, encaixados nos terrenos do CXG e do Ordovícico que podem estar mineralizados por antimonite, ouro e galena (Medeiros *et al.*, 1964).

A Professora Dr^a Maria Helena Macedo Couto, em sua Tese de Doutoramento (1993) também refere a ocorrência de corpos doleríticos (referidos como diabásios) na área de interesse, como sendo rochas com alteração meteórica intensa onde ocorrem clorite-vermiculites interestratificadas, quartzo e opacos, entre os opacos foi assinalada ilmenite primária (alterada em leucoxena).

CAPÍTULO 2 – CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 ÁREA DE ESTUDO

2.2 CONTEXTO GEOGRÁFICO E
GEOMORFOLÓGICO

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

2.1 Área de Estudo, região de Alto do Sobrido – Ribeiro da Serra

A área de estudo está contida no distrito mineiro Dúrico-Beirão, situado na região do Baixo-Douro, e que constitui-se em uma faixa de orientação NW-SE com cerca de 90 Km de extensão, compreendida entre a Póvoa de Varzim, a NW, até o maciço granítico de Castro Daire, a sul do Douro (Couto, 1993). Essa faixa está associada a uma mega-estrutura geológica conhecida como Anticlinal de Valongo. Ao longo desta estrutura ocorrem diferentes tipos de mineralizações, onde frequentemente encontram-se ocorrências de ouro e antimônio.

Além das mineralizações auri-antimoníferas, ocorrem também na região mineralizações de chumbo-zinco-prata e estanho-tungstênio (Couto et al., 1990). Existem ainda, segundo Couto (1993), quatro associações paragenéticas consoantes a associação de metais presentes, sendo: Sb-Au, Sn-W e Pb-Zn (Ag) (Figura 1).

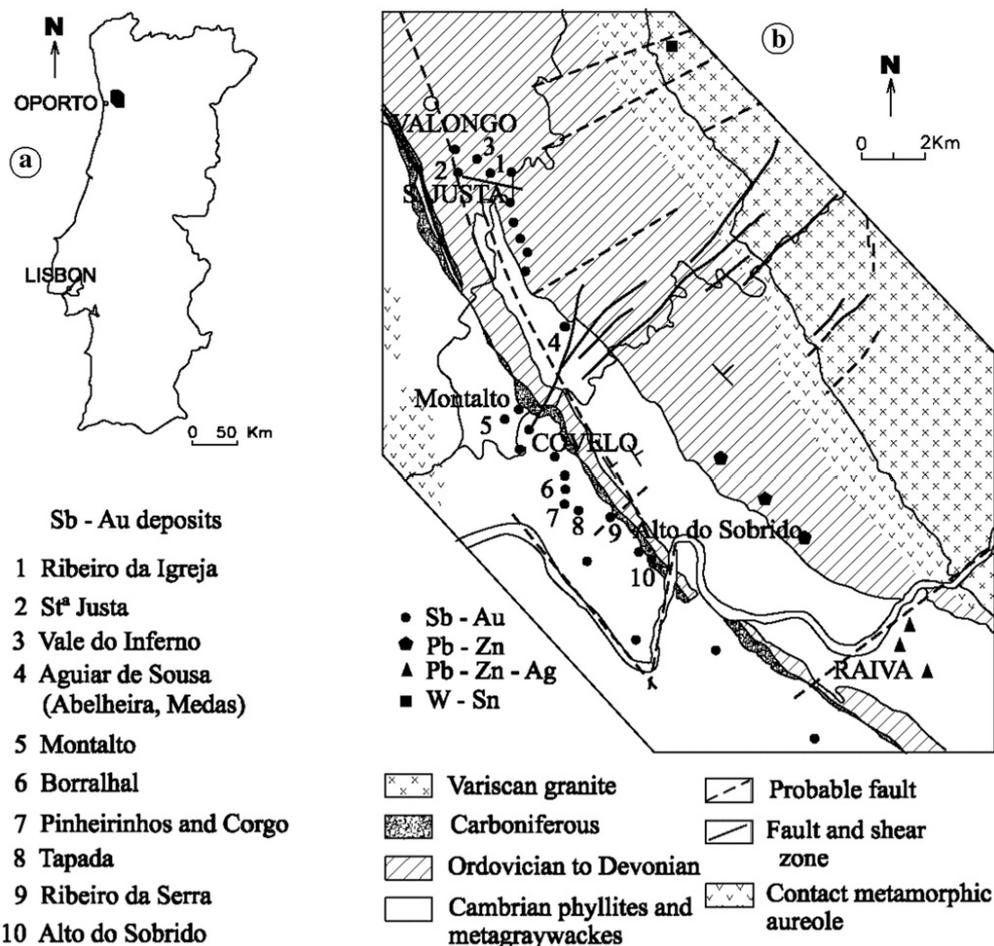


Figura 1 - Mapa Geológico da Região Dúrico-Beirão (Adaptado de Couto, 1990 in Neiva et al., 2008).

2.2 Contexto Geográfico e Geomorfológico

A região de Alto Sobrido e Ribeiro da Serra localiza-se no concelho de Gondomar, distrito do Porto, norte de Portugal e encontra-se abrangida pela folha 134 da carta militar de Portugal à escala 1:25.000 do Instituto Geográfico do Exército (Figura 2). O local de interesse deste estudo está inserido no flanco oeste do Anticlinal de Valongo, a cerca de 1.5 km da margem direita do Douro.

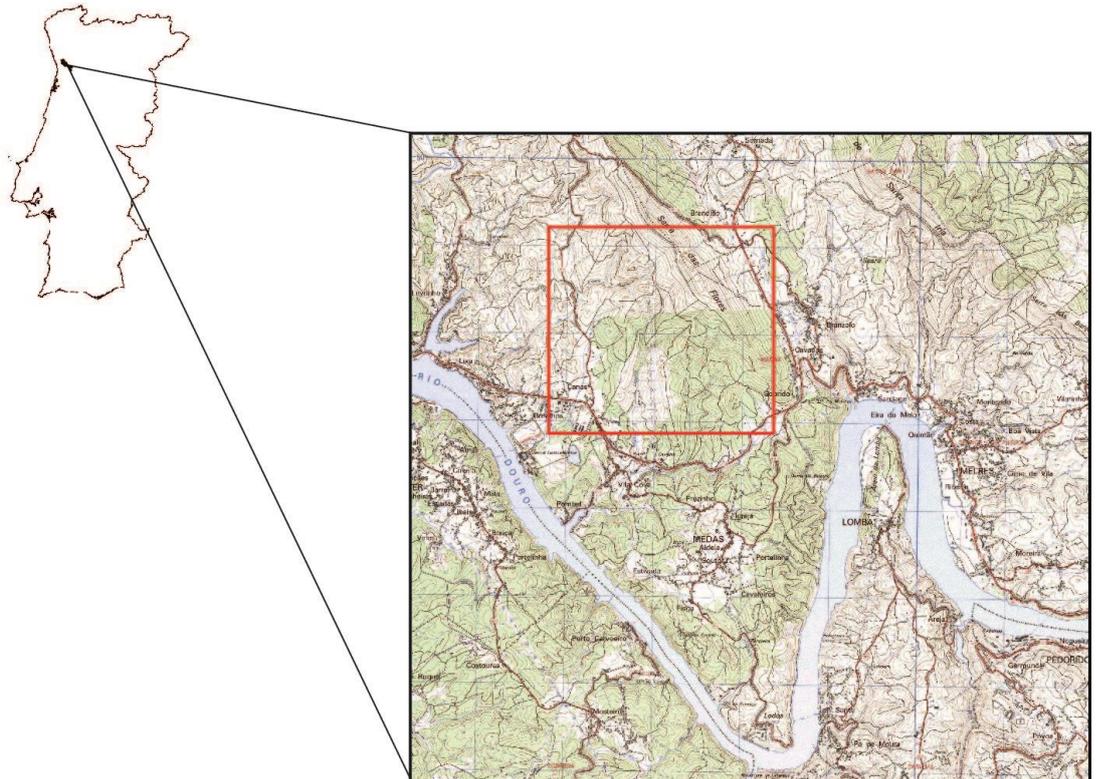


Figura 2 - Excerto da Carta Militar de Portugal indicando a localização da área de estudo, assinalada pela marcação em vermelho (Extraído e modificado de Casaca & Mota, 1948).

Com relação à geomorfologia, a área situa-se na Unidade de Planaltos e Montanhas do NW Peninsular, no Maciço Ibérico (também designado Maciço Hespérico ou Maciço Antigo). O Maciço Ibérico designa o núcleo antigo, Pré-Mesozóico, da Península Ibérica, ocupa cerca de 70% do território de Portugal continental e o relevo é dominado por superfícies de aplainamento mais ou menos dissecadas pela erosão fluvial ou deslocadas pela tectónica cenozoica (Ferreira & Ferreira, 2004).

Os Planaltos e Montanhas do NW Peninsular constituem uma unidade geomorfológica caracterizada pela existência de blocos levantados a cotas diversas, elaborada essencialmente em rochas graníticas hercínicas e em fácies

metassedimentares variadas, com idades situadas entre o Proterozóico Superior e o Devónico. A ação da tectónica e das incisões fluviais esculpiram o terreno que hoje se revela numa paisagem de colinas e vales (Pereira *et al.*, 2014).

2.3 Contexto Geológico-Estrutural

A área de estudo encontra-se abrangida pela folha 13B (Castelo de Paiva) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (Figura 3). O enquadramento geológico teve como base descritiva, a notícia explicativa da folha geológica e alguns trabalhos de Couto 1993; Couto 2013; Couto *et al.*, 2014b e Couto 2016.

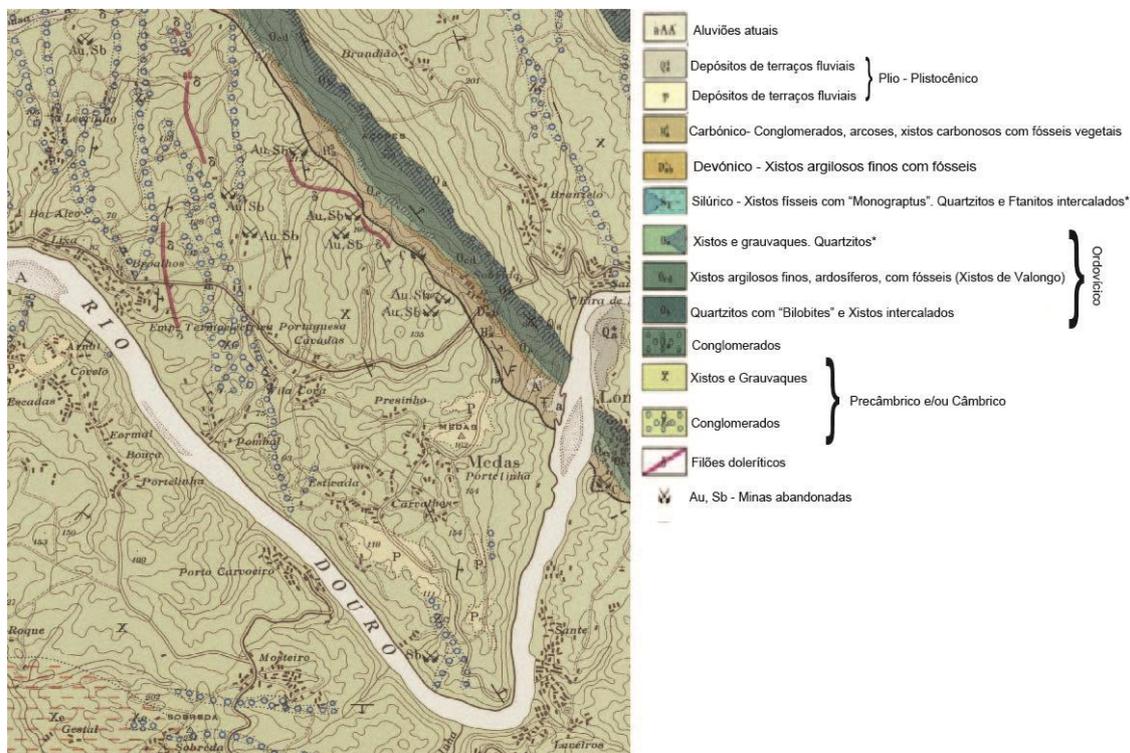


Figura 3 - Excerto da folha 13B da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50000 (adaptado de Medeiros *et al.*, 1964).

Estruturalmente, este local insere-se na Anticlinal de Valongo, que se trata de uma antiforma anticlinal assimétrica, com direção NW-SE, cujo eixo mergulha 5 a 15° para NW, com um plano axial inclinado 60° para NE, estende-se por mais de 90 km em Portugal, entre Esposende e Castro Daire. O flanco normal apresenta uma extensão de 20 km e uma inclinação de 35° para NE, por outro lado, o flanco inverso é muito mais inclinado e prolonga-se 50 km para sul e é aproximadamente sub-vertical (Couto, 1993).

A região é caracterizada pela predominância de unidades metassedimentares do Paleozóico, as quais constituídas por formações cuja idade vai do Ediacárico e/ou Câmbrico ao Carbónico (Couto 1993).

Precâmbrico e/ou Câmbrico (?)

As rochas do Precâmbrico e/ou Câmbrico da região ocorrem no núcleo da Anticlinal de Valongo e a SW do seu flanco inverso e são representadas pelas Formações de Terramonte (na base) e Montalto.

A Formação Terramonte apresenta duas associações litológicas, xistos siliciosos com alternâncias de níveis quartzíticos na base e acima dela, alternâncias de pelitos e vaques queartzíticos com níveis de epiclastitos.

A Formação de Montalto é mais aflorante na área do que a anterior e divide-se em três associações litológicas distintas. Na base apresenta xistos cinzentos e violáceos, grauvaques finos e rochas vulcânicas, na associação intermediária ocorrem xistos de cor bege acinzentada com intercalações de arenitos e níveis de xistos acetinados e, finalmente na associação superior, encontram-se conglomerados com níveis de pelitos e arenitos (Couto 1993; Couto *et al.*, 2014b).

Ordovícico

Ocorre em discordância angular com o Precâmbrico e/ou Câmbrico, está presente nos dois flancos do Anticlinal de Valongo e é representado pelas Formações de Santa Justa, Valongo e Sobrido. Ainda, Couto (2016) descreve a existência de uma sequência vulcano-sedimentar no Ordovícico Inferior, subjacente à Formação de Santa Justa.

A Formação de Santa Justa inicia-se com um conglomerado, essencialmente quartzoso e com possanças muito irregulares, na base, seguido de quartzitos maciços, vulgarmente designados por “Quartzitos Americanos” (Couto *et al.*, 2014b).

A Formação de Valongo é constituída por siltitos rosados que sucessivamente vão passando para siltitos de cor cinza, em sobreposição ocorrem estratos siltitos de cor cinza e xistos do Lanvirniano médio a Landeiliano, materializando a sequência desta formação, que apresenta 300 m de espessura.

Também nestas rochas são observados fósseis, nomeadamente, trilobites, graptólitos, braquiópodes, cistoides, crinóides, gastrópodes, cefalópodes e bivalves (Couto 1993).

A Formação de Sobrido caracteriza-se pela ocorrência de dois membros, o inferior, constituído por quartzitos e um superior que se sobrepõe ao anterior e é constituído na sua maioria por grauvaques ou grés argilosos, apresentando ainda uma sequência diamicítica constituída pelos designados "pelitos com fragmentos" que ocorrem no topo. Na passagem da formação anterior para os quartzitos que iniciam esta formação, existe um horizonte ferruginoso (Couto, 1993).

Silúrico

Ao longo do Anticlinal, o Silúrico ocorre em duas faixas extensas, a ocidental, mais estreita que a oriental. O contacto entre o Silúrico e Ordovícico, ocorre materializado por uma descontinuidade, quase impercetível no campo, podendo ocorrer ocasionalmente níveis ferruginosos associados a esta (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990 in Couto, 1993). Em geral nesta região, o Silúrico é composto por xistos carbonosos e liditos, constituindo a Formação de Xistos Carbonosos e alguns quartzitos integrando os Quartzitos do Bougado (Oliveira *et al.*, 1992 in Couto, 1993).

Devónico

Está muito pouco pronunciado na região, encontra-se restrito a uma faixa estreita e descontínua situada no flanco inverso do Anticlinal de Valongo, está presente a noroeste de Ermesinde, onde é designado por Formação de Telheiras. A formação possui dois membros, sendo o membro inferior constituído por quartzitos com intercalações de filitos e grés negros micáceos e o membro superior, constituído fundamentalmente por argilitos avermelhados ricos em fósseis marinhos (Couto *et al.*, 2013).

Carbónico

As fácies continentais do Carbonífero depositaram-se ao longo do flanco oeste do Anticlinal de Valongo, em bacias limnáticas, fazendo parte da designada Bacia do Douro (Sousa & Wagner 1983 in Couto, 1993).

Do ponto de vista litológico, o Carbonífero é constituído, de ocidente para oriente na base, por formação brechóide, espessa, constituída por elementos provenientes das rochas vizinhas mais antigas sobretudo do complexo Xisto-Grauváquico. Esta brecha, cuja origem pode relacionar-se com depósitos de vertente de bacia primitiva, é conhecida em quase toda a extensão do afloramento Carbónico. Trata-se de uma formação claramente sedimentar e não de brecha de falhas.

2.4 Contexto Geotectónico

O terreno português ao longo de sua evolução geotectónica foi afetado por uma orogenia que influenciou profundamente a estruturação dos terrenos hoje conhecidos, a Orogenia Varisca.

O Ciclo Varisco da ZCI inicia-se com a destruição da Cadeia Cadomiana e abertura, a partir do Câmbrico Inferior, de um sulco intracontinental onde se depositou o Complexo Xisto-Grauváquico (Ferreira *et al.*, 1987).

No final do Câmbrico superior, o regime extensional da litosfera é interrompido por um curto episódio compressivo, designado por Fase Sarda (Ribeiro *et al.*, 1990), esse processo de inversão terá provocado o rejogo das falhas relacionadas com a formação da bacia, que agora tem uma componente de movimentação inversa associada a transpressão direita (Ribeiro *et al.*, 1991). O regime foi responsável pela formação das dobras sardas (Ribeiro, 1984), reactivação da faixa de cisalhamento de Porto-Tomar (Gama Pereira & Macedo, 1983) e da zona de cisalhamento intraplaca Tomar-Badajoz-Córdoba (Lefort & Ribeiro, 1980).

Após este curto episódio compressivo, no Ordovícico Inferior, o regime extensional é retomado, há o desencadeamento de importantes ocorrências de vulcanismo ácido (Ribeiro *et al.*, 1991). No decorrer desse período dá-se a estabilização do Fosso Centro-Ibérico, que se manifesta com carácter de plataforma (Ribeiro, 1984).

De acordo com Ribeiro (1984), no Ordovícico Superior é que se deve ter iniciado a abertura de um oceano varisco (*Rheic* ou algum ramo secundário) que prosseguiu até o Devónico Inferior.

O Devónico Inferior é caracterizado por um processo de *rifting*. Cujas manifestação é um conjunto de bacias *pull-apart*, que definiram, a Norte, às margens do *Rheic* (Badham, 1982). A convergência entre as placas *Laurentia-Baltica* e *Gondwana* (Ribeiro *et al.*, 1983), no Devónico Médio, inicia o fechamento do ramo Norte do *Rheic* e caracteriza-se pela inversão do regime tectónico de extensão, até aí atuante, para um regime tectónico compressivo. Uma importante consequência dessa alteração de regime tectónico foi a subducção da placa oceânica para o interior do arco e o início da formação da *flake tectonics* (Ribeiro, 1984).

No Devónico Superior consuma-se o fecho do ramo Norte do *Rheic*, tendo a colisão continental promovido o empilhamento e deslocamento dos mantos de carreamento do alóctone, induzindo a deformação, em simultâneo, do autóctone (Pereira, 1988).

Findado o processo de evolução da *flake tectonics*, é no Carbónico Inferior que os ramos NE e SW da Cadeia Varisca Ibérica são soldados ao longo da linha de sutura que constitui o contacto entre a ZCI e a Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Ribeiro, 1984). Após o fecho dos oceanos, com a colisão dos blocos e o consequente espessamento crustal, há anatexia (fusão) com geração de magmas e a formação de boa parte dos grandes batólitos graníticos que hoje constituem a ZCI (Dias, 2007).

Na Orogenia Varisca são consideradas a atuação de três fases de deformação, nomeadamente D1, D2 e D3, cada uma delas com características distintas que contribuíram para a estruturação de diferentes zonas geotectónicas.

2.4.1 As Três Fases de Deformação atuantes durante a Orogenia Varisca

Primeira Fase de Deformação (D1)

Os terrenos autóctones da ZCI são essencialmente estruturados sob influência desta fase de deformação (Ribeiro *et al.*, 1999). Durante essa fase de deformação dá-se a geração de dobras NW-SE (maioritariamente), sub-verticais, com grande amplitude numa zona mais central, do qual divergem dois sectores com dobras vergentes para SW (*e.g.*, Serra de Valongo) e NE (*e.g.*, Serra do Marão). D1 implicou a formação de estruturas, na sua grande maioria, dobras sub-verticais, e associadas às quais se forma uma clivagem designada por S1. Aparecem também, associadas a esta fase, zonas de cisalhamento esquerdas subparalelas aos planos axiais (Matte & Ribeiro, 1975).

Segunda Fase de Deformação (D2)

A segunda fase de deformação (D2) ocorre do Devónico superior ao Carbónico superior e sobrepõem-se à fase D1, sendo responsável pela instalação de mantos de carreamento, ou seja, os complexos alóctones do NW Ibérico; este transporte realiza-se através de cisalhamentos. Pode então perceber que todos estes movimentos tectónicos, quer novos, quer a reativação de eventos precedentes, vai em muitos casos alterar/camuflar por completo as estruturas formadas em D1. As estruturas de segunda fase têm uma orientação média principal de NNE-SSW (Pereira, 1988). As dobras D2 estão predominantemente marcadas no alóctone e parautóctone, por isto não são visíveis na ZCI, apresentando acentuada vergência para SE relativamente à fase D1 tendo como característica serem dobras deitadas de flanco inverso curto (Noronha *et al.*, 2013).

Terceira Fase de Deformação (D3)

A terceira fase de deformação (D3) corresponde a uma deformação intracontinental que abrangiu todos os terrenos da ZCI originando dobramentos largos e de pequena amplitude com plano axial vertical e desenvolvimento simultâneo de zonas de cisalhamento dúctil vertical (Noronha *et al.*, 2006). A fase D3 veio reestruturar todas as componentes formadas nas fases anteriores,

formando dobras que, no autóctone, se sobrepõem aos planos de clivagem de primeira fase (S1) implicando crenulações que representam a clivagem originada pela terceira fase de deformação com grande expressão nos terrenos metamórficos da ZCI.

Já num período tardi a pós D3 dá-se a deformação dúctil-frágil e frágil desenvolvendo-se um sistema de fraturas conjugadas, com direção NNE-SSW e o conjugado NNW-SSE (Noronha *et al.*, 2006).

CAPÍTULO 3 - RESULTADOS

3.1 - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS
ROCHAS FILONIANAS

3.2 PETROGRAFIA DA ROCHA ENCAIXANTE

3.3 PETROGRAFIA DAS ROCHAS DOLERÍTICAS

3.4 PETROGRAFIA DAS ROCHAS QUARTZO-
MICÁCEAS

3.5 MICROSCÓPIO ELETRÓNICO DE
VARRIMENTO

3.1 Localização e Características das Rochas Filonianas

De maneira geral, a localização das ocorrências filonianas identificadas em campo coincidem com o que já foi assinalado na Carta Geológica de Portugal (Figura 4). Contudo, em nenhum dos pontos descritos foi possível verificar uma grande continuidade desses corpos.



Figura 4 - Localização dos filões assinalados na área de estudo.

“Filão Dolerítico 1”

O filão dolerítico tem cerca de 1,5 metros de largura e está em contacto com as rochas do CXG, o contacto é paralelo ao S0 da rocha encaixante: N175;90 (Figura 5).

A rocha está bastante alterada, mas com algumas zonas sãs, o que possibilitou a obtenção de amostras selecionando as partes menos alteradas - Amostras Dol1a e Dol1b e Dol2. As duas primeiras, são relativas ao xisto encaixante e a última ao dolerito.



Figura 5 - À esquerda vista de uma parte do afloramento de dolerito, à direita, contacto entre a rocha encaixante (xisto do CXG) e o dolerito.

As amostras da rocha encaixante foram colhidas com orientação, Dol1a está orientada N-S e inclina 90, enquanto que Dol1b está orientada à N170 e inclina 85E.

“Filão Dolerítico 2”

Neste ponto ocorre o contacto claro e bem marcado entre o dolerito e as rochas encaixantes, nomeadamente os xistos do CXG. A orientação da rocha encaixante no contacto varia de N-S à N 160°, apresentando S0 paralela à Sn (Figura 6).

O filão tem uma espessura de cerca de 10 metros e está orientado à N 60°. A rocha está bastante alterada e é possível identificar algumas concreções

ferruginosas. As extremidades do filão apresentam textura bem mais fina do que a observada no centro do corpo.



Figura 6 - Afloramento em planta em que ocorre o contacto entre o dolerito e os xistos do CXG.

“Filão Dolerítico 3”

O dolerito que ocorre neste ponto aflora em um talude e possui cerca de 2 metros. Está muito alterado, não sendo possível obter uma amostra, a rocha está muito friável e se desfaz quando martelada (Figura 7).

Mesmo muito alterada é possível identificar o contacto com os xistos do CXG, paralelo à estratificação do xisto.



Figura 7 - Fotografia demonstrando o estado bastante frível em que a rocha se encontra.

Logo a frente desse ponto, cerca de 15 metros, em um talude, é possível identificar mais uma ocorrência dolerítica em contacto com o xisto, onde as duas rochas estão bastante alteradas, como no ponto anterior. O contacto entre as rochas é paralelo à estratificação do xisto.

“Filão Dolerítico 4”

O filão dolerítico aflora, em um talude no corta fogo, por quase 8 metros, encaixado entre intercalações de filitos e quartzitos, sendo muito difícil determinar o contacto exato do filão com as rochas encaixantes, já que por vezes parece que o filão não é maciço (Figura 8).

O dolerito como em todos os outros afloramentos está muito alterado, por vezes se desfaz quando martelado, contudo, logo acima do afloramento está uma escombreira onde foi possível obter algumas amostras mais sãs da rocha.



Figura 8 - Afloramento de dolerito no corta fogo, onde a rocha está em contacto com intercalações de xistos e quartzitos.

“Filão Dolerítico 5”

O dolerito aflora em planta (no chão), com uma espessura de aproximadamente 4 metros e, está em contacto discordante com bancadas quartzíticas que estão orientadas a N-S e mergulham cerca de 75°E.

Mais uma vez a rocha está muito alterada, sendo possível somente identificar a textura mais grossa e alguma ferruginização associada (Figura 9).



Figura 9 - Fotografia das amostras de mão obtidas no local, evidenciando a intensa ferruginização e grau de alteração da rocha.

“Filão Dolerítico 6”

Neste ponto não encontramos rocha propriamente dita, apenas um solo residual de coloração bem característica, com cerca de 5 metros de espessura (Figura 10).

A zona em torno dessa ocorrência é marcada pela presença dos xistos do CXG orientados à N85 e que mergulham 55NE que estão em contacto com os conglomerados brechóides do Carbonífero.



Figura 10 - Característico solo residual dolerítico.

Figura 10 - Característico solo residual dolerítico.

“Filão Dolerítico 7”

O dolerito aflora em um pequeno talude, cerca de 1,5 metros de exposição e, está em contacto com os conglomerados brechóides do Carbonífero (Figura 11). Assim como nos afloramentos anteriores, a rocha está bastante alterada, não sendo possível obter uma amostra que não se desfaça ao martelar.



Figura 11 - Afloramento de dolerito em contacto com as rochas do Carbonífero.

“Filão de Rocha quartzo - micácea 1”

Ocorre em um talude uma rocha siliciosa que à primeira vista parecia ser um aplito, de coloração clara e textura muito fina, bastante alterada, com cerca de 1,5 metros de espessura.

Esse filão está em contacto com alternâncias de quartzitos e xistos orientados a N130 que mergulham 60NE, o corpo está orientado paralelo à direção das rochas encaixantes (Figura 12).

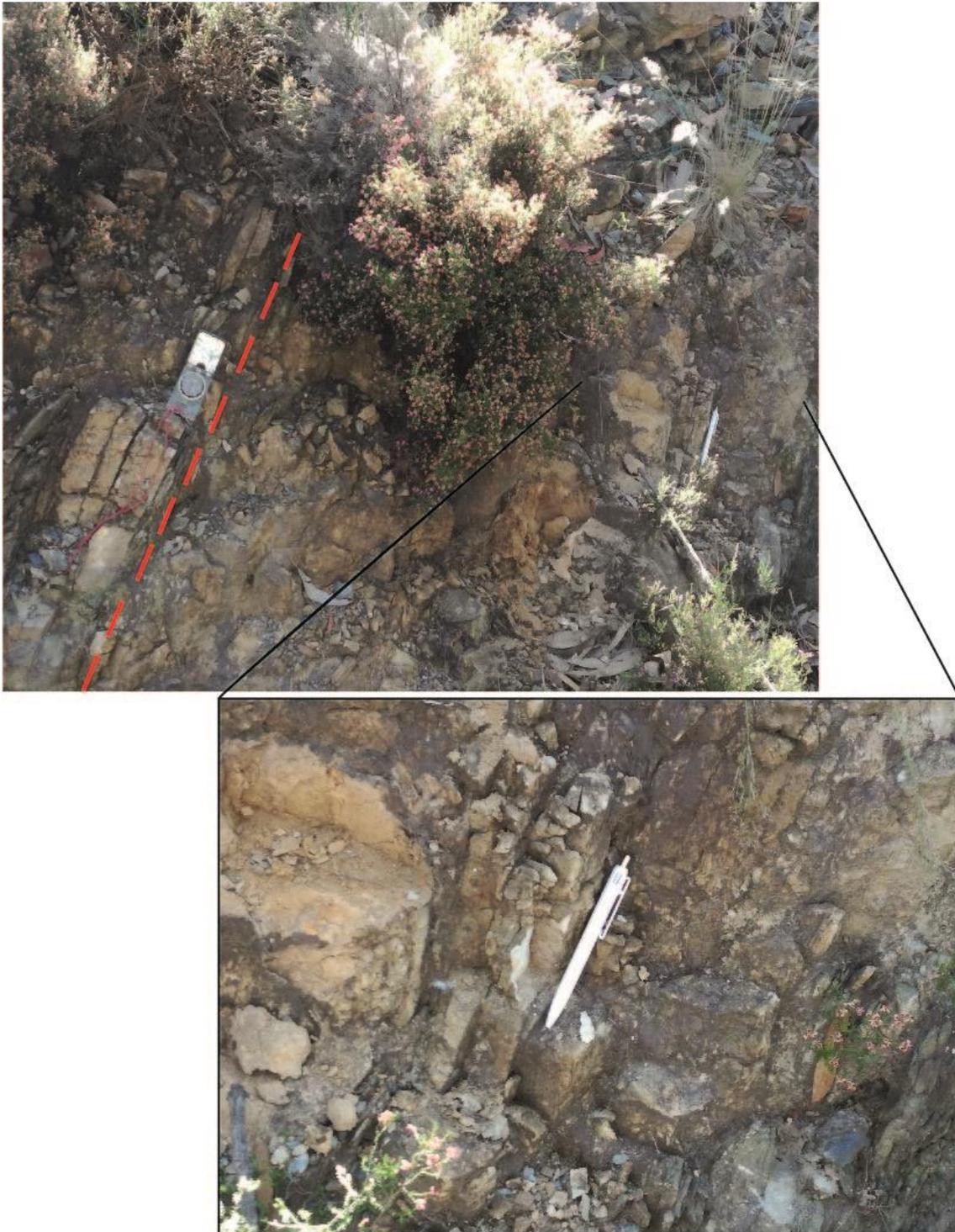


Figura 12 - Filão quartzo - micáceo que aflora em contacto com alternâncias de xistos e quartzitos. No detalhe, o local de onde foi retirada uma amostra.

“Filão de Rocha quartzo - micácea 2”

Muito perto da ocorrência anterior é possível encontrar outro corpo filoniano, com cerca de 2 metros de espessura, a rocha parece ser a mesma, de

coloração clara e textura fina, contudo esta encontra-se mais alterada do que a anterior e cortada por filonetes de quartzo.

3.2 Petrografia da Rocha Encaixante

As lâminas Dol1a e Dol1b (Figura 13) correspondem a um filito de coloração acinzentada com crenulação subhorizontal visível, em que é possível identificar alguns pequenos filonetes de quartzo tanto paralelos quanto secantes à foliação.

A foliação principal está a N170° subvertical E, a lineação sobre a Sn mergulha 10° para N350°. Existe uma pequena variação entre Dol1a e Dol1b, a primeira tem textura ligeiramente mais grosseira, sendo mais semipelítica do que a segunda, que é bastante pelítica.

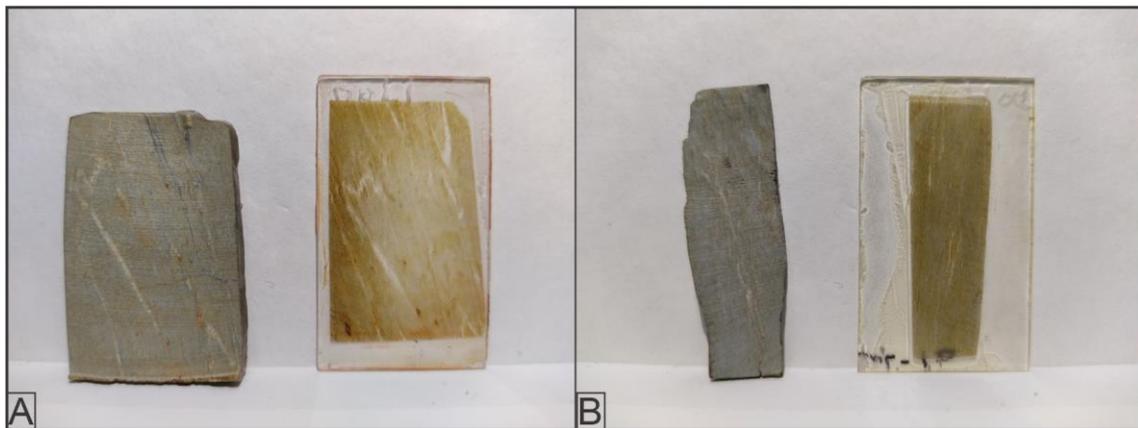


Figura 13 - Lâminas e respectivos tacos de rocha, correspondentes ao filito encaixante.

Lâmina Dol1a

A foliação de crenulação é bastante marcada pelo alinhamento de filossilicatos, muscovita e clorita (Figura 14 A e B). A muscovita é o mineral mais abundante na rocha, seguida da clorita e do quartzo, que ocorre tanto disperso na rocha como na forma de filonetes e lentículas (Figura 14 C e D). Ocorrem ainda, alguns minerais opacos, sulfetos ou óxidos (Figura 14 E e F)

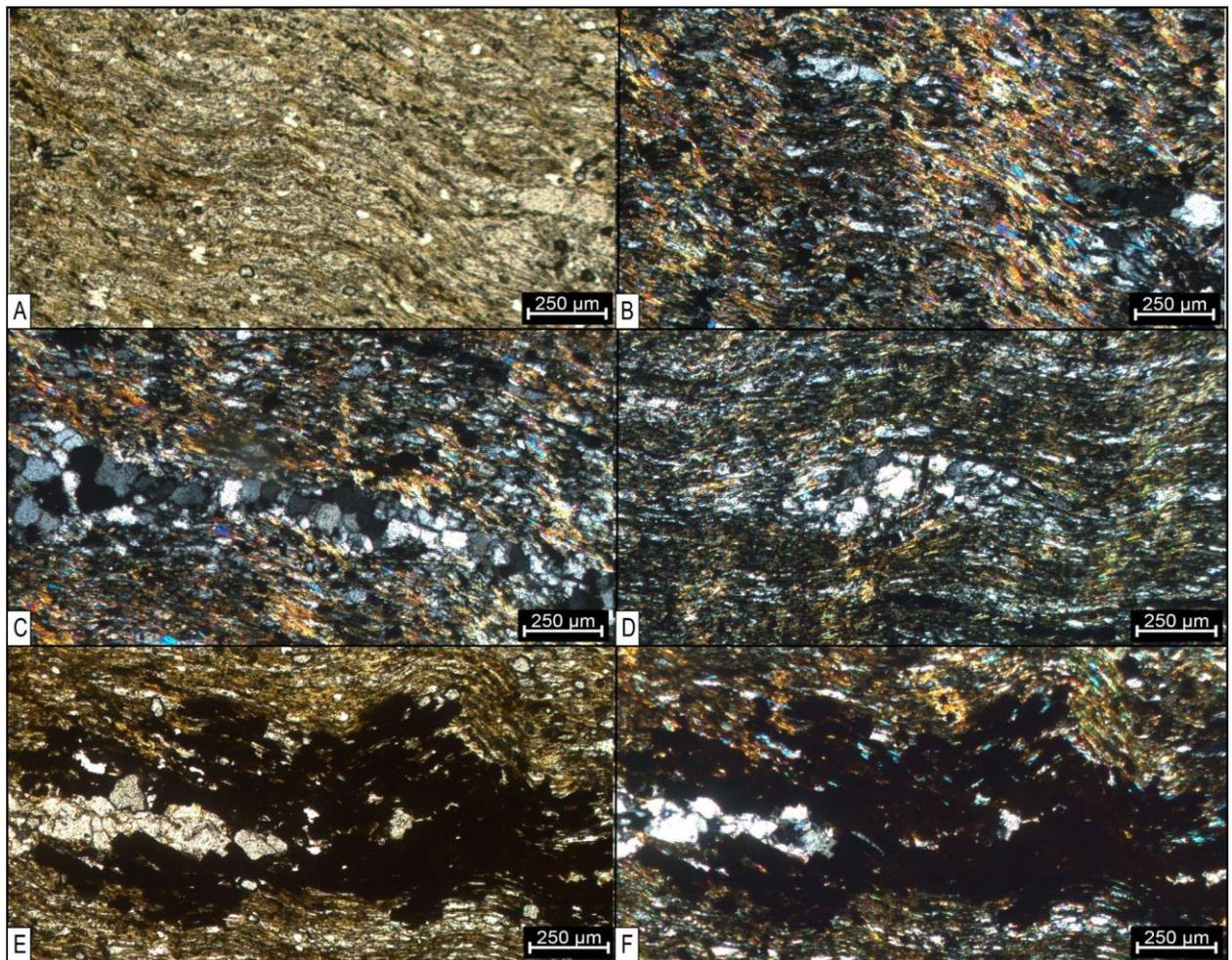


Figura 14 - Fotografia evidenciando a textura da rocha em A) luz natural e B) luz polarizada; em C) filonete de quartzo e D) lentícula de quartzo; ocorrência de minerais opacos em E) nicóis paralelos e F) nicóis cruzados.

Lâmina Dol1b

A rocha é muito pelítica e macácea, composta por muscovita, clorita e quartzo, além de alguns pontos escuros e opacos que podem ser matéria orgânica (Figura 15). Apresenta foliação de crenulação, assim como a lâmina anterior, marcada pelo alinhamento de filossilicatos, muscovita e clorita, no entanto é menos marcada (Figura 15). Nessa lâmina o quartzo ocorre somente na forma de filonetes e lentículas e não disperso na rocha.

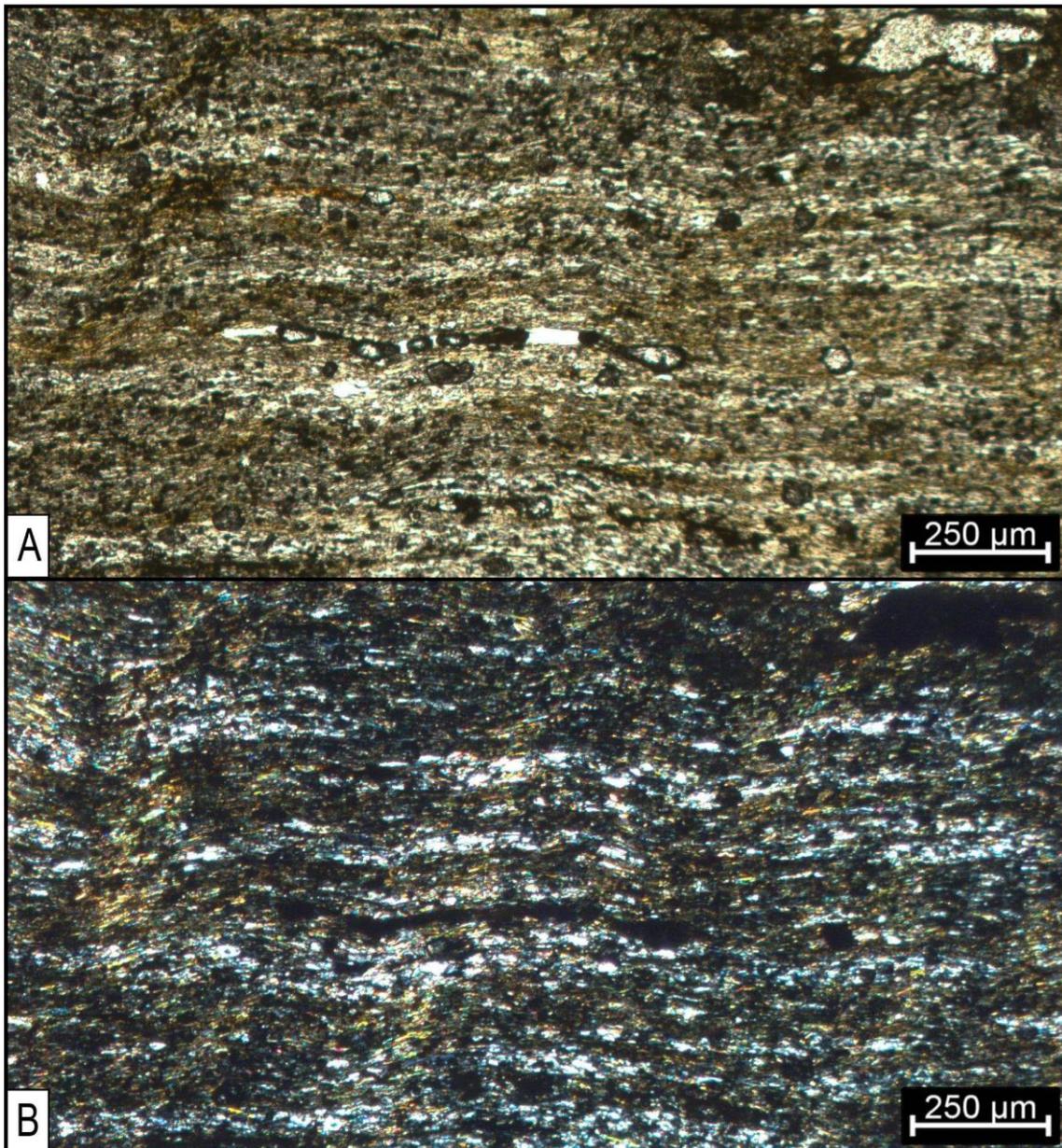


Figura 15 - Fotografia evidenciando a textura da rocha e composição mineralógica, em A) nicóis paralelos e B) nicóis cruzados.

É importante ressaltar que as rochas não parecem ter sofrido efeito térmico e nem blastese.

3.3 Petrografia dos Filões Doleríticos

A lâmina Dol02 é proveniente de um dolerito muito alterado, de coloração cinza e cor de alteração acastanhada, o que pode ser indicativo de que a rocha sofreu alteração supergênica (Figura 16).



Figura 16 - Lâmina e respectivo taco de rocha, correspondente ao dolerito.

Devido ao alto grau de alteração que afeta essas rochas, o estudo petrográfico destacou principalmente a intensa cloritização. A textura ígnea heterogranular com grãos desorientados está mais bem preservada do que a mineralogia em si.

A mineralogia é composta por clorita e quartzo e em menor quantidade epidoto e plagioclásio, sendo que o plagioclásio ocorre em pequenas concentrações (Figura 17 A). Ocorrem ainda alguns minerais em menor percentagem, como tremolite - actinolite (Figura 17 B) e esfena - leucoxena.

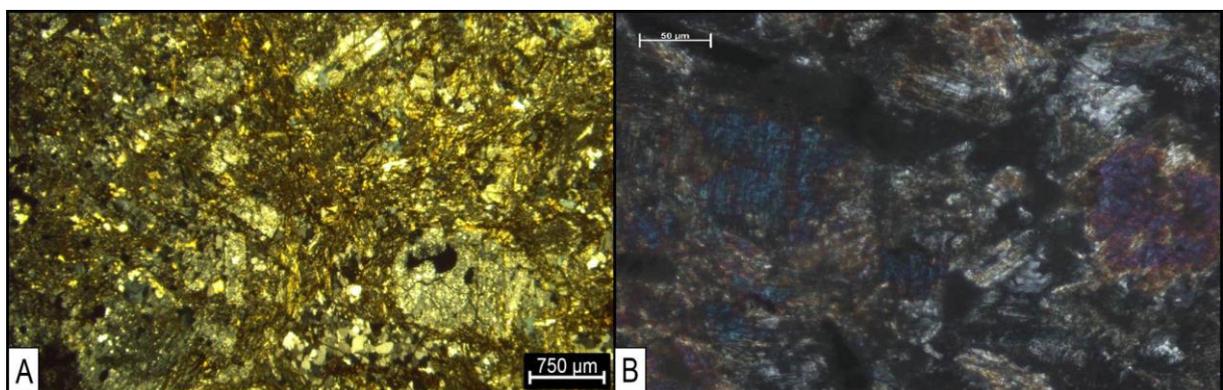


Figura 17 - Em A) fotografia de lâmina indicando a ocorrência de pequenas concentrações de plagioclásio; em B) indicando a ocorrência de tremolite-actinolite.

Na matriz ocorrem dois tipos de clorita, o primeiro, que apresenta clivagem bem marcada e pode ser resultado da alteração da biotita e o segundo, que não apresenta clivagem e está associada ao epidoto (Figura 18).

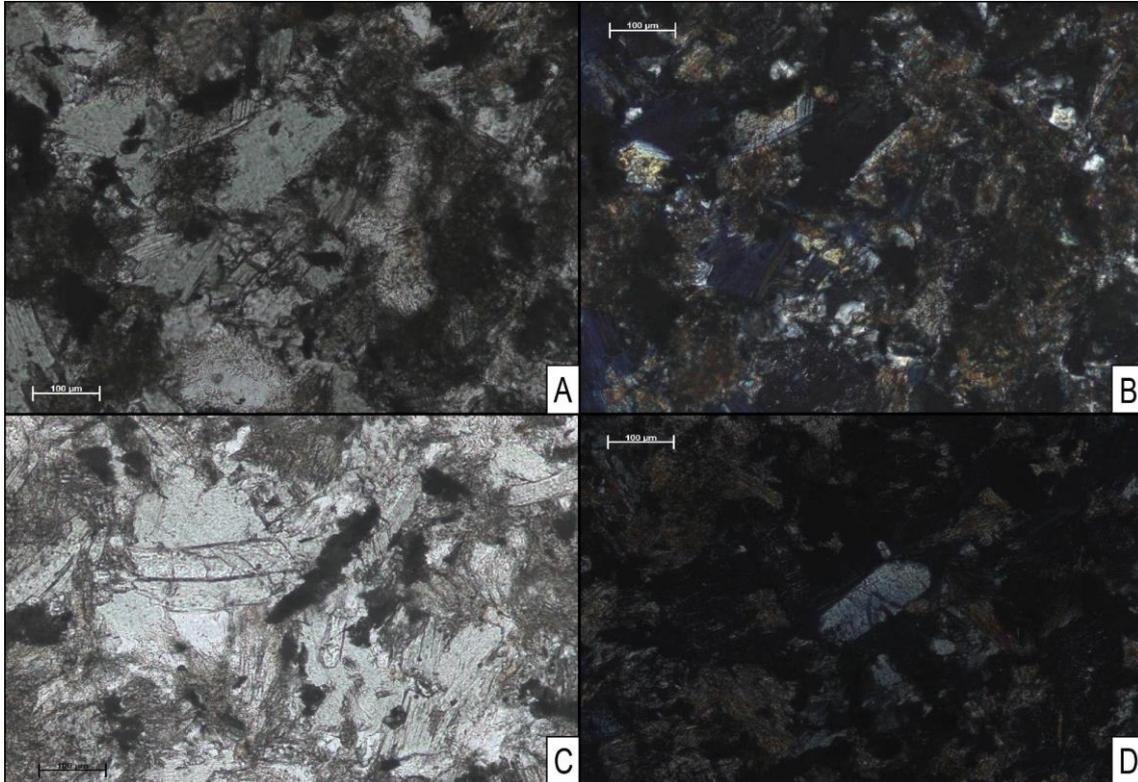


Figura 18 - Fotografia de lâmina delgada mostrando a ocorrência de dois tipos de clorite: com clivagem bem marcada em A) nicóis paralelos e em B) nicóis cruzados e associada ao epidoto em C) nicóis paralelos e D) nicóis cruzados.

O quartzo ocorre de forma intergranular e em filonetes, no último caso, associado à clorita hidrotermal (Figura 19).

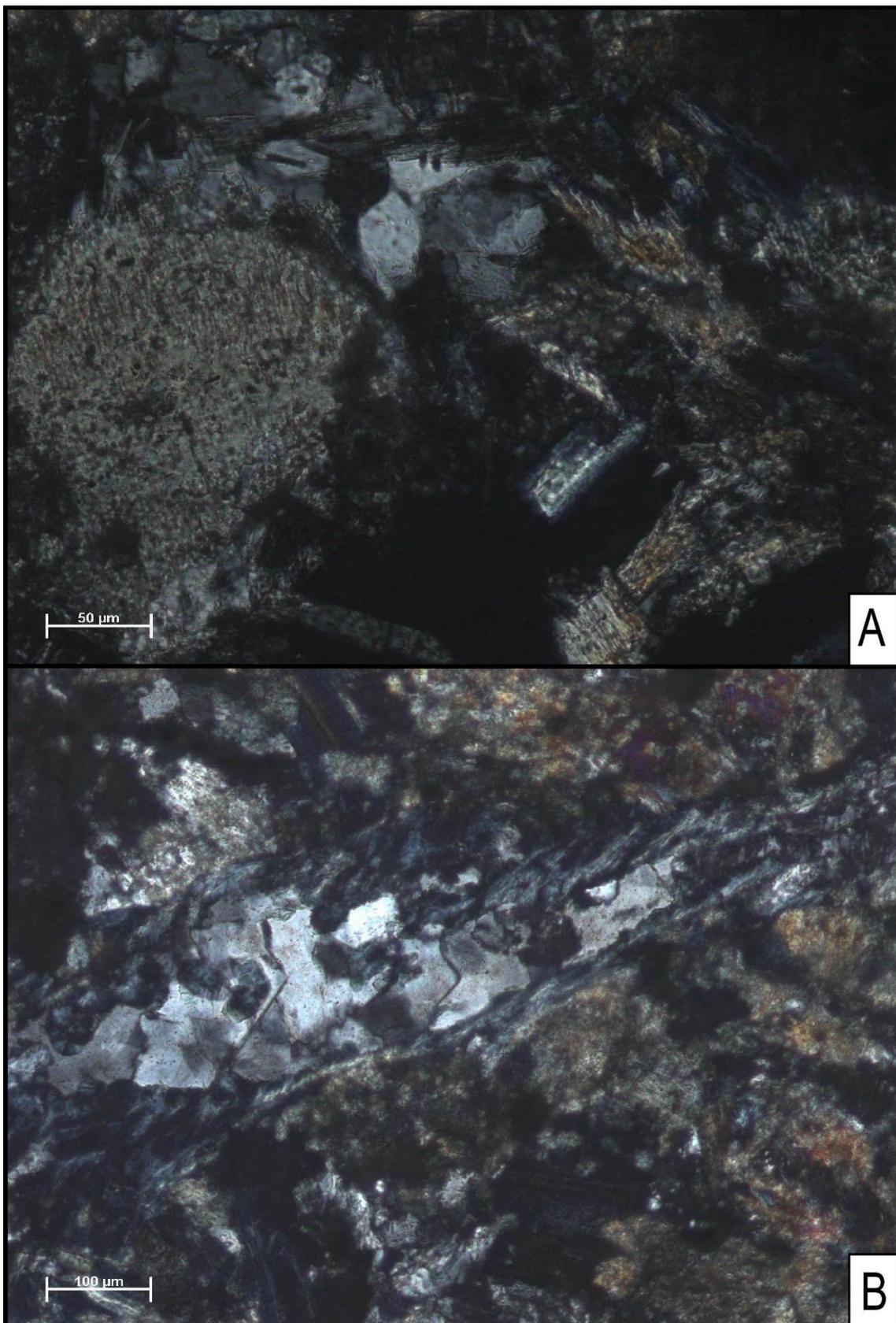


Figura 19 - Em A) ocorrência de quartzo intergranular e B) filonete de quartzo associado à clorite.

Ocorrem dois filonetes principais nessa amostra, um maior e mais ferruginoso e outro menor e sem presença de alteração, em ambos os casos a mineralogia predominante é composta de quartzo associado à clorite (Figura 20).

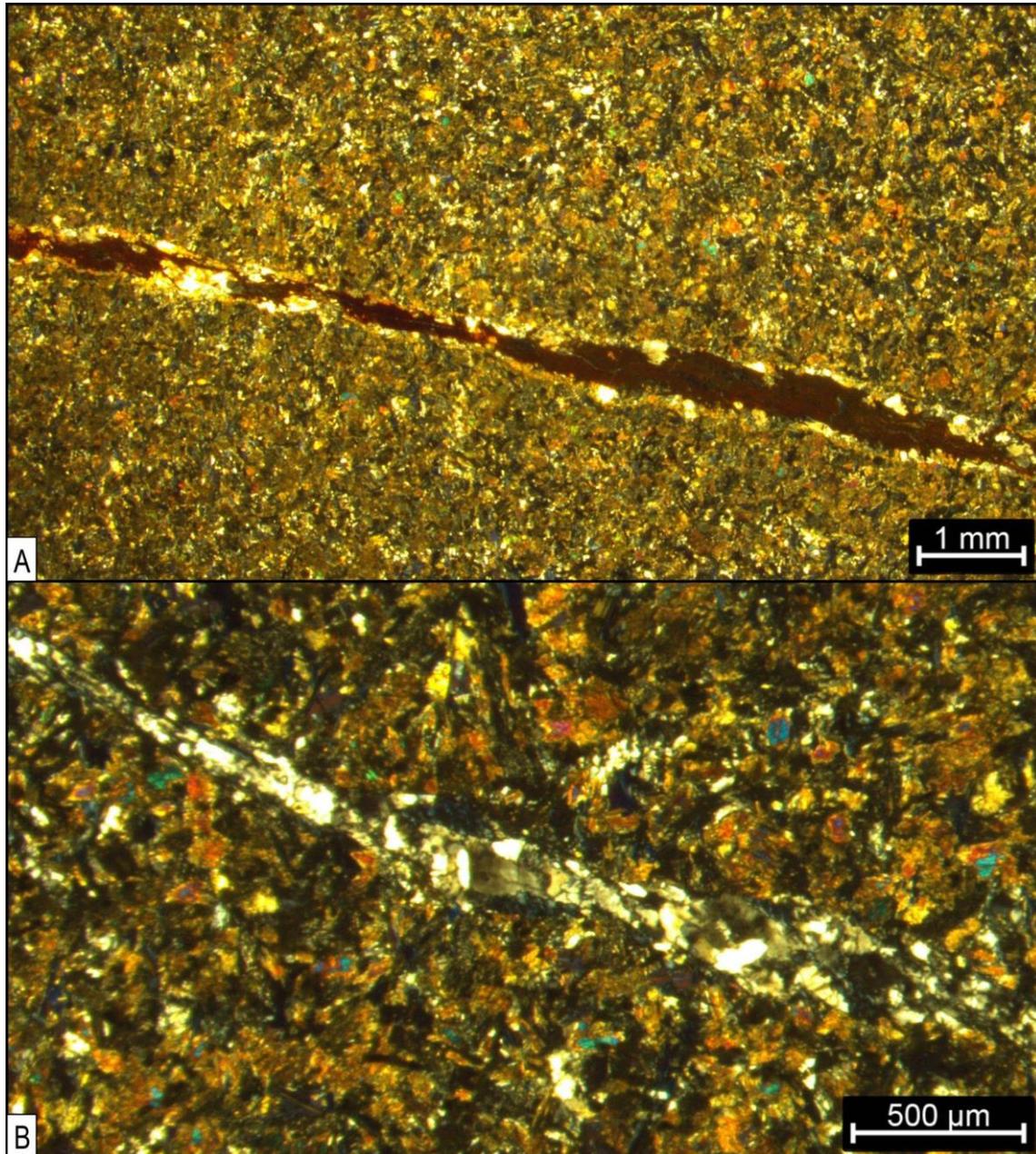


Figura 20 - Fotografia de lupa dos filonetes de quartzo presentes na amostra, em A) um filonete maior e mais ferruginoso e em B) um filonete menor, composto por quartzo associado a clorite e sem ferruginização.

3.4 Petrografia do Filão Quartzo Micáceo

A lâmina CG 21-02 é proveniente de uma rocha filoniana de coloração clara e bastante friável (Figura 21).

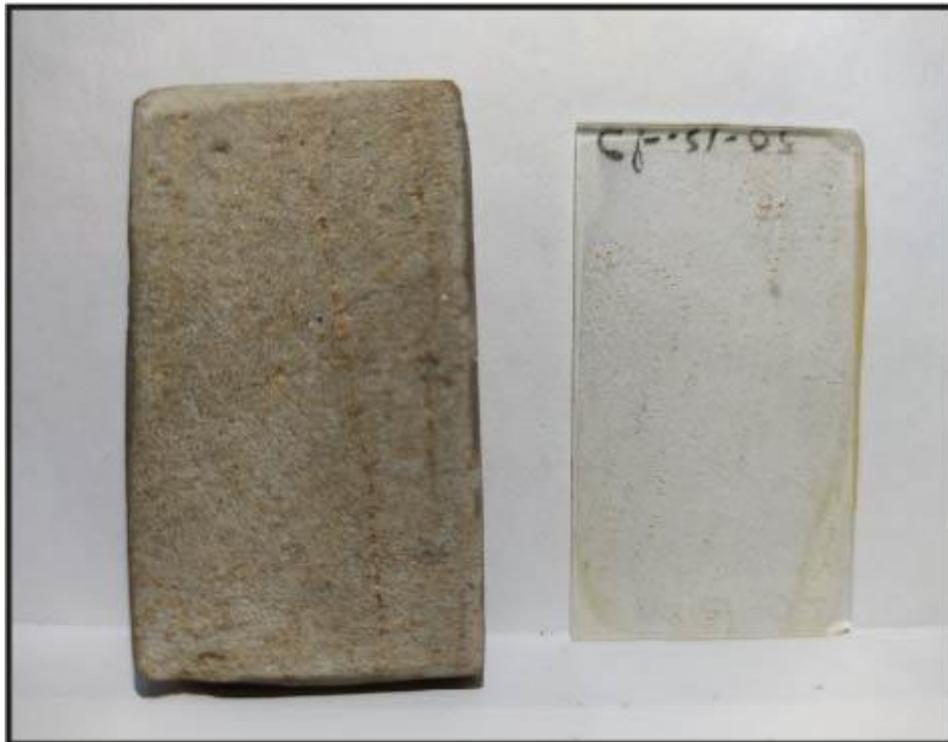


Figura 21 - Foto da lâmina e respectivo taco de rocha da amostra quartzo-micácea.

No microscópio é possível identificar alguns aspectos texturais da rocha, como o seu carácter holocristalino, inequigranular alotriomórfico, afanítico e microcristalino. O mineral predominante é o quartzo, a muscovita aparece associada à clorita (Figura 22) e, em menor quantidade, ocorrem alguns cristais isolados de plagioclásio.

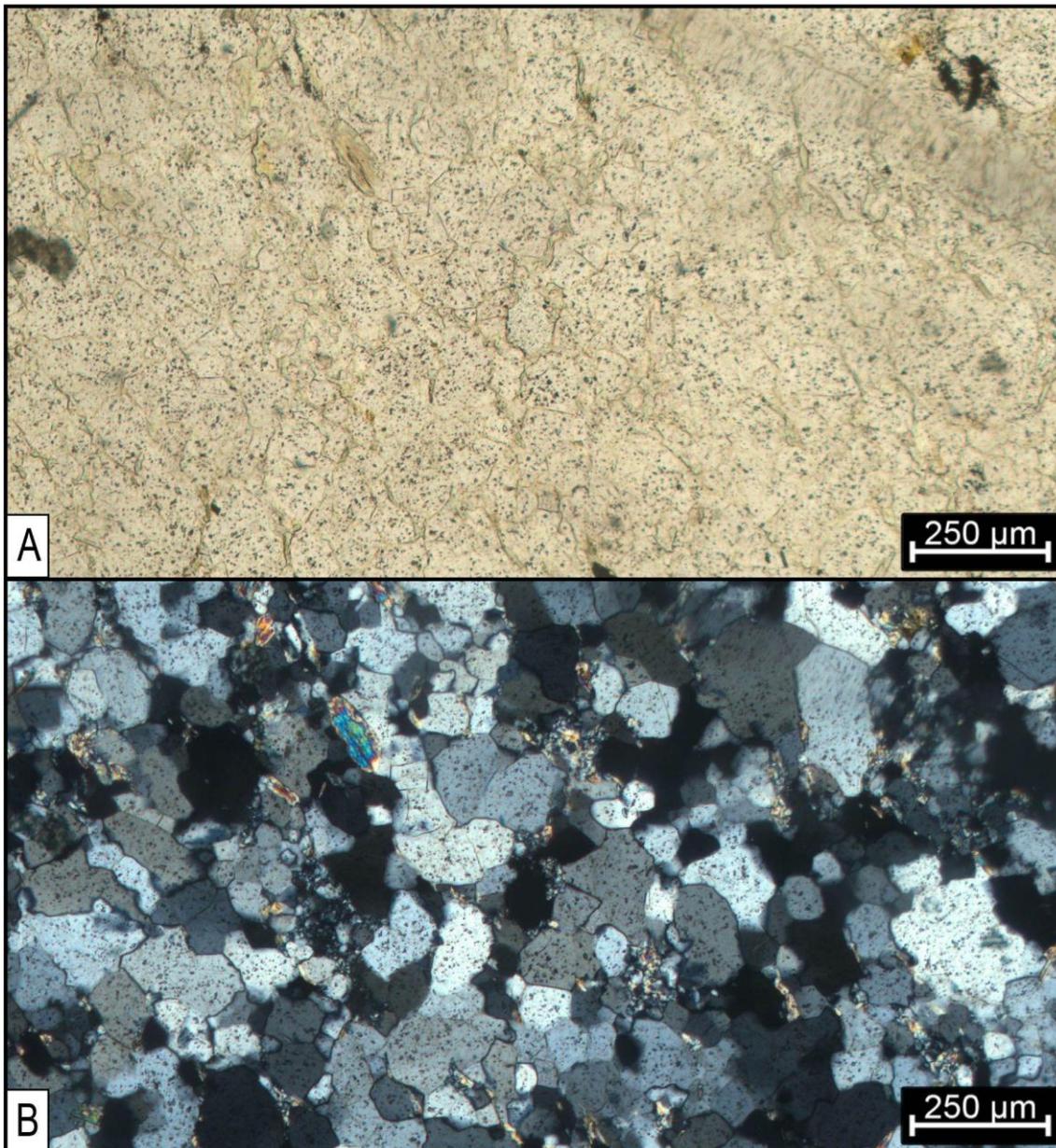


Figura 22 - Fotografia evidenciando a textura e aspecto geral da rocha, além da composição mineralógica, em A) nicóis paralelos e em B) nicóis cruzados.

O quartzo, principal mineral constituinte da rocha, apresenta forma subédrica e pequenas dimensões. Muitas vezes aparecem com tendência a poligonização dos grãos e formação de *quartz bulging* (Figura 22). Ainda, ocorrem filonetes essencialmente quartzosos, onde o tamanho dos cristais é maior, também possuem tendência à poligonização. É importante destacar que nos filonetes não ocorrem micas (Figura 23).

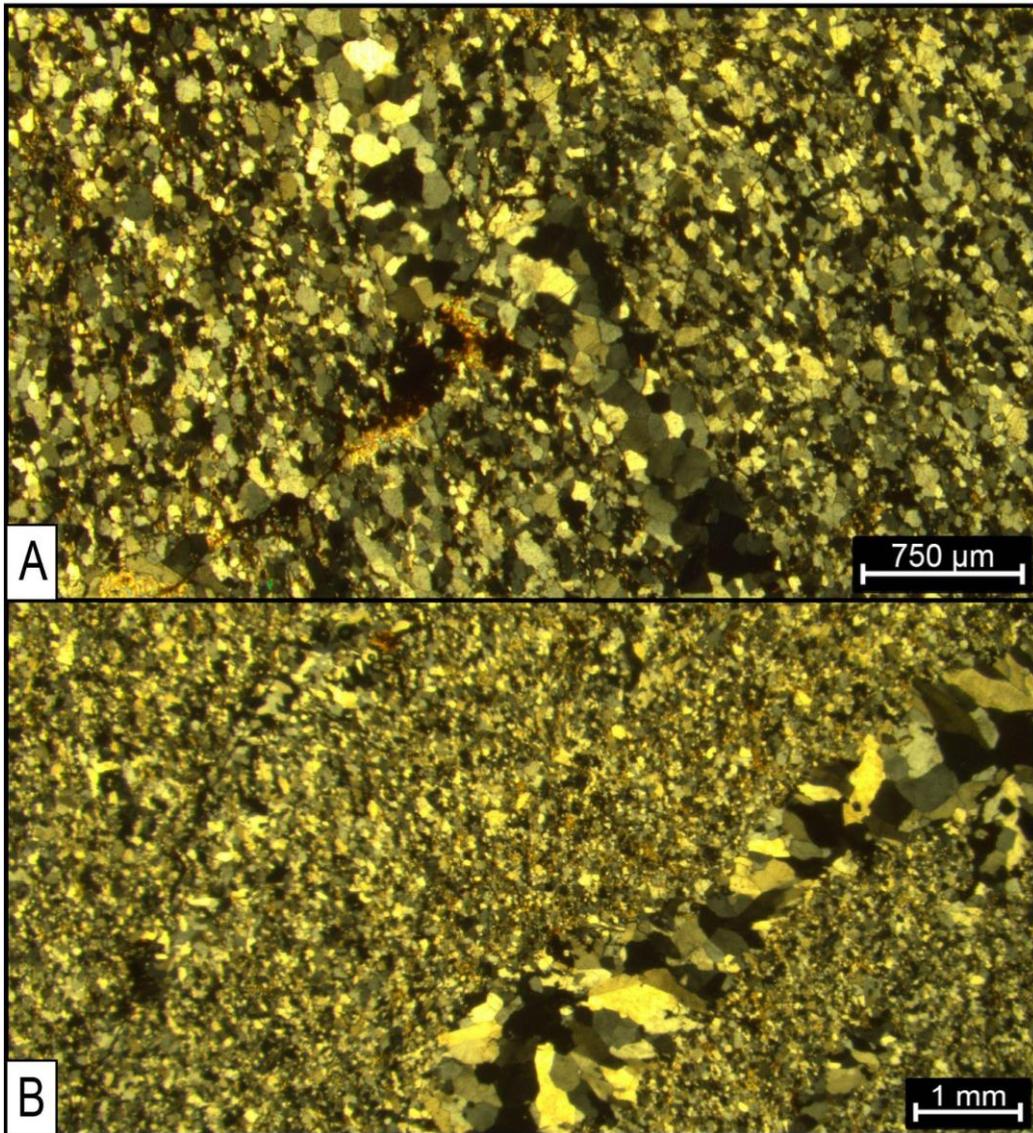


Figura 23 - Fotografia de lupa mostrando os filonetes de quartzo presentes na rocha.

A muscovita ocorre em aglomerados irregulares, em que os cristais não possuem uma orientação preferencial (Figura 24 A, B e C) e, muitas vezes, estão intercrescidos com os cristais de quartzo, apresentando características hidrotermais (Figura 24 D). A muscovita ocorre ainda associada à clorita, em aglomerados fibrorradiados.

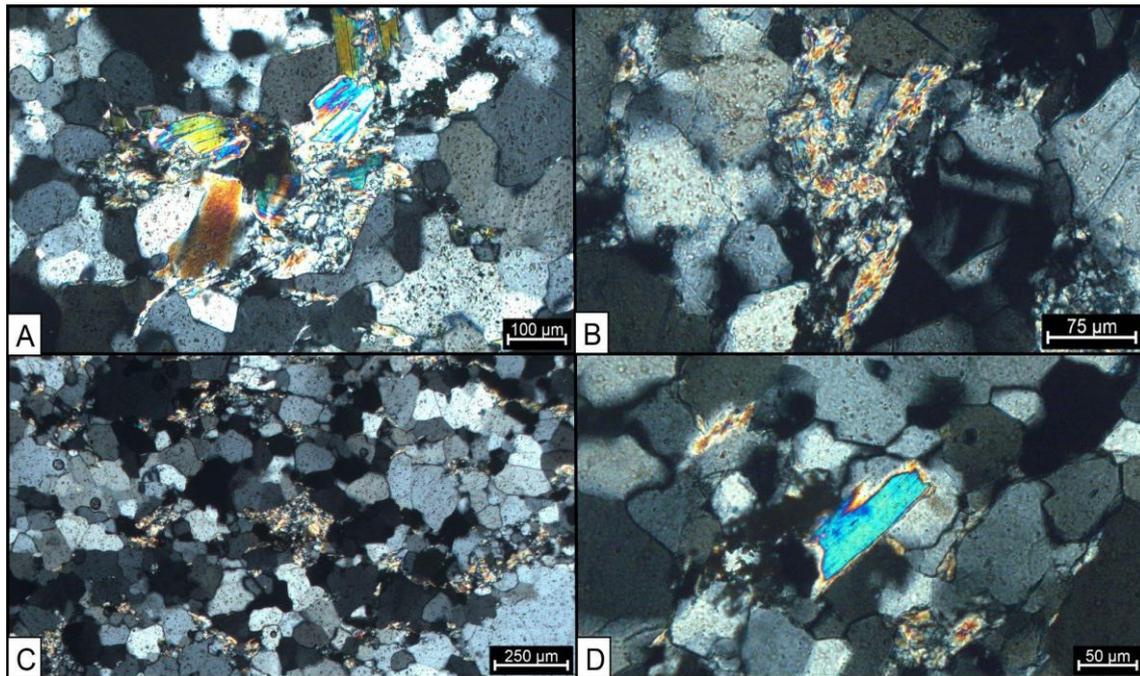


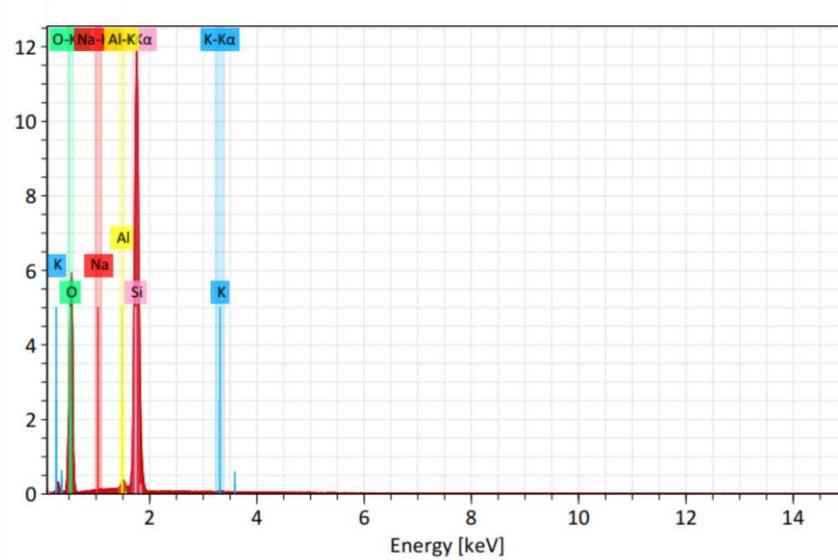
Figura 24 - Fotografia de lâmina mostrando as ocorrências de muscovita em A) B) e C), em D) está registrado o intercrescimento da muscovita e do quartzo.

3.5 Microscópio Eletrónico de Varrimento

Recorreu-se ao uso do MEV com EDS acoplado para a análise de uma das lâminas estudadas.

Lâmina CG 2102

Essa lâmina foi submetida a utilização do MEV a fim de obter informação a respeito da presença ou ausência de albita, que no caso não foi assinalada. O método detectou apenas a ocorrência de quartzo, assinalado pela presença de sílica (Si) e muscovita, assinalada pela presença de potássio (K) e alumínio (Al), o sódio (Na) que aparece em pequena quantidade é resultado de contaminação da superfície da lâmina (Figura 25).



Element	At. No.	Netto	Mass [%]	Mass Norm. [%]	Atom [%]	abs. error [%] (1 sigma)	rel. error [%] (1 sigma)
O	8	47520	56.77	54.49	67.76	6.74	11.88
Si	14	133656	46.16	44.31	31.39	1.95	4.22
Al	13	2937	1.06	1.02	0.75	0.08	7.70
K	19	274	0.14	0.13	0.07	0.04	25.24
Na	11	69	0.04	0.04	0.03	0.01	16.38
Sum			104.17	100.00	100.00		

Figura 25 - Resultados a respeito da composição química da lâmina obtidos com a utilização do MEV.

CAPÍTULO 4

4.1 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

4.1 Discussão e Conclusões

A literatura regional descreve e representa os filões doleríticos como corpos descontínuos e com espessuras proporcionais, orientados predominantemente a N-S, no entanto, Rui Frutuoso (não publicado) em seus estudos na área propõem um mapa em que esses filões doleríticos aflorantes seriam segmentos de um único corpo (Figura 26).

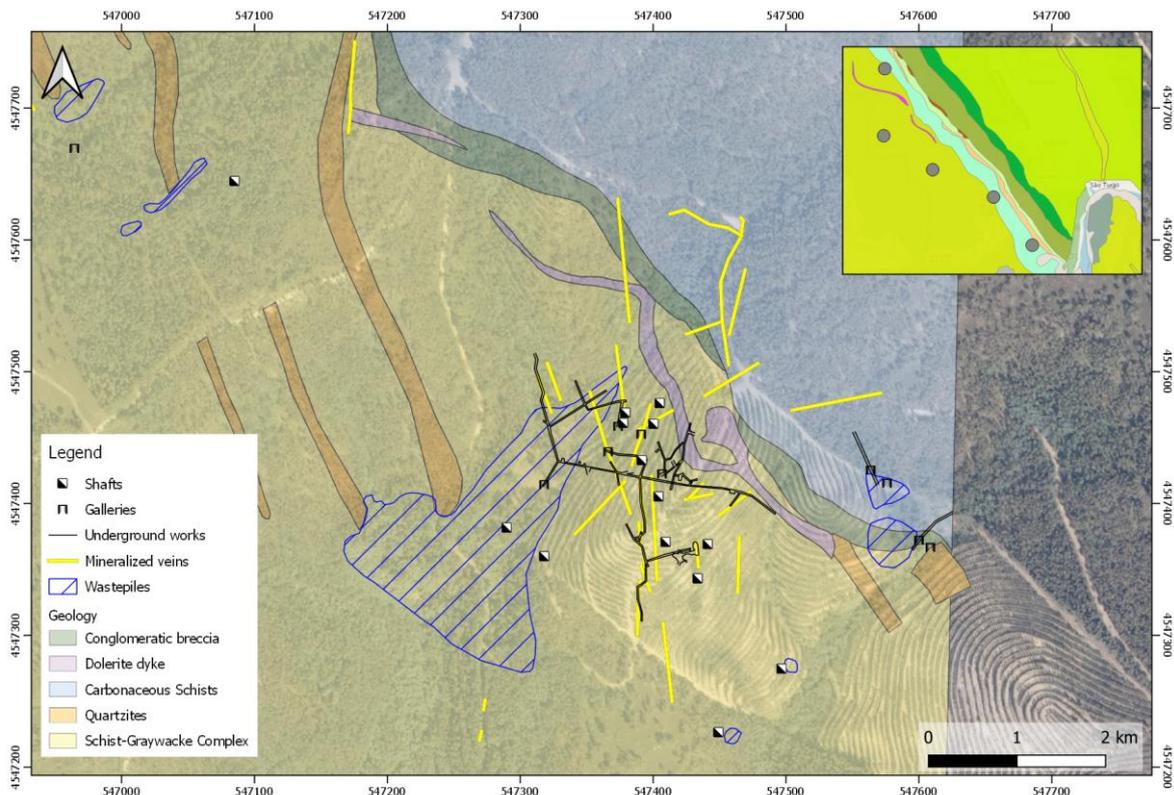


Figura 26 - Mapa geológico proposto por Rui Frutuoso indicando que possivelmente se trate de um único corpo dolerítico (Rui Frutuoso, não publicado).

Porém, quando em campo e buscando um mapeamento mais detalhado é possível notar que esses corpos não apresentam muita continuidade em superfície e que são bastante irregulares. Constatou-se em campo ainda, que os corpos doleríticos identificados na área de estudo ocorrem interestratificados com as rochas do CXG e em contacto com os conglomerados do Carbonífero.

Além dos processos naturais de intemperismo que as rochas sofrem, dois fatores dificultaram muito o trabalho em campo: a área sofreu intensa remobilização de material, que foram colocados em escombreciras, encobrendo

assim muitas zonas aflorantes e; o plantio e replantio de eucaliptos que aceleram os processos de intemperismo e alteração das rochas.

Devido ao grau de alteração das rochas doleríticas e intensa cloritização a descrição petrográfica não se mostrou muito satisfatória no sentido de detetar uma possível correlação com a origem das mineralizações da área. No entanto, Couto (1993) com uma análise de elementos maiores constatou que essas rochas continham concentrações de alumínio, titânio e fósforo (elementos mais estáveis) enquanto que os elementos alcalinos (cálcio, ferro e magnésio) estavam lixiviados. Os teores de titânio e presença de ilmenite primária (alterada em leucoxena) constituem indícios de um magma toleítico.

Ainda sobre os doleritos, pode-se concluir que esses corpos quando intrudiram a rocha hospedeira não estavam a temperaturas tão elevadas, visto que a rocha encaixante descrita não apresentava nenhum efeito térmico ou blastese.

A rocha que inicialmente em campo parecia ser um aplito, se mostrou como uma rocha quartzo - micácea quando estudada petrograficamente, composta basicamente por quartzo e muscovita. Essa amostra ainda foi encaminhada para o MEV a fim de comprovar que não havia ali albita, o que indicou que essa rocha realmente não é um aplito e sim uma rocha possivelmente de origem hidrotermal.

As rochas filonianas quartzo - micáceas ocorrem sobretudo na zona das minas de Alto Sobrido e Ribeiro da Serra e estão relativamente bem expostas devido aos taludes existentes.

É possível que estas rochas estejam relacionadas às rochas filonianas descritas por Couto et al., (1999) embora sejam mais empobrecidas mineralógicamente, já que nas rochas descritas pela autora encontra-se uma maior diversidade mineral, sendo observados: albita, quartzo, sericita, kaolinita, clorita e raros feldspatos potássicos

Referências Bibliográficas

ASSUNÇÃO, C, TORRE DE. 1958. Rochas básicas de fácies gabroica e dolerítica intrusivas nos granitos da Beira. Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa. 2ª série -c- Vol. VI. 81-123. Lisboa.

BADHAM, J. P. N., 1982. Strike-slip orogens—an explanation for the Hercynides. *Journal of the Geological Society*, 139(4), 493-504.

CASACA, J. H., MOTA, A da. 1948. Serviços Cartográficos do Exército, 1932-1959 - Lomba : Gondomar. [Ed. 1]. Escala 1:25 000, projecção de Gauss. [Lisboa] : S.C.E.,.

COUTO H, ROGER G, MOËLO Y, BRIL H., 1990. Le district à antimoine-or Dúrico-Beirão (Portugal): évolution paragénétique et géochimique; implications métallogéniques: *Mineralium Deposita* 25: 69-81.

COUTO H., 1993. As Mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. Ph.D. thesis, Univ. of Porto, Vol. 2, 606.

COUTO H., ROGER G. & FONTEILLE M., 1999. Présence de sills de roches ignées acides dans la mine Sb-Au de Ribeiro da Serra, district Dúrico-Beirão, Nord Portugal. Implications métallogéniques. In: C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes. 329, 713-719.

COUTO H., KNIGHT J. & LOURENÇO A., 2013. Late Ordovician ice-marginal processes and sea-level change from the north Gondwana platform: Evidence from the Valongo Anticline (northern Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 375, 1-15.

COUTO H., KNIGHT J. & JESUS A. P., 2014b. Paleozóico da Área Metropolitana do Porto: estratigrafia, paleontologia e mineralizações associadas. IX Congresso

Nacional de Geologia / 2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa. Porto, Portugal. 57-71.

COUTO H., ROGER G., MOELO Y., SODRÉ BORGES F., 2016. Sb and Au mineralizations in the Variscan Dúrico-Beirã Area (North Portugal): litho-stratigraphic and structural controls. 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016, www.sgem.org, SGEM2016 Conference Proceedings, Vol. 1, pp. 525-532.

DIAS, R. 2007. Evolução, Portugal de Antes da História, Associação Centro Ciência Viva de Estremoz, Estremoz.

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L., 1987. Granitoides da Zona Centro IBERICA e seu enquadramento geodinamica. In: Geologia de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico Bea, et al. (Eds.) Editorial Rueda, Madrid (Libro Homenaje a L.C. Garcia de Figuerola), 37-51.

FERREIRA, D. B. & FERREIRA, A. B., 2004. Aspectos gerais. In Daveau S e Feio M (Org) O Relevo de Portugal: Grandes Unidades Regionais. Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Coimbra, p. 9-20.

GAMA PEREIRA, L. C., & MACEDO, C. A. R., 1983. Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogrão Grande e dum pegmatito pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura Ossa-Morena-Zona Centro Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central): algumas implicações geotectónicas. Comun. Serv. Geol. Portg, 69(2), 265-266.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., SAN JOSE, M. A. de & PIEREN, A. P., 1990. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. In: R. D. DALLMEYER & E. MARTINEZ GARCIA (Eds), Pre-Mesozoic Geology of Iberia, p. 160-171. Springer - Verlag. Berlin.

LEFORT, J. P. & RIBEIRO, A., 1980. La faille Porto-Badajoz-Cordoue at-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain. Bull. Soc. géol. France, Paris, 7 sér., 23, 3: 454-462.

LE MAITRE, R. W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary terms. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p.

LE MAITRE, R.W. 2003. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p.

MATTE, P., RIBEIRO, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoide de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. relations avec le plissement et hypotheses sur la genese de l'Arc Ibero-Americain.

MEDEIROS A. C., 1964. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Notícia explicativa da folha 13-B (Castelo de Paiva). 58pp. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

NEIVA, A. M., ANDRAS, P., & RAMOS, J. M. F. 2008. Antimony quartz and antimony–gold quartz veins from northern Portugal. Ore Geology Reviews, 34(4), 533-546.

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. e Araújo A (coord.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria. Universidade de Évora.

NORONHA, F., RIBEIRO, M. A., ALMEIDA, A., DÓRIA, A., GUEDES, A., LIMA, A., ... & ROMEU, R., 2013. Jazigos Filonianos Hidrotermais e Aplitopegmatíticos Espacialmente Associados a Granitos (Norte de Portugal). Geologia de Portugal.

OLIVEIRA, J. T., PEREIRA, E., PIÇARRA, J. M., YOUNG, T. & ROMANO, M., 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: J. C. GUTIÉRREZ-MARCO, J. SAAVEDRA & I. RÁBANO (Eds.), Paleozóico Inferior de Ibero-América, p. 359-375. Universidad de Extremadura. Madrid.

PEREIRA, E., 1988. Soco hercínico da Zona Centro-Ibérica. Evolução geodinâmica. Geonovas, Lisboa, 10: 13-35.

PEREIRA, D. I., PEREIRA, P. J. S., SANTOS, L. J. C., & DA SILVA, J. M. F., 2014. Unidades Geomorfológicas de Portugal Continental. Revista Brasileira de Geomorfologia, 15(4).

RABIE, L., 1963. Estudo geológico de filões de antimônite das concessões de Gondomar. 11 pp. Londres. (Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito). (Tradução de Orlando Cardoso).

RIBEIRO, A., 1984. Evolução geodinâmica da zona Centro-Ibérica. Geonovas, Lisboa, 7: 145-146.

RIBEIRO, A., IGLÉSIAS, M., RIBEIRO, M. L., PEREIRA, E., 1983. Modèle geodynamique des Hercynides Ibériques. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, (69)2: 291–293.

RIBEIRO, A.; PEREIRA, E. & DIAS, R. 1990. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: R. D. Dallmeyer e E. Martínez García (Eds), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlim: 220-236.

RIBEIRO, A., BRANDÃO, J., S., DIAS, R., PEREIRA, E., OLIVEIRA, J. T. REBELO, J., ROMÃO, J. & FERREIRA DA SILVA, A., 1991. Sardic inversion tectonics in the Centro-Iberian Zone. III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra, Resumos, p.71.

SOUSA, M. J. L & WAGNER, R. H., 1983. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and History of investigations. In: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA (Eds), The Carboniferous of Portugal. Mem. Serv. geol. Portg., Lisboa, 29: 117-126.

WESTERWELD, J. 1956. Roches eruptives, gites metallifères et mettaorphisme entre Magualde et le Douro dans le Nord du Portugal. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Vol. XII. 101-127. Porto.