



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

FÁBIO ANDRÉ CRAVEIRO MARTINS

**O COMPLEXO MIGMATÍTICO DE BEMPOSTA (NORDESTE TRANSMONTANO
DE PORTUGAL): IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO ORÓGENO VARISCO**

FORTALEZA

2022

FÁBIO ANDRÉ CRAVEIRO MARTINS

O COMPLEXO MIGMATÍTICO DE BEMPOSTA (NORDESTE TRANSMONTANO DE PORTUGAL): IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO ORÓGENO VARISCO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto.

Coorientadora: Profa. Dra. Maria Elisa Preto Gomes

FORTALEZA

2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- A573 André Craveiro Martins, Fábio.
O complexo migmatítico de Bemposta (nordeste transmontano de Portugal): Implicações para a evolução do orógeno varisco / Fábio André Craveiro Martins. – 2022.
216 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2022.
Orientação: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto.
Coorientação: Prof. Dr. Maria Elisa Preto Gomes.
1. Orogenia Varisca. 2. Migmatitos. 3. Fusão parcial. I. Título.

CDD 551

FÁBIO ANDRÉ CRAVEIRO MARTINS

O COMPLEXO MIGMATÍTICO DE BEMPOSTA (NORDESTE TRANSMONTANO DE PORTUGAL): IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO ORÓGENO VARISCO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: 18/ 08/2022.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto
Universidade Federal de Goiás (UFG)

Prof. Dra. Maria Elisa Preto Gomes
Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD)

Prof. Dra. Ignez de Pinho Guimarães
Universidade Federal de Pernambuco (UFPE)

Dra. Irani Clezar Mattos
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Antônio Carlos Artur
Universidade Estadual Paulista “Julio Mesquita Filho” (UNESP)

À minha família, amigos e em especial à Mariana por me ter incentivado a concluir este trabalho.

AGRADECIMENTOS

Após a conclusão desta etapa, agradeço a todos aqueles que de alguma forma me ajudaram e contribuíram para a conclusão deste trabalho. Em primeiro lugar agradeço às Professoras Maria do Rosário Azevedo, Maria Elisa Preto e Beatriz Valle Aguado pelo apoio prestado em todas as fases do Doutorado e pelas discussões científicas levadas a cabo tanto em campo como no gabinete. Agradeço igualmente ao Professor José Nogueira Neto pelo apoio ao longo do percurso académico na UFC, bem como na obtenção dos resultados de geoquímica de rocha total, química mineral e de datações junto de outras instituições brasileiras.

O trabalho aqui apresentado foi financiado pelo Projeto de Cooperação Internacional UFC/UA CNPQ/FUNCAP, Processo nº C11-0050-000210100/11(Edital 03/2011), intitulado de “Estímulo à cooperação científica e desenvolvimento da Pós-Graduação em Geologia – UFC” e pelo Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Geotectônicos (INCTET) (465613/2014-4 CNPq), na pessoa do Professor Reinhardt Adolfo Fuck.

Agradeço à Unidade de Investigação GeoBioTec pelo acolhimento e o apoio financeiro prestado nas diferentes etapas do trabalho. Dos docentes e funcionários do departamento de Geociências agradeço especialmente o apoio dos Professores José Francisco Santos e Jorge Medina, dos técnicos Sara Ribeiro do Laboratório de Geologia Isotópica da UA, Paula Cruz, Cristina Andrade e João Julião da secretaria e Manuela Jorge do laboratório de confecção de lâminas delgadas. Da UFC, agradeço especialmente aos professores Christiano Magini, César Veríssimo, Clóvis Parente. Em especial, quero deixar um agradecimento à Prof. Ignez de Pinho Guimarães, pelo seu entusiasmo e vontade em ajudar e assim pelo seu contributo neste trabalho. Nas instituições brasileiras que apoiaram este projeto, um agradecimento especial aos Professores Colombo Celso Gaeta Tassinari e Kei Sato do Laboratório GeoLab SHRIMP. A sua ajuda na preparação e obtenção dos dados U-Pb em zircões foram cruciais.

Deixo ainda um especial agradecimento aqueles que me têm ensinado tanto desde que trabalho na coordenação da produção da Filstone. Não contribuem diretamente para este trabalho, mas sempre me incentivaram a concluí-lo. Assim deixo um agradecimento especial ao Ricardo Jorge, Paulo Soares e Paulo Alves, os meus pais nas pedreiras.

Por último agradeço o apoio, auxílio e paciência de toda a minha família e amigos. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

Na região de Bemposta, localizada no nordeste de Portugal, aflora um complexo migmatítico varisco, conhecido como Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB). Do ponto de vista geológico, o CMB está inserido na Zona Centro Ibérica do Maciço Ibérico, um segmento crustal que constitui a parte mais ocidental da Cadeia Varisca Europeia. A sua evolução está relacionada com a colisão entre os continentes Gondwana e Laurussia que culminou com a formação do Supercontinente Pangeia, no final do Paleozóico Superior. O CMB corresponde a uma faixa metamórfica de alto grau, alongado na direção NE-SW, composto por metassedimentos migmatizados do Grupo do Douro e por ortognaisses glandulares variavelmente migmatizados. Esta sequência de rochas foi intrudida por numerosos corpos graníticos de idade varisca. Os dados estruturais e a análise petrográfica revelam que o CMB foi afetado por 3 fases de deformação durante a Orogenia Varisca (D_1 , D_2 , D_3), que provocaram a sua intensa deformação, metamorfismo e migmatização. O bandado migmatítico do tipo estromático é a estrutura mais penetrativa nas rochas do CMB. Está disposto de forma concordante à S_2 regional, que é, em geral, sub-horizontal, embora possa estar dobrada e/ou verticalizada junto aos corredores de cisalhamento tardi- D_3 . As evidências de campo, em conjunto com a análise petrográfica, revelam que o metamorfismo prógrado terá culminado com a fusão parcial dos metassedimentos que afloram no CMB. Estas rochas terão atingido as condições de fusão parcial no início do regime extensional D_2 , que é interpretado também como o pico metamórfico do trajecto evolutivo destas rochas. Após o pico metamórfico, as rochas entraram num estágio de descompressão a altas temperaturas, onde as condições de anatexia deverão ter prevalecido até ao início da D_3 . Os leucossomas intercalados não são bordejados por melanossomas e alguns destes contêm granada peritética, o que leva a supor que a maioria destes fundidos se formaram em níveis estruturais mais profundos (a partir da reação de fusão incongruente da biotita) e foram injetados ainda durante a D_2 nos terrenos onde actualmente se encontram. Para além dos leucossomas, o CMB está intrudido por corpos de maiores dimensões de granitos Sin-tardi- D_2 , cuja génese está relacionada com o mesmo evento de fusão parcial. São corpos tabulares do tipo *Sill* dispostos concordantemente com as estruturas D_2 . Através da análise das texturas e das microestruturas indicativas de deformação, pode-se assumir que a cristalização dos fundidos anatéticos ocorreu durante a D_3 . Os dados de geoquímica de rocha total mostram que tanto os leucossomas como as rochas graníticas derivam, em grande parte, da fusão parcial de protólitos com composição análoga à dos metassedimentos do Grupo do

Douro. A maioria dos leucossomas exhibe acumulação de feldspato potássico. Contudo, todos estes possuem uma assinatura geoquímica de líquidos fraccionados, afetados por processos de acumulação de feldspato potássico em estádios avançados da sua evolução magmática. Assim admite-se que durante a ascensão dos fundidos tenha ocorrido a sua diversidade geoquímica controlada por mecanismos de cristalização fracionada e acumulação. Os dados isotópicos (Sr-Nd) reforçam a ideia de que os metassedimentos do Grupo do Douro são a principal fonte envolvida no evento de anatexia e geração de fundidos anatéticos. Os valores ϵ_{Nd} e idades T_{DM} sugerem que poderá haver uma contribuição de fundidos derivados da fusão de ortognaisses na petrogénese de alguns leucossomas e granitos. O granito de Faia d'Água Alta é um dos granitos Sin-D₂ que ocorrem na região estudada. As idades de cristalização U-Pb obtidas em zircões desse granito (324 ± 3 Ma) fornecem uma boa estimativa para a anatexia durante a D₂ no CMB.

Palavras-chave: Orogenia Varisca; Migmatitos; Fusão parcial.

ABSTRACT

In the Bemposta region, located in the northeastern Portugal, outcrops a Variscan Migmatitic Complex, known as Bemposta Migmatitic Complex (BMC). The BMC is part of the Iberian Massif which represents the westernmost segment of the European Variscan Belt, formed during the collision between Gondwana and Laurussia and that culminated with formation of the supercontinent Pangea, in the final of the Paleozoic. The Bemposta Migmatitic Complex (BMC) is an high-grade metamorphic belt composed by Douro group-derived stromatic migmatites and variably migmatized orthogneisses. These rocks showing evidences that were affected by partial melting during the second Variscan deformation event (D_2). The anatexis culminated with intrusion of syn-tardi- D_2 granites sills in the BMC. Field and petrographic evidences suggest that the anatexis of the metasediments was controlled by muscovite dehydration melting reactions. On the other hand, the stromatic leucosomes show evidences that were probably produced at a slightly deeper structural level (through biotite dehydration melting reaction) and subsequently injected in these terrains. The whole rock geochemical data shows that the leucosomes and granites derived mainly from partial melting of metasediments with similar composition to Douro Group. The geochemical data also reveals that leucosomes no longer corresponding to the original melt compositions. During melt migration and ascent, they were undergone fractional crystallization and accumulation of K-feldspar. Syn-tardi- D_2 Leucogranites that intruded CMB, should have been produced by high degrees of partial melting. They have fractionated compositions and variable degrees of contamination with residual accessory mineral phases. Isotopic data (Sr-Nd) supports the idea that the Douro group metasediments are the main source material involved in the anatexis event and generation of granitic magmas in this sector. However, the ϵ_{Nd} values and T_{DM} ages suggest that melts derived from partial melting of orthogneisses may have contributed to the leucosome and granite petrogenesis. The SHRIMP U-Pb crystallization age obtained for this granite (324 ± 3 Ma) provides a good estimate for the age of the D_2 -anatectic event in the CMB metamorphic terrane.

Keywords: Variscan Orogeny; Migmatites; Partial melting.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	Estado de Arte	12
1.1.1	<i>Fusão parcial de protólitos na crosta continental</i>	13
1.1.2	<i>Segregação e extração de melt</i>	15
1.1.3	<i>Classificação das rochas migmatíticas</i>	17
1.2	Objetivo	17
1.3	Metodologia do trabalho	19
1.4	Estrutura da tese	20
2	MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS	22
2.1	Petrografia	22
2.2	Microsonda Eletrônica	22
2.3	Preparação física de amostras	23
2.4	Geoquímica de rocha-total	24
2.5	Determinação das razões isotópicas Sr-Nd	24
2.5.1	<i>Digestão química das amostras</i>	25
2.5.2	<i>Cromatografia iônica</i>	25
2.5.3	<i>Análise por Espectrometria de Massa e Ionização Térmica</i>	26
2.5.3.1	<i>Análise das razões isotópicas de Sr</i>	27
2.5.3.2	<i>Análise das razões isotópicas de Nd</i>	28
2.6	Separação de zircões	28
2.7	Datação U-Pb em zircão	29
2.7.1	<i>LA-ICP-MS</i>	29
2.7.2	<i>SHRIMP</i>	30
2.8	Química mineral em Zircão	30
3	ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	32
3.1	Enquadramento geográfico	32
3.2	Enquadramento geológico	33
3.2.1	<i>Zona Centro-Ibérica (ZCI)</i>	35
3.2.1.1	<i>Estratigrafia</i>	35
3.2.1.2	<i>Tectônica Varisca</i>	38
3.2.1.3	<i>Metamorfismo Varisco</i>	41

3.2.1.4	<i>Plutonismo Varisco</i>	41
3.3	Síntese dos trabalhos realizados na região	45
4	GEOLOGIA DA REGIÃO DE BEMPOSTA	47
4.1	Introdução	47
4.2	Deformação e principais estruturas tectônicas	50
4.2.1	<i>Deformação compressiva D₁</i>	50
4.2.2	<i>Deformação extensional D₂</i>	50
4.2.3	<i>Deformação compressiva D₃</i>	53
4.2.4	<i>Fase de deformação rúptil</i>	55
4.3	Caraterização macroscópica das unidades	55
4.3.1	<i>Metassedimentos do Grupo do Douro</i>	55
4.3.2	<i>Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB)</i>	56
4.3.2.1	<i>Metatexitos estromáticos</i>	57
4.3.2.2	<i>Ortognaisses glandulares</i>	59
4.3.2.3	<i>Granitos, aplitos e pegmatitos sin-tardi-D₂</i>	62
4.3.3	<i>Granitos sin-tardi-D₃</i>	65
5	PETROGRAFIA	68
5.1	Introdução	68
5.2	Grupo do Douro	69
5.2.1	<i>Formação Desejosa</i>	69
5.2.2	<i>Formação Montes Ermos</i>	78
5.3	Complexo Migmatítico de Bemposta	81
5.3.1	<i>Metatexitos estromáticos</i>	81
5.3.2	<i>Ortognaisses Glandulares do CMB</i>	103
5.3.3	<i>Granitos Sin-tardi-D₂</i>	111
5.4	Evolução tectono-metamórfica do CMB	116
5.4.1	<i>Condições P-T do pico metamórfico</i>	117
5.4.2	<i>Trajectoria Pressão-Temperatura-tempo (PTt)</i>	119
6	APRESENTAÇÃO DO ARTIGO I	122
7	GEOLOGIA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb	150
7.1	Introdução	150
7.1.2	<i>Sistema Rb-Sr</i>	151
7.1.3	<i>Sistema Sm-Nd</i>	152

7.1.4	<i>Geoquímica isotópica Sr-Nd</i>	153
7.1.5	<i>Idades modelo (T_{DM})</i>	154
7.2	Resultados isotópicos Sr-Nd	155
7.2.1	<i>Idades Modelo (T_{DM})</i>	158
7.3	O Sistema U-Pb	159
7.4	Apresentação do artigo II	162
8	CONCLUSÕES	187
	REFERÊNCIAS	190
	ANEXO A – COMPOSIÇÕES QUÍMICAS EM ELEMENTOS MAIORES (% PESO) E TRAÇO (PPM) PARA AS AMOSTRAS DO GRUPO DO DOURO, MESOSSOMAS, LEUCOSSOMAS E LEUCOGRANITOS	214
	ANEXO B – COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM REE PARA AS AMOSTRAS DO GRUPO DO DOURO, MESOSSOMAS, LEUCOSSOMAS E LEUCOGRANITOS.	216

1 INTRODUÇÃO

A tese de doutorado aqui apresentada intitula-se de “Migmatitos de Bemposta (Nordeste Transmontano de Portugal): implicações para a evolução do orógeno Varisco” e envolve o estudo estrutural, petrográfico, geoquímico e isotópico das rochas migmatíticas e graníticas que afloram na região de Bemposta, no NE de Portugal. A investigação realizada tem o intuito de determinar quais os processos petrogenéticos envolvidos na génese destas rochas de modo a estabelecer constrangimentos cronológicos para os principais eventos tectono-metamórficos e magmáticos que afectaram este setor do orógeno Varisco.

A região estudada está inserida no Maciço Ibérico, uma das províncias remanescentes que integram a antiga Cadeia Varisca Europeia, formada no final do Paleozóico (370-290Ma). No contexto do Maciço Ibérico, a área integra-se na Zona Centro Ibérica (ZCI), uma das zonas internas desta província, na qual se destaca a grande expressão de complexos metamórficos de alto grau e o grande volume de rochas graníticas de idade varisca. A região de Bemposta exemplifica essas particularidades observadas ao longo da ZCI, sendo constituída por uma faixa metamórfica de alto grau, à qual se associam abundantes corpos de granitoides.

A faixa metamórfica em questão, intitulado neste trabalho de Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB), é composto principalmente por metassedimentos migmatizados e por ortognaisses glandulares também estes afetados de forma variável por migmatização. Assim, as rochas do CMB mostram fortes evidências de que foram afectadas por deformação e metamorfismo de alto grau, atingindo as condições de fusão parcial, durante a Orogenia Varisca. Numa fase mais avançada deste evento o CMB foi intruído por corpos graníticos sin, tardi e pós- cinemáticos.

Deste modo, a estreita associação espacial entre migmatitos e granitoides, encontrada no CMB, permitiu levar a cabo uma investigação pormenorizada sobre as relações entre os processos de anatexia e a geração de magmas graníticos em ambientes orogénicos. Com os dados obtidos neste estudo, elaborou-se um modelo coerente que permite explicar a evolução deste setor durante o Orógeno Varisco.

1.1 Estado de Arte

A crosta continental não é uniforme (RUDNICK e GAO, 2003). A sua diferenciação tem sido controlada pelos processos de metamorfismo de alto grau, anatexia e formação de resíduos granulíticos que ocorrem, ao longo do tempo geológico, em ambientes orogénicos (convergência continente-oceano ou continente-continente). Neste cenário, o espessamento crustal e o aumento do gradiente térmico induzem a fusão parcial, em grande escala, das litologias mais férteis da crosta e a geração de resíduos granulíticos. A segregação e migração dos fundidos anatóticos para níveis crustais superiores desempenha um papel fundamental na diferenciação entre a crosta continental superior e inferior (e.g. FYFE, 1973; CLEMENS, 1990; BROWN e RUSHMER, 2008; KEMP *et al.*, 2006, 2007; BROWN, 2008, 2013).

Os fundidos anatóticos que cristalizam na forma de plutões graníticos em zonas relativamente rasas dum orógeno derivam de rochas migmatíticas e granulitos residuais posicionados em maior profundidade. Em contraste, a íntima associação entre migmatitos e granitos observada em complexos anatóticos, representa um nível crustal exposto à superfície onde os fundidos anatóticos ficaram retidos durante a sua ascensão. As rochas destes complexos podem registrar evidências excepcionais da actuação de processos de fusão parcial, extração, migração e ascensão de fundidos anatóticos.

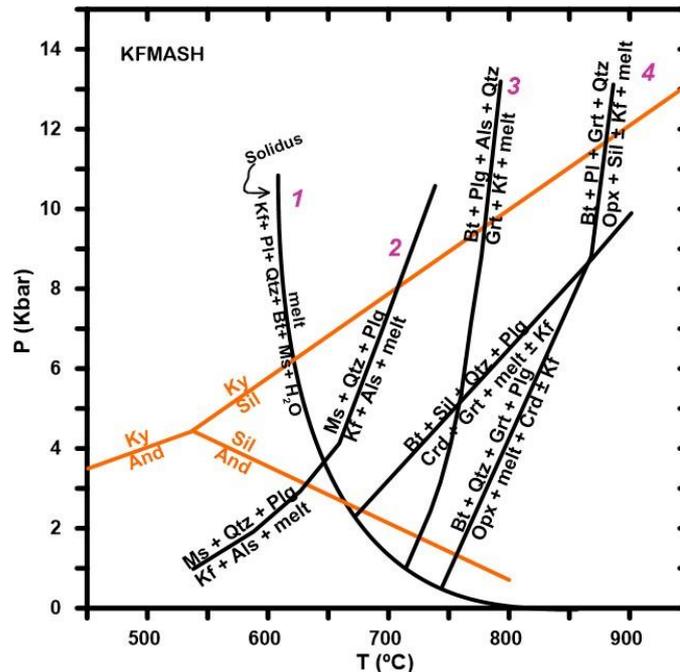
Deste modo, estes complexos têm vindo a suscitar uma atenção crescente nas últimas décadas, pois o seu estudo é essencial para compreender os efeitos da transferência de massa e calor em cinturões orogénicos, bem como as modificações da reologia dos materiais durante a fusão (e.g. SAWYER, 2001, 2008, BROWN, 2008, HOLNESS, 2008, MORFIN *et al.*, 2013).

Dada a complexidade que estes terrenos apresentam, nem sempre é fácil de caracterizar os processos envolvidos na sua génese e propor um modelo evolutivo. O estudo numa óptica multidisciplinar, acompanhada de técnicas sofisticadas de análise, tem-se revelado essencial para aprofundar o conhecimento nestes terrenos. Além disso, o estudo de terrenos migmatíticos nos vários cinturões orogénicos permitiu, nas últimas décadas, definir com clareza quais os critérios a serem usados na classificação e na nomenclatura das rochas migmatíticas.

1.1.1 Fusão parcial de protólitos na crosta continental

Num contexto de metamorfismo de médio-alto grau, a temperaturas suficientemente elevadas para que as rochas crustais intersectem a curva *solidus*, reúnem-se condições para que ocorra fusão parcial e consequente geração de migmatitos. Na presença de uma fase fluída aquosa, os protólitos crustais (metapelitos e metagrauvaques ou até ortognaisses graníticos) entram em fusão parcial a temperaturas relativamente baixas (650-700 °C) e pressões crustais (Figura 1). Contudo, nestas condições de metamorfismo, as fases fluídas livres no sistema são escassas, e a maioria dos autores defende que este mecanismo dá origem a pequenas proporções de fundidos anatóxicos.

Figura 1 – Grelha petrogenética para o sistema KFMASH. A curva de desidratação da biotite (reação 3) e a curva *solidus* do granito foram extraídas de Le Breton e Thompson (1988).

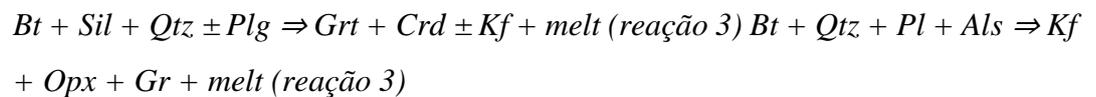
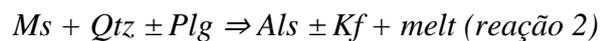


Fonte: Adaptado de Spear *et al.*, (1999) e Pattison *et al.*, (2003).

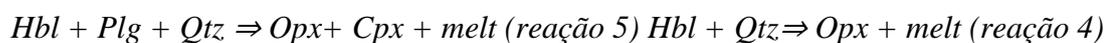
Para um determinado protólito crustal entrar em fusão parcial, a condições de P-T realistas, é necessário mostrar uma certa fertilidade, condição essa que é controlada pela composição da rocha (*bulk composition*) (SPEAR *et al.*, 1999). As reações de fusão parcial em rochas crustais são controladas pelas proporções modais do quartzo e feldspatos, mas especialmente pela presença e proporção de minerais hidratados (ex: moscovita, biotita,

hornblenda) (THOMPSON, 1982; SPEAR *et al.*, 1999). Assim, em condições anidras, as rochas com moscovita, biotita e aluminosilicatos (metapelitos e metagrauvaques) são as primeiras a fundir, pois apresentam uma maior fertilidade. As temperaturas superiores a 700°C, a fusão inicia-se através da reação da quebra da moscovita (Figura 1). Esta reação produz quantidades reduzidas de *melts* com composição granítica e peraluminosa, saturados em H₂O e com pouca mobilidade (WINTER, 2001). Com o aumento progressivo da temperatura, ocorre a fusão incongruente da biotite (Figura 1).

O volume dos líquidos anatóxicos gerados é bastante significativa (VIELZEUF e HOLLOWAY, 1988; CLARKE, 1992). Neste tipo de rochas, as principais reações de fusão em condições anidras, envolvendo a quebra de moscovita e biotita, são as seguintes (PETO, 1976, LE BRETON e THOMPSON, 1988, STEVENS *et al.*, 1997, VIELZEUF e MONTEL, 1994, PATINO DOUCE e HARRIS, 1998):



Os protólitos crustais contendo anfíbola, como principal fase mineral hidratada (ex: ortognaisses e anfibolitos) necessitam de temperaturas mais elevadas para atingir as condições de anatexia (850–900 °C) (CLEMENS, 2006). Os líquidos magmáticos gerados apresentam uma composição mais máfica (granodiorítica até diorítica) e são metaluminosos. As reações mais comuns são as seguintes (CARTWRIGHT e BARNICOAT, 1987; SPEAR *et al.*, 1999):



As temperaturas crustais superiores a 1000 °C, sem que ocorra adição duma fase fluída aquosa, a fusão dos diferentes tipos de protólitos (ex: metapelitos, metagrauvaques, ortognaisses, anfibolitos) podem gerar 20-70 vol % de fundidos anatóxicos subsaturados em H₂O (CLEMENS, 2006), dos quais 80-95% é extraído e apenas 5% mantém-se aprisionado nos limites entre grãos, em resíduos granulíticos (SAWYER, 2001).

1.1.2 Segregação e extração de melt

Os leucossomas representam a componente migmatítica que derivou da segregação parcial do *melt* (SAWYER, 2001). Por consequência da segregação, os leucossomas raramente apresentam composição primária. Tendo em conta a sua assinatura geoquímica, os leucossomas são subdivididos em dois grupos. No primeiro grupo, os leucossomas exibem uma forte anomalia positiva em Eu e mostram baixas concentrações em Zr. Estas características são comuns entre os leucossomas formados nos primeiros estágios de segregação e extração. Representam a cristalização precoce de quartzo e feldspatos (SAWYER, 1987; SOLAR e BROWN, 2001a; 2001b; JOHNSON *et al.*, 2003, 2012; KORHONEN *et al.*, 2010a) ou, alternativamente, a acumulação de feldspatos (WHITE *et al.*, 2004). No segundo grupo, os leucossomas apresentam uma forte anomalia negativa em Eu e altas taxas de Zr. Por sua vez, estas características são esperadas para os leucossomas formados por fundidos fracionados, extraídos da fonte (SAWYER, 1987, 1998; SOLAR e BROWN, 2001a, 2001b; HINCHEY e CARR, 2006; KORHONEN *et al.*, 2010a; WHITE e POWELL, 2010).

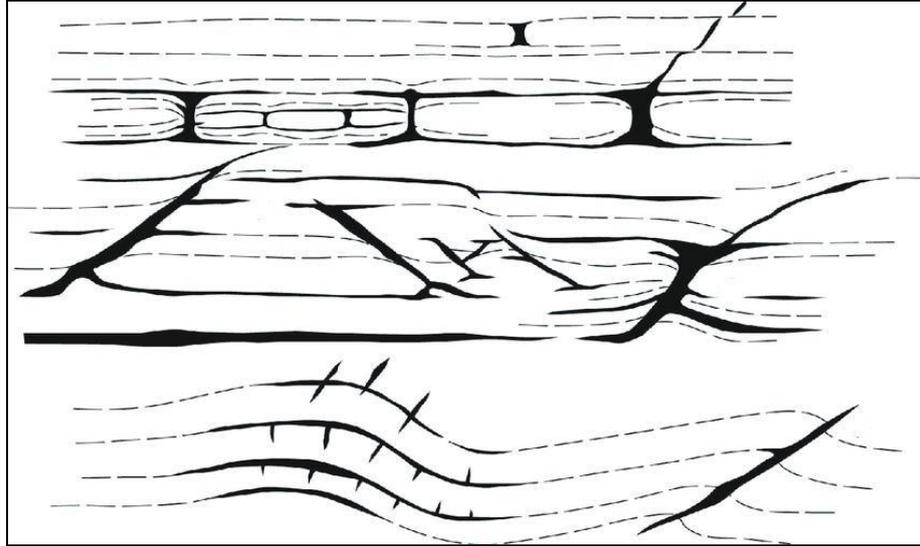
Então, os leucossomas representam uma rede complexa de fluxo, indicativa duma interconectividade em grande escala ao longo destes terrenos afetados por fusão parcial. Vários autores defendem que o contraste químico encontrado nos leucossomas dos terrenos migmatíticos, é uma sólida evidência para que as rochas destes terrenos representem não só zonas de geração, mas também zonas de transferência de *melt* (BROWN, 2004, 2007; BROWN e RUSHMER, 2008; OLSEN *et al.*, 2004; KORHONEN *et al.*, 2010a, 2010b).

O fato da crosta ser anisotrópica, favorece a extração e circulação do *melt*. As rochas crustais são anisotrópicas e estão sujeitas a stress desviatório durante a deformação orogénica. Esta condição resulta na geração de gradientes que forçam os fundidos a deslocarem-se para zonas de menor stress (HOBBS e ORD, 2012). Estas zonas de acumulação de *melt* são chamadas de zonas dilatantes e formam-se sob estruturas prévias (ex: foliação, estratificação, charneiras de dobras, etc) (Figura 2). Existem ainda outras forças envolvidas na extração e migração de *melt*. Vários autores consideram a atuação da força da impulsão (*buoyancy*) na criação de gradientes verticais (CLEMENS e MAWER, 1992; PETFORD e KOENDERS, 1998; BROWN e SOLAR, 1999; WEINBERG, 1999; BONS *et al.*, 2001, 2004; LEITCH e WEINBERG, 2002; BROWN, 2004; ABLAY *et al.*, 2008; HOBBS e ORD, 2010).

As variações na pressão litoestática, induzidas pela topografia de superfície, também poderão ser responsáveis por criar gradientes que induzem um fluxo horizontal (BROWN e SOLAR, 1998; WEINBERG e SEARLE, 1998; HOBBS e ORD, 2010, LEITCH e

WEINBERG, 2002).

Figura 2 – Esquema indicando algumas das estruturas propícias a acumular *melt*, chamadas também de zonas dilatantes. As áreas a preto representam os leucossomas e as linhas a tracejado representam a estratificação ou a foliação.



Fonte: Sawyer, 2008.

Em suma, a combinação dos processos anteriormente descritos tornam os terrenos migmatíticos extremamente complexos. Contudo, um estudo criterioso dos afloramentos poderá fornecer inúmeras informações, entre as quais se destacam as seguintes: 1) a natureza do protólito; 2) as condições de pressão e temperatura prevaletentes durante a fusão parcial e quais as reações de fusão envolvidas; 3) o volume e distribuição dos fundidos anatéticos 4) o regime tectónico que governou durante os processos de fusão parcial e 5) a duração dos processos de anatexia.

1.1.3 Classificação das rochas migmatíticas

De acordo com Sawyer (2008) existem dois grandes grupos de rochas migmatíticas: os metatexitos e os diatexitos. Esta divisão baseia-se principalmente em avaliar qualitativamente a fração de melt presente num afloramento.

Os metatexitos são rochas migmatíticas heterogéneas à escala macroscópica, nas quais é possível individualizar a fração fundida (neossoma) da parte não afetada pela fusão parcial (protólito/paleossoma). De uma forma geral, estas rochas são formadas por menores taxas de fusão. Nestes afloramentos, quer os seus protólitos, quer os litotipos inférteis (paleossomas) podem preservar estruturas prévias à fusão parcial (ex: estratificação, dobras, foliação). Nos metatexitos, os minerais refractários e ou peritéticos podem não se separar completamente do fundido, quando assim é, os neossomas são não segregados. Em contrapartida, os neossomas segregados são aqueles em que a componente fundida foi separada da fração sólida. Neste segundo grupo, a fração fundida segregada é designada de leucossoma, enquanto que a componente sólida é chamada de resíduo/ melanossoma.

Em certos casos, as evidências de fusão parcial não são perceptíveis à escala macroscópica, tornando-se necessário um estudo petrográfico detalhado, tendo em vista identificar microtexturas indicativas de fusão. Sawyer (1999, 2001, 2008) definiu os seguintes critérios microestruturais para reconhecer fusão parcial incipiente numa rocha: i) ocorrência de níveis lenticulares de quartzo e ou feldspato (*films*), resultantes da cristalização de finas películas de fundido; ii) porfiroclastos com bordos corroídos e arredondados por finas películas de *melt*; iii) domínios globulares de novos grãos preenchendo poros entre cristais antigos (*melt pools*); iiiii) intercrescimentos mirmequíticos entre plagioclase e quartzo, formados a partir de *melts* localizados nas fronteiras entre grãos antigos.

De acordo com a morfologia e a fração de *melt* presente no afloramento, Sawyer (2008) subdivide os metatexitos em: “*patch*”, “*dilatant-structured*”, “*net-structured*” e estromáticos.

Os metatexitos do tipo *patch*, são aqueles que apresentam um neossoma discreto, ocorrendo na forma de pequenas bolsadas discretas e disseminadas no interior do protólito. São comuns em zonas afetadas por baixas taxas de fusão.

Os metatexitos do tipo *dilatant-structured* são aqueles em que os leucossomas ou até os neossomas se distribuem ao longo de estruturas dilatantes que se desenvolvem em rochas mais competentes (Figura 2).

Os metatexitos do tipo *net structured* caracterizam-se por neossomas e ou

leucossomas dispostos num padrão em rede. Por fim, os metatexitos estromáticos, caracterizados por uma estrutura bandada, conferida pela presença de numerosos leitos de neossoma (resíduo + leucossoma) dispostos em faixas alternadas.

Os diatexitos destacam-se pela dominância da fração fundida, que em muitos casos revela poucos vestígios dos protólitos ou de qualquer anisotropia prévia. Ocorre em terrenos afetados por elevadas taxas de fusão parcial. A deformação poderá continuar a controlar a morfologia das rochas, porém ocorre sob um estado predominantemente ígneo, dando origem a foliações de fluxo magmático.

De acordo com Sawyer (2008) os diatexitos podem ser subdivididos nas seguintes categorias: nebulíticos, tipo *schollen*, tipo *schlieren* e diatexitos *sensu strictu*.

Os diatexitos nebulíticos possuem um neossoma difuso, o que torna difícil individualizá-lo do paleossoma.

Os diatexitos do tipo *schollen* são aqueles que contêm fragmentos disseminados de paleossomas ou resíduos. Estes fragmentos (*schollen*) têm dimensões variadas e formas redondas a irregulares. Num estágio progressivo de fluxo e desagregação os *schollen* tendem a diminuir de tamanho, ficam mais arredondados e são menos abundantes.

Os diatexitos do tipo *schlieren* são caracterizados por uma foliação de fluxo magmático bem desenvolvido disperso pelo neossoma. Essa foliação é definida pelo alinhamento de minerais com hábito laminar, tabular ou prismático (*schlieren*). Os *schlieren* são habitualmente definidos por biotita, embora possam também ser definidos por silimanita, anfibólio, ortopiroxênio e plagioclásio. São interpretados como cristais residuais disseminados no neossoma (SAWYER, 2008).

E por último, os diatexitos *sensu strictu* são aqueles com aparência mais uniforme, desprovidos de *schollen* e ou *schlieren*. Estes últimos parecem representar um maior grau de migração do magma anatótico, responsável pela desagregação de elementos residuais (ex: *schollen* e *schlieren*) e pela conseqüente homogeneização (BROWN, 2013).

Na óptica deste trabalho adoptou-se a classificação e nomenclatura recomendada nos trabalhos de Sawyer (2008).

1.2 Objetivos

Para a elaboração deste trabalho definiram-se os seguintes objetivos específicos:

- Obter informação de campo a diferentes escalas (centimétrica, métrica e quilométrica) sobre as rochas metamórficas (migmatíticas e não-migmatíticas) e granitóides que afloram

na área, de modo a determinar a sua distribuição e relações de contacto entre si.

- Identificar as principais associações mineralógicas presentes, os “fabrics” de deformação nelas impressas e assim definir as relações entre o metamorfismo, anatexia e deformação.
- Cartografar em detalhe as áreas migmatíticas, de modo a individualizar os diferentes componentes das rochas migmatíticas (ex: paleossoma, leucossoma, melanossoma, mesossoma), definir as suas configurações e morfologias (metatexitos vs. diatexitos) e determinar as condições em que ocorreram os processos de fusão parcial (hipotéticos protólitos, taxas de fusão, mecanismos de fusão e segregação, etc.);
- Realizar o estudo petrográfico das amostras colhidas no campo, dando particular atenção à identificação de paragénese mineral e microestruturas indicativas de fusão parcial.
- Realizar análises de química mineral das fases essenciais e acessórias presentes nos migmatitos e granitos da área de estudo.
- Obter análises químicas de elementos maiores, menores e traço em rocha total num conjunto de amostras do CMB e de granitóides, estabelecer as principais tendências de variação química e constringer os processos petrogenéticos responsáveis pela sua formação.
- Determinar as composições isotópicas Sr-Nd de algumas das amostras estudadas para definir a sua proveniência e possíveis relações genéticas.
- Determinar, com recurso ao método U-Pb em zircões, a idade do pico metamórfico/migmatização e a idade de cristalização dos maciços graníticos que intruíram o CMB.
- Integrar a informação obtida e propor um modelo petrogenético coerente para explicar a evolução tectonometamórfica deste segmento do orógeno varisco.

1.3 Metodologia do trabalho

De modo a concretizar os objectivos estabelecidos no ponto anterior, utilizou-se uma metodologia de trabalho que envolveu as seguintes etapas fundamentais:

- Pesquisa Bibliográfica. Envolveu a consulta de mapas geológicos e de trabalhos publicados sobre a geologia da região.
- Trabalho de Campo. Durante a execução desta tese, foram realizadas 6 campanhas de campo, que perfazem um total de 16 dias. Durante esta etapa procedeu-se: a) ao levantamento cartográfico e identificação de afloramentos; (b) à caracterização macroscópica das rochas aflorantes, bem como à identificação das suas paragénese mineral; (c) à obtenção de dados estruturais; (e) à amostragem e (f) ao registo fotográfico.

- Trabalho de Laboratório. Envolveu as seguintes etapas: i) análise petrográfica de lâminas delgadas polidas; ii) determinação das composições químicas de fases minerais presentes em algumas lâminas delgadas, através da microsonda eletrônica; iii) preparação física de amostras para aquisição de dados de geoquímica de rocha total; iv) realização de análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rocha total e v) separação e purificação de zircões e suas datações através do método U-Pb.

- Trabalho de Gabinete. Uma etapa contínua ao longo de toda a tese e que se segmentou nas seguintes fases: (a) compilação dos dados coletados durante o trabalho de campo; (b) Introdução dos dados georreferenciados em bases de dados; (c) elaboração de um mapa geológico em suporte *ArcGis*; (d) análise, interpretação e integração dos dados coletados ao longo das diferentes etapas; (e) formulação dos modelos petrogenéticos que melhor explicam a gênese e evolução das rochas da região e (f) redação de artigos e do documento final (Tese).

Em virtude da área de estudo situar-se em Portugal, o Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro revelou-se um grande aliado em levar a bom porto a investigação realizada. Não só forneceu todo o apoio logístico no trabalho de campo, como também serviu de base para a preparação de amostras, petrografia e separação de zircões.

É importante também enaltecer o apoio da Professora Maria Elisa Preto Gomes do Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto-Douro, não só na apresentação da área de estudo, mas também no apoio logístico e no esforço em obter o alojamento durante as atividades de campo em Bemposta.

Muitos dos dados aqui apresentados foram obtidos em laboratórios de várias instituições portuguesas e brasileiras. As análises de química mineral foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A determinação das razões isotópicas de Sr e Nd foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro. As datações U-Pb em zircões foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e no Laboratório SHRIMP do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Por fim, as análises dos elementos traços em zircão foram obtidas no Laboratório de Química do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

1.4 Estrutura da tese

A tese é composta pelos seguintes capítulos:

Capítulo 1 - Introdução. Este capítulo contém os aspectos introdutórios necessários ao

desenvolvimento da pesquisa.

Capítulo 2 - Materiais e métodos analíticos. Neste capítulo descrevem-se as técnicas e procedimentos analíticos utilizados na obtenção de dados durante o presente trabalho.

Capítulo 3 - Enquadramento Geográfico e Geológico. Este capítulo contextualiza a área de estudo no território português. Apresenta também um enquadramento geológico da área, bem como uma síntese das principais características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e plutónicas dos terrenos que a compõem.

Capítulo 4 - Geologia da Região de Bemposta. Este capítulo inclui as descrições de campo e caracterização macroscópica dos diferentes litótipos que ocorrem em Bemposta. São também descritas as estruturas de deformação que condicionaram a evolução destes terrenos.

Capítulo 5 - Petrografia. Este capítulo incluiu os resultados da análise petrográfica das amostras representativas de cada unidade geológica.

Capítulo 6 - Apresentação do Artigo I. O artigo I foi submetido para a revista Comunicações Geológicas e está em fase de avaliação pelos editores do referido periódico. É intitulado “The Bemposta Migmatitic Complex (NE Portugal): a petrographic and geochemical study” e é apresentado neste capítulo.

Capítulo 7 - Geologia Isotópica e Geocronologia U-Pb. Este capítulo está subdividido em duas secções. A primeira, onde se introduzem os fundamentos teóricos dos métodos de análise isotópica Rb-Sr e Sm-Nd, suas aplicações e se discutem os resultados isotópicos obtidos. Na segunda secção do capítulo, introduzem-se os fundamentos teóricos do método U-Pb e apresentam-se as idades U-Pb obtidas em zircões das amostras selecionadas. Os dados U-Pb são apresentados na forma de um artigo que foi publicado pela revista *The Canadian Mineralogist* (vol. 58, pp. 847-861 (2020) DOI: 10.3749/canmin.2000015), intitulado “SHRIMP U-Pb ages and REE patterns for zircon from an anatectic variscan two-mica granite from the Bemposta Migmatite Complex (Central Iberian Zone).

Capítulo 8 - Conclusões. No último capítulo sumarizam-se as principais conclusões retiradas ao longo deste trabalho.

Referências

Anexos

2 MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS

No presente capítulo descrevem-se as técnicas e procedimentos analíticos utilizados na obtenção de dados petrográficos, de química mineral, de geoquímica de rocha total e de isótopos (Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb). Na Figura 3 apresenta-se um diagrama que sintetiza os procedimentos usados na preparação das amostras, ao longo desta investigação.

2.1 Petrografia

A análise petrográfica incidiu sobre cerca de 90 lâminas delgadas polidas de amostras representativas dos diferentes litotipos que ocorrem na região de Bemposta. A grande parte das lâminas delgadas polidas foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Lâminas Delgadas da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD). Uma pequena parte foi confeccionada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) e no Laboratório de Laminação da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro-SP.

Na análise petrográfica usaram-se o microscópio *Olympus*, modelo *BX50* do Laboratório de Petrologia e Mineralogia do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) e o Microscópio *Nikon*, modelo *Eclipse Ci Pol* do Laboratório de Microscopia Eletrónica do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Ambos os microscópios estão equipados com máquina fotográfica.

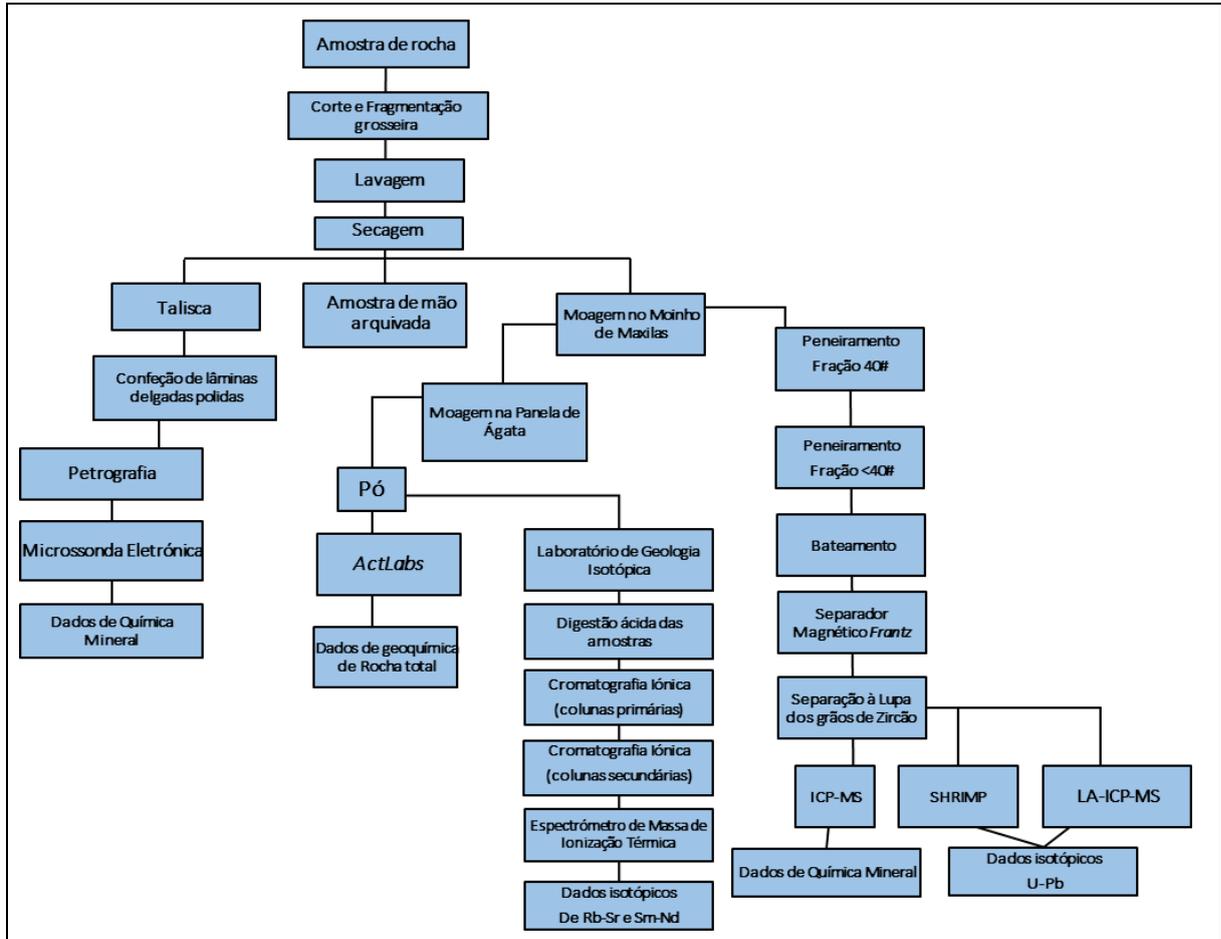
2.2 Microsonda Electrónica

Entre as lâminas polidas analisadas ao microscópio petrográfico, seleccionaram-se 6 amostras para obtenção de dados de química mineral. As análises foram efetuadas na Microsonda Eletrónica do Laboratório NAP Geoanálisa do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

A microsonda utilizada (JEOL JXA-8530F), equipada com 4 espectrómetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) e um espectrómetro de dispersão de energia (ESD). As determinações foram realizadas sob uma corrente de emissão de emissão de 20 nA, a uma voltagem de 15 kV e com *spots* variando entre 5 µm e 10 µm de diâmetro. Os dados obtidos foram corrigidos automaticamente pelo método ZAF e calibrados em função dos padrões, após contagens. Através das análises de granada, biotita, moscovita, feldspatos e anfibólios

calcularam-se as fórmulas estruturais e elaboraram-se diagramas de classificação química, recorrendo ao *Excel* e ao *Grapher 13*.

Figura 3 – Síntese dos procedimentos usados na preparação de amostras.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.3 Preparação física de amostras

A preparação física de amostras foi efetuada nos laboratórios do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro. Iniciou-se com a fragmentação grosseira das amostras de rocha em pedaços de 5x5 cm, recorrendo a uma prensa hidráulica. No caso das amostras de rochas migmatíticas, usou-se uma serra de modo a separar os seus diferentes componentes (leucossoma, mesossoma, nódulos resistentes). De seguida, os fragmentos foram lavados com o auxílio de uma escova e colocados em um tabuleiro limpo. Após o processo de lavagem, as amostras foram secas numa estufa a 50°C.

Antes de proceder à moagem, uma parte de cada amostra foi reservada num saco, etiquetada e arquivada. No processo de moagem, cada amostra foi passada, pelo menos duas

vezes, no moinho de maxilas, usando uma abertura entre maxilas progressivamente mais apertada e tendo o cuidado de limpar o moinho antes de introduzir uma nova amostra. A passagem no moinho de maxilas tem como objetivo moer as amostras até a um tamanho de grão menor possível.

Seguiu-se a etapa de quarteamento, em que ao material obtido na moagem, se extrai uma sub-amostra representativa com cerca de 100 gramas que será pulverizada no moinho de ágata. O restante material foi guardado num saco plástico e identificado com a referência da amostra. Por fim, cada sub-amostra obtida na etapa anterior, é inserida num moinho de anéis de ágata e colocado um agitador N.V.TEMA durante cerca de 20 minutos, de modo a obter um pó com granulometria inferior a 200 *mesh*.

O pó obtido foi subdivido em 2 frações. A primeira fração foi enviada para o *Activation Laboratories* (Ontário, Canadá), para determinação da geoquímica de elementos maiores e traço. A segunda fração foi reservada para medição das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA). Todos os aparelhos usados na preparação física das amostras, foram meticulosamente limpos, antes e depois da sua utilização, de forma a evitar qualquer tipo de contaminação.

2.4 Geoquímica de rocha-total

Cerca de 65 amostras foram selecionadas para Geoquímica de rocha-total e assim enviadas para o *Activation Laboratories* (Ontario, Canadá), onde os elementos maiores foram determinados por ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) e os teores em elementos traço, incluindo as terras raras, foram determinados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

O limite de detecção para o Ti e Mn é de 0,001%, enquanto para os restantes elementos maiores é de 0,01%. No caso dos elementos maiores, a precisão analítica fornecida pelo laboratório é inferior a 4%, enquanto para os elementos traço é inferior a 10%.

2.5 Determinação das razões isotópicas Sr-Nd

A obtenção de análises isotópicas nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rocha-total envolveu três etapas fundamentais: (a) decomposição química das amostras; b) cromatografia iónica e (c) medição das razões isotópicas no Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS).

O tratamento químico das amostras foi efetuado na sala limpa do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA), equipada com filtros HEPA e as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram medidas no Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) *VG SECTOR 54* do mesmo laboratório. Todo o material utilizado na sala limpa foi previamente descontaminado com ácido nítrico a 50% e água ultrapura, *Milli Q* (resistividade = 18,2 Ωs).

2.5.1 Digestão química das amostras

A etapa de digestão química das amostras iniciou-se com a introdução de uma pequena porção de pó de rocha total em recipientes de teflon (polímero inerte) e a sua pesagem numa balança de alta precisão. A quantidade de pó a pesar depende da composição da amostra, mas nunca excede 100mg.

Após a pesagem, adicionam-se 1 ml de HNO_3 e 2 ml de HF ultrapuros aos recipientes de teflon. Os copos de teflon são então fechados e introduzidos em bombas de digestão *Parr* de alta pressão, que são colocadas numa estufa a 180°C durante 3 dias. Passado este período de tempo, abrem-se as bombas, retiram-se os recipientes de teflon e deixam-se as amostras a evaporar numa placa de aquecimento. Por fim, adicionam-se cerca de 6 ml de HCl 6N, voltam a fechar-se os copos de teflon em bombas de digestão ácida, que são colocadas na estufa a 180° durante 1 dia. O processo termina, com a abertura das bombas e uma nova evaporação das amostras na placa de aquecimento.

2.5.2 Cromatografia iónica

A separação dos elementos por cromatografia iónica é realizada, numa primeira fase, em colunas de quartzo preenchidas com resina catiónica *Biorad* de granulometria 200-400 μm (colunas primárias). A passagem da amostra pelas colunas primárias permite separar o Sr, o Rb e as Terras Raras (TR) dos restantes elementos, usando HCl 2,5N como eluente (RIBEIRO, 2004). Para o efeito, adicionam-se sucessivamente volumes pré-estabelecidos de HCl 2,5N até à individualização do elemento ou grupo de elementos pretendidos, de acordo com o procedimento estabelecido no LGI-UA. A resina tem uma carga positiva e apresenta uma seletividade relativa para cada elemento químico, dependendo da sua carga e raio iónico. Com base no conhecimento da seletividade relativa de cada elemento químico, é possível determinar os seus tempos de saída durante a passagem pelas colunas e isolar, assim, os elementos de

interesse.

A solução contendo Sr, que se recolheu nas colunas primárias, foi evaporada até à secura total em placa de aquecimento a cerca de 150°C, ficando assim apta para ser analisada por espectrometria de massa. As amostras em que se pretendiam determinar as razões isotópicas de Nd tiveram que ser sujeitas a uma nova separação que permitisse individualizar este elemento das restantes terras raras. Para isso, passaram-se as soluções ricas em ETR obtidas na fase anterior em colunas de quartzo de menor dimensão, preenchidas com resina *LN-Einchon* de granulometria mais fina (colunas secundárias). O procedimento é semelhante ao utilizado nas colunas primárias, embora se usem ácidos com concentrações mais baixas. A amostra de Nd recolhida nesta separação foi evaporada numa placa de aquecimento a 150°C, estando apta a analisar no TIMS.

2.5.3 Análise por Espectrometria de Massa e Ionização Térmica

O Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) instalado no LGI-UA está equipado com 7 coletores (6 móveis e 1 fixo) e um detetor Daly (Figura 4). É constituído por uma fonte, um analisador e um sistema de coleção, deteção e amplificação do sinal elétrico induzido pelo feixe iónico.

Na fonte, a amostra é ionizada em condições de alta temperatura e o feixe de iões positivos produzido é acelerado e direcionado por ação de um campo elétrico constante, passando para o analisador através de um colimador constituído por um sistema de fendas.

Quando atinge o analisador, o feixe iónico é sujeito à ação de um campo eletromagnético de intensidade regulável, que permite separar os isótopos de massas diferentes. Ou seja, sob o efeito de um campo magnético com direção perpendicular à do feixe, os iões mais pesados passam a descrever trajetórias com maior raio de curvatura, enquanto os mais leves sofrem uma deflexão de trajetória mais acentuada (menor raio de curvatura).

Figura 4 – Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) do LGI-UA.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os coletores móveis do espectrômetro são previamente posicionados de acordo com a trajetória dos isótopos que se estão a analisar. Através da comparação das intensidades dos sinais obtidos para cada um dos isótopos em estudo, podem medir-se as suas abundâncias relativas.

O espectrômetro funciona em condições de alto vácuo (10^{-6} a 10^{-9} mbar), de modo a evitar colisões entre os iões e as moléculas de oxigénio, o que levaria à redução da velocidade e dispersão do feixe iónico.

2.5.3.1 *Análise das razões isotópicas de Sr*

Após ter efetuado a separação do Sr no laboratório químico, é necessário proceder à sua deposição em filamentos metálicos. Para isso, cada amostra de Sr é dissolvida em 2 μg de ácido fosfórico (H_3PO_4 1N), depositada num filamento central de Ta, evaporada e subsequentemente introduzida no porta-amostras para ser analisada no espectrômetro de massa.

As razões isotópicas de Sr são medidas numa sequência de três ciclos no modo dinâmico com quatro coletores Faraday, mantendo a intensidade do feixe de ^{88}Sr em 1.5-2V durante 50 a 100 aquisições. A correção das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o fracionamento

de massa foi feita através da sua normalização para o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ (DICKIN, 1997). No período em análise, obteve-se uma precisão interna inferior a 20 ppm (1 sigma). Para aferir o rigor das análises, usou-se o padrão internacional NBS-987, cuja análise regular deu o valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 17$, com um grau de confiança de 95%, em 13 medições.

2.5.3.2 Análise das razões isotópicas de Nd

No caso do Nd, as amostras foram dissolvidas em 2 μg de HCl 2,5 N, depositadas em filamentos triplos de tântalo-rénio-tântalo, evaporadas e subsequentemente introduzidas no espectrómetro de massa.

As razões isotópicas de Nd foram medidas na forma metálica em sete coletores Faraday, numa sequência de três ciclos no modo dinâmico, com o feixe de ^{144}Nd mantido a 0.5-1V durante 50 a 100 aquisições. O fracionamento de massa foi corrigido segundo uma lei exponencial utilizando como referencial $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. A precisão da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é inferior a 20 ppm (1 sigma). A análise do padrão JNdi-1 deu um valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121044 \pm 79$, com um grau de confiança de 95%, em 13 medições.

2.6 Separação de zircões

A separação de cristais de zircão para estudo isotópico compreendeu 4 fases fundamentais: 1) peneiramento; 2) bateamento simples; 3) separação magnética usando o separador magnético *Frantz* e 4) selecção de grãos de zircão através da lupa binocular.

A primeira fase envolveu o peneiramento da fração que sobrou, obtida após a passagem no moinho de maxilas. Tendo em conta que a maioria dos grãos de zircão possuem dimensões compreendidas entre 20 e 200 μm (SILVER e DEUTSCH, 1963), escolheu-se um crivo com abertura de 40 *mesh* (~420 μm) para o peneiramento de cada amostra seleccionada.

Em seguida, com o auxílio de uma bateia efectuou-se a separação dos minerais por densidades relativas através de bateamento simples. Neste processo, a fracção de granulometria inferior a 40 *mesh* foi bateada com água corrente, o que induziu a concentração dos minerais mais densos no centro da bateia. A amostra resultante é então transferida para um copo de vidro e colocada na estufa a 50°C.

Após a secura, as amostras são passadas várias vezes no separador magnético *Frantz*. Este instrumento separa a fracção magnética da não magnética, usando uma calha com inclinação longitudinal e lateral regulável. Neste caso, a calha foi ajustada a uma inclinação

longitudinal de 20° e uma inclinação lateral de 5°. Após a separação das frações, o material é recolhido em copos de aço inoxidável. As frações ricas em minerais magnéticos (obtidas em intensidades de 0,5, 1,0 e 1,6 Å) foram arquivadas em sacos previamente etiquetados, enquanto as frações ricas em minerais não magnéticos (onde se concentram os zircões) reservaram-se para a etapa seguinte.

A última etapa é a mais minuciosa, pois passa por identificar e selecionar os grãos de zircão à lupa binocular. Os trabalhos de Pupin (1980) e Corfu *et al.*, (2003) revelaram-se de grande importância na identificação e seleção de cristais de zircão. Nesta etapa, teve-se o cuidado de selecionar apenas os grãos de zircão que eram desprovidos de fracturas, inclusões e sem indícios de metamitização.

2.7 Datação U-Pb em zircão

As datações pelo método U-Pb em zircão foram obtidas através de duas técnicas distintas. A técnica de laser ablation por espectrometria de massa com plasma indutivo (LA-ICP-MS), sediada no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) e a técnica SHRIMP, instalada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP).

2.7.1 LA-ICP-MS

A determinação de idades U-Pb através da técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) foi feita num espectrómetro de massa multi-colector da marca *ThermoFinnigan* e modelo *Neptune*, que está equipado com um conjunto de coletores Faraday que permitem a medição simultânea de ^{235}U e ^{238}U e de ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Hg -Pb nos fotomultiplicadores de electrões secundários.

Os zircões foram montados em recipientes de resina epoxi, polidos com abrasivos diamantados, lavados com ácido nítrico destilado numa tina de ultrasons e recobertos com uma película de carbono para imageamento por catodoluminescência-CL. As imagens de catodoluminescência têm o intuito de revelar a textura interna dos cristais de zircão e auxiliam na escolha do *spot* a analisar.

Em seguida, foram sujeitos a ablação numa atmosfera de He, usando um feixe laser com 30 µm de diâmetro e uma frequência de repetição de 10 Hz capaz de libertar uma energia

de aproximadamente 4,73 a 6,50 J/cm² na superfície do zircão.

Os dados obtidos no espectrómetro de massa foram exportados para o Excel, onde se avaliou os desvios instrumentais, se corrigiu os desfasamentos na determinação de massas e o fraccionamento induzido pelo processo de *laser ablation*.

Para o cálculo das idades U-Pb, construção de diagramas concórdia e histogramas, usou-se o software *Isoplot* (LUDWIG, 2008), que se baseia no modelo de evolução do Pb de Stacey e Kramers (1975). A precisão e reprodutibilidade do método foram controladas através da medição sistemática de três padrões internacionais (GJ-1, TEMORA-2, FC-1).

2.7.2 SHRIMP

A determinação de idades U-Pb, através de SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe), foi realizada em 6 amostras, em 2 ciclos de 24 horas. A montagem dos grãos de zircão é feita de forma similar à descrita na técnica LA-ICP-MS.

No SHRIMP os grãos de zircão são bombardeados por um feixe primário de iões O₂, produzidos pela descarga do oxigénio dentro de um cátodo de níquel. O bombardeamento faz com que uma pequena fração do zircão gere uma ampla variedade de iões secundários. Um analisador electrostático é responsável por focar e filtrar esses iões, separando-os por valores de energia cinética. Após esta etapa, os iões passam por um setor magnético que é responsável por discriminá-los segundo as respetivas massas (WILLIAMS, 1998). Este setor permitirá discriminar isótopos de U e Pb, assim como complexos moleculares de massas similares. O *spot* de 24 μm permite analisar domínios homogéneos em cristais de zircão com estruturas internas complexas.

Os dados foram coletados em blocos de 6 medidas, em que são analisadas todas as massas de interesse, com o padrão TEMORA (BLACK et al., 2003) a ser medido a cada ciclo de 4 análises. Todas as análises foram corrigidas para o ²⁰⁴Pb, segundo a razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb medida conforme Williams (1998) e na composição do ²⁰⁴Pb definida por Stacey e Kramers (1975). Os dados foram então tratados, com o cálculo de idades a ser feito através dos softwares *Squid* e *Isoplot* (LUDWIG, 2008).

2.8 Química mineral em Zircão

Após a datação U-Pb através de SHRIMP, foram selecionadas 4 amostras do mesmo *mount* para obtenção das composições químicas de elementos traço e terras raras em

zircão. As análises de química mineral foram realizadas por LA-ICP-MS, no Laboratório de Química do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Para a obtenção de dados de química mineral, utilizou-se o ICP-MS *Perkin-Elmer Elan 6100 DRC* que está acoplado a um sistema de *laser ablation* Y (ND) AIG de 213 nm da marca *NEW WAVE RESEARCH* e modelo *UP 213*. Neste equipamento a análise é realizada num período de 120 segundos, no qual os primeiros 60 segundos de leitura são do background e os restantes 60 segundos são de aquisição de dados. Durante a aquisição de dados, cada elemento analisado tem um tempo de integração igual a 1,6 ms e dwell time de 8 ms. A conversão das intensidades medidas em concentrações (ppm), assim como as correção e redução dos dados foi feita no software *Glitter*. A seleção dos *spots* para análise foi feita com recurso às imagens de catodoluminescência e optou-se por escolher domínios analisados por SHRIMP. Durante a aquisição de dados foram medidos sistematicamente os padrões de referência NIST-612 e o Zircão 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995 e 2004)

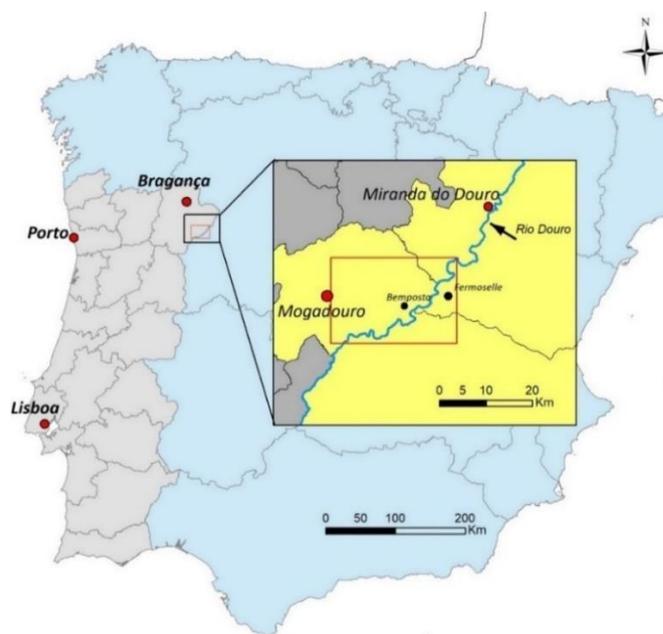
3 ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

No presente capítulo é feito o enquadramento geográfico e geológico dos terrenos em estudo. Descrevem-se as características geológicas do Maciço Ibérico, dando particular ênfase à unidade geotectónica em que se insere a região estudada: a Zona Centro-Ibérica. Por último, é feita uma breve síntese dos principais trabalhos realizados na região estudada.

3.1 Enquadramento geográfico

A região estudada localiza-se no nordeste de Portugal, no distrito de Bragança, e abrange uma área pertencente aos conselhos de Mogadouro e Miranda do Douro. O canhão fluvial do Rio Douro atravessa a área de estudo, demarcando a fronteira com o território espanhol, mais precisamente com as províncias de Zamora e Salamanca. A fronteira entre estas províncias é demarcada pelo Rio Tormes, um afluente do Rio Douro. É de salientar, que toda esta região está inserida no Parque Natural do Douro Internacional (PNDI) (Figura 5), sendo por isso uma área protegida em que se valoriza e conserva o património natural, paisagístico e cultural.

Figura 5 – Enquadramento geográfico da área de estudo nos territórios português e espanhol. A área de estudo, delimitada pelo polígono vermelho, compreende os municípios portugueses de Mogadouro e Miranda do Douro e as províncias espanholas de Zamora e Salamanca.

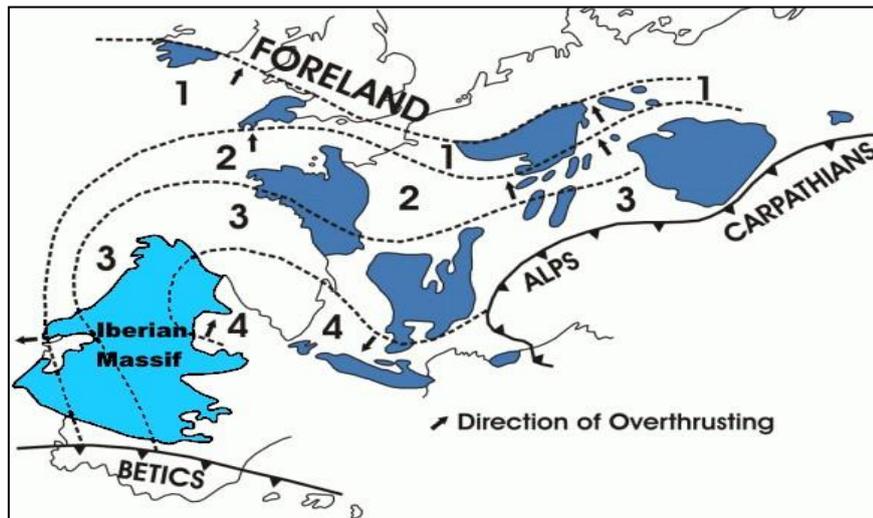


Fonte: Elaborada pelo autor.

3.2 Enquadramento geológico

Do ponto de vista geológico, o setor estudado integra-se no Maciço Ibérico (Figura 6), o segmento mais ocidental da antiga Cadeia Varisca Europeia, que resultou da colisão entre os supercontinentes Laurússia e Gondwana, no final do Paleozóico (BEHR *et al.*, 1984, DIAS & RIBEIRO, 1995; MCKERROW *et al.*, 2000). Tem uma longitude de cerca de 700 km, no seu eixo maior e é considerada como a secção mais completa e conservada do Orógeno Varisco.

Figura 6 – Distribuição dos afloramentos da antiga Cadeia Varisca no continente europeu, com destaque para o Maciço Ibérico.



Fonte: Modificado de Bromley & Holl, 1986.

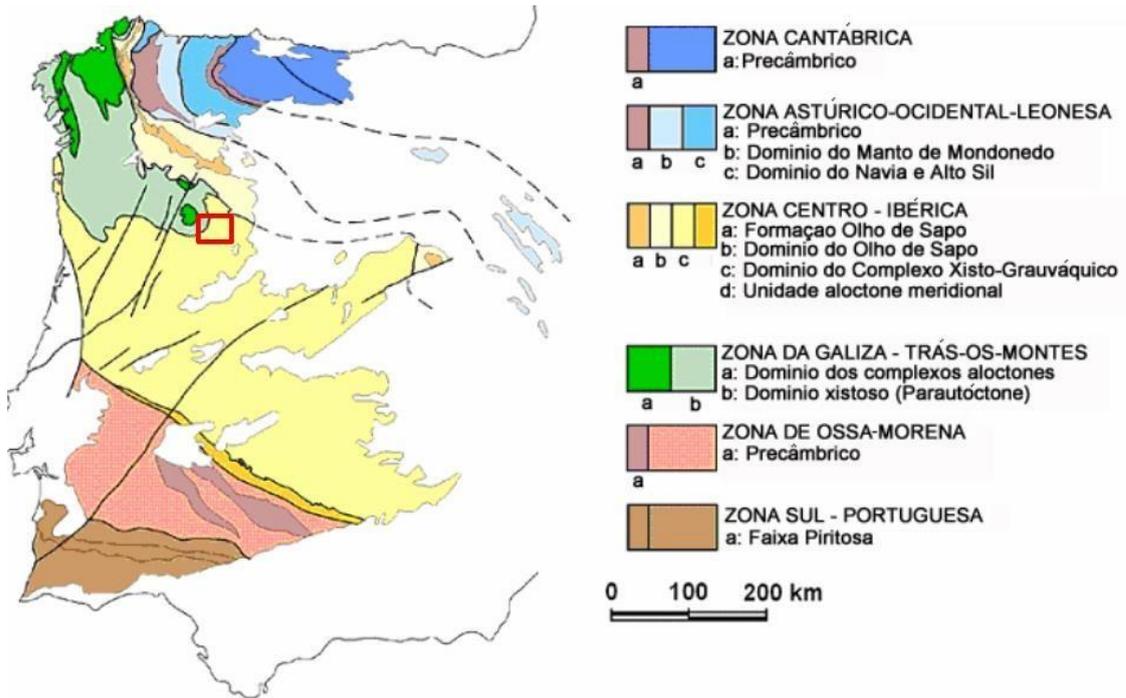
O maciço é constituído por rochas metamórficas, com idades compreendidas entre o Neoproterozóico e o Carbónico Superior, e por grandes volumes de rochas graníticas que se instalaram durante as fases finais da Orogenia Varisca (e.g. JULIVERT *et al.*, 1974; AZEVEDO *et al.*, 2005).

Lotze (1945, 1956) foi o primeiro a reconhecer que no Maciço ibérico existem domínios com características estratigráficas, metamórficas, tectónicas e magmáticas distintas, propondo a sua subdivisão em seis grandes zonas: Zona Cantábrica, Zona Astúrico Ocidental Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso Oriental Alcúdica, Zona de Ossa Morena e Zona Luso Meridional. Os trabalhos desenvolvidos por Lotze (1945,1956) estimularam a realização de diversas pesquisas nos diferentes domínios do Maciço Ibérico.

Merecem destaque, os trabalhos de Julivert *et al.* (1974) e de Farias *et al.*, (1987), que culminaram na proposta de um novo esquema zonal para o Maciço Ibérico (Figura 7). O novo esquema de subdivisão do Maciço Ibérico, hoje em dia o mais aceite, passou a considerar

as seguintes zonas geotectónicas: Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico-Occidental-Leonesa (ZAOL), Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP).

Figura 7 – O Maciço Ibérico e a sua subdivisão em zonas geotectónicas. O quadrado vermelho representa a localização aproximada da área de estudo.



Fonte: Pérez Estaún *et al.* 2004.

As zonas mais internas do maciço (ZAOL, ZGTM, ZCI e ZOM) são constituídas por terrenos mais antigos (Neoproterozóico- Paleozóico inferior) onde a deformação varisca é mais precoce e mais intensa, o metamorfismo regional pode atingir as condições de fusão parcial e o plutonismo granítico sin-orogénico é abundante. Nas zonas externas do maciço (ZSP e ZC), as formações do Paleozóico Superior são mais expressivas, a deformação varisca é mais tardia e menos intensa, o metamorfismo regional é de baixo grau e as intrusões graníticas são escassas (RIBEIRO *et al.*, 1979).

Em termos estruturais, o Maciço Ibérico possui uma orientação principal NW-SE, onde se observa um padrão de dobramentos com vergências opostas, relativamente a um eixo axial situado na Zona Centro-Ibérica. De uma forma geral, no domínio norte, em que se inclui as Zonas Cantábrica, Astúrico-Occidental-Leonesa e a parte setentrional da Zona Centro-Ibérica, a vergência das dobras é para NE, enquanto que no domínio Sul, que compreende a parte meridional da Zona Centro-Ibérica e as Zonas Ossa-Morena e Sul-Portuguesa, a vergência

das dobras é para SW.

A região estudada está localizada na Zona Centro-Ibérica. Por essa razão, as próximas secções são dedicadas a esta zona, onde se descreverá a sua geologia em maior detalhe.

3.2.1 Zona Centro-Ibérica (ZCI)

A ZCI é uma das zonas internas do Maciço Ibérico. É limitada a norte e nordeste pelas Zonas da Galiza-Trás-os-Montes e Astúrico-Occidental-Leonesa e a sudoeste e oeste pela Zona de Ossa Morena. Em contraste com as demais zonas, a ZCI destaca-se pelas seguintes características: 1) a importante sequência pré-ordovícica de idade Neoproterozóica-Câmbrico inferior; 2) a presença de sinformas paleozóicas com orientação predominante NW-SE; 3) o desenvolvimento de grandes cinturões metamórficos de alto grau, nos quais se pode atingir as condições de fusão parcial; 4) a grande abundância de batólitos graníticos sin-, tardi- e pós-cinemáticos.

3.2.1.1 Estratigrafia

Do ponto de vista estratigráfico, as formações do Neoproterozóico Superior-Ordovícico Inferior afloram de forma expressiva na Zona Centro-Ibérica. Segundo Martínez Catalán *et al.* (2004) são representadas por dois domínios (Figura 8): o domínio do *Ollo de Sapo* (com grande representação em território espanhol) constituído por uma formação de gnaisses glandulares, de idade câmbrica superior a ordovícica inferior (GEBAUER, 1993; VALVERDE VAQUERO e DUNNING, 2000; DÍEZ MONTES, 2006; MONTERO *et al.*, 2007; DÍEZ MONTES *et al.*, 2010) e; o domínio do Complexo Xisto- Grauváquico (CXG), de idade neoproterozóica superior a câmbrico inferior, constituído por um espesso conjunto de metassedimentos do tipo *flysch* que afloram em vastas áreas da ZCI (SOUSA, 1984, 1985; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

Figura 8 – Principais domínios litoestratigráficos que constituem a Zona Centro-Ibérica.



Fonte: Adaptado de Martínez Catalán *et al.* (2004) e Dias *et al.* (2006) por Teixeira (2008).

A área de estudo está inserida em terrenos do domínio do CXG. Este complexo é constituído por uma espessa sequência de metapelitos e metagrauwaques, em que se intercalam níveis conglomeráticos e rochas carbonáticas. No território português, o CXG tem sido dividido em duas unidades litoestratigráficas distintas: O Grupo do Douro e o Grupo das Beiras (SOUSA, 1982, 1983, 1984, 1985). O limite entre os dois grupos é marcado por uma descontinuidade associada ao acidente Porto- Viseu- Guarda, identificada através de estudos gravimétricos (MENDES VICTOR *et al.*, 1993).

O Grupo das Beiras aflora na parte sul da ZCI e é formado por uma unidade basal, onde predominam rochas grauváquicas. Sob esta unidade assenta uma unidade intermédia, constituída por rochas pelíticas e grauváquicas com algumas intercalações de pelitos negros piritosos. No topo da sequência predomina uma unidade constituída por rochas pelíticas com lenticulas conglomeráticas (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

As formações do Grupo do Douro afloram com grande expressão na região do Vale

do Douro. Do ponto de vista estratigráfico, é composto por uma unidade psamo-pelítica com intercalações de pelitos ricos em magnetita, rochas carbonáticas e conglomerados. Esta unidade foi subdividida por Sousa (1982) e Sousa e Sequeira (1989) em seis formações: Bateiras, Ervedosa do Douro, Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e São Domingos. São os metassedimentos do Grupo do Douro, nomeadamente da formação Desejosa, que ocorrem na região estudada.

As diferenças no regime sedimentar observadas entre os dois Grupos do CXG levaram a Dias (1998), Coke (2000) e Dias *et al.* (2006; 2013) a considerar que a sua sedimentação ocorreu em duas sub-bacias independentes, separadas pelo acidente Porto- Viseu-Guarda. As datações U-Pb obtidas em zircões detríticos de metassedimentos do Grupo das Beiras e do Grupo do Douro indicam que a sua deposição ocorreu no fim do Ediacariano-Câmbrico Inferior (e.g. CHICHORRO *et al.*, 2011; SOLÁ *et al.*, 2011; PEREIRA *et al.*, 2012; TALAVERA *et al.*, 2012). Os autores destes trabalhos defendem que estas antigas bacias foram preenchidas com sedimentos resultantes da erosão de antigos arcos magmáticos Cadomianos do Cratão Oeste Africano (margem norte do antigo Continente Gondwana).

Sob as formações do CXG, assentam de forma transgressiva e discordante os metassedimentos siliciclásticos do Ordovícico Inferior. A discordância angular entre estas formações mostra que o CXG foi afetado por um episódio de deformação anterior ao Ordovícico (e.g. RIBEIRO, 1984; SOUSA, 1984; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004; PEREIRA *et al.*, 2006).

Os metassedimentos da base do Ordovícico (Tremadociano- Floriano) são representados por conglomerados, arenitos e siltitos. Na região NE da ZCI, estes metassedimentos intercalam-se com um grande volume de ortognaisses félsicos. Este grupo de ortognaisses que tem sido descrito por vários autores, representa a Formação *Ollo de Sapo* (ARIAS *et al.*, 2002; DÍEZ MONTES, 2006; MONTERO *et al.*, 2007, 2009; TALAVERA, 2009; GARCÍA-ARIAS *et al.*, 2015; DEL GRECO *et al.*, 2016). Os seus protólitos são rochas plutónicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas formadas durante um importante episódio de rift intracontinental que terá culminado com a abertura do Oceano *Reic* (BEA *et al.*, 2007; FERNÁNDEZ *et al.*, 2008; DÍEZ MONTES *et al.*, 2010).

Contrariamente, existe um grupo de autores que propõe uma génese diferente para estas rochas, considerando que se formaram a partir de um evento de subducção oceano-contidente (VALVERDE-VAQUERO e DUNNING, 2000). As idades U-Pb obtidas em zircões destas rochas fornecem idades de cristalização compreendidas entre 495 e 470 Ma (e.g. GEBAUER *et al.*, 1983; LANCELOT *et al.*, 1985; VALVERDE-VAQUERO e DUNNING, 2000; MONTERO *et al.*, 2007, 2009; DÍEZ MONTES, 2006; TALAVERA *et al.*, 2013;

LOPEZ-SANCHEZ *et al.*, 2015).

Outras rochas ortoderivadas, com características muito semelhantes às da Formação Ollo de Sapo, têm sido descritas na ZCI. Ocorrem intruídas no CXG, possuem frequentemente texturas *augen* com porfiroclastos de feldspato potássico e ou quartzo e têm características geoquímicas similares e idades semelhantes.

A este grupo de rochas descrito anteriormente, segue-se uma possante formação conhecida como Quartzito Armoricano (Idade Floriana) com um abundante registo fóssil de *Cruziana* e *Skolithos* (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990; PEREIRA *et al.*, 2006). Os quartzitos contatam de forma gradual com unidades pelíticas do Ordovícico Médio (Dapingiano-Darriwiliano) (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1990). A sedimentação termina com sedimentos heterogéneos glaciogénicos, indicando a ocorrência de um ciclo regressivo durante a deposição do Ordovícico Superior (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990; PEREIRA *et al.*, 2006). Desta idade, também são algumas manifestações vulcânicas básicas (Buçaco e Vimioso) e ácidas (Serra Morena Oriental) (JULIVERT *et al.*, 1974).

As formações do Silúrico na ZCI assentam sob as camadas de idade Ordovícica através de uma descontinuidade estratigráfica. Os metassedimentos desta idade são representados por pelitos negros com um importante conteúdo de fósseis de graptólitos, por liditos e calcários. O Devónico tem pouca expressividade na ZCI, sendo o seu limite com o Silúrico impreciso (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990). A sua ocorrência é restrita a núcleos de alguns sinclinais situados na zona central e meridional na ZCI. Os depósitos desta idade correspondem a arenitos, siltitos e pelitos (ROBARDET e GUTIÉRREZ MARCO, 1990).

O registo estratigráfico do Carbónico está incompleto, sendo as suas formações de idade Moscoviana-Gzeliana (Carbónico Superior). As formações desta idade estão depositadas em bacias intra-montanhasas, marginadas por acidentes tectónicos importantes, como o Cisalhamento de Douro-Beira e o Cisalhamento de Porto-Tomar. São compostas por sedimentos siliciclásticos conhecidos na literatura por molassos (RIBEIRO *et al.*, 1979; LEMOS DE SOUSA e WAGNER, 1983; VALLE AGUADO *et al.*, 2013). A estas bacias, associam-se importantes depósitos de carvão.

3.2.1.2 Tectónica Varisca

A estruturação tectónica observada nos terrenos da ZCI é consequência duma deformação polifásica (D₁, D₂, D₃) desenvolvida durante a Orogenia Varisca (e.g. NORONHA *et al.*, 1981; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990; DIAS e RIBEIRO, 1995;

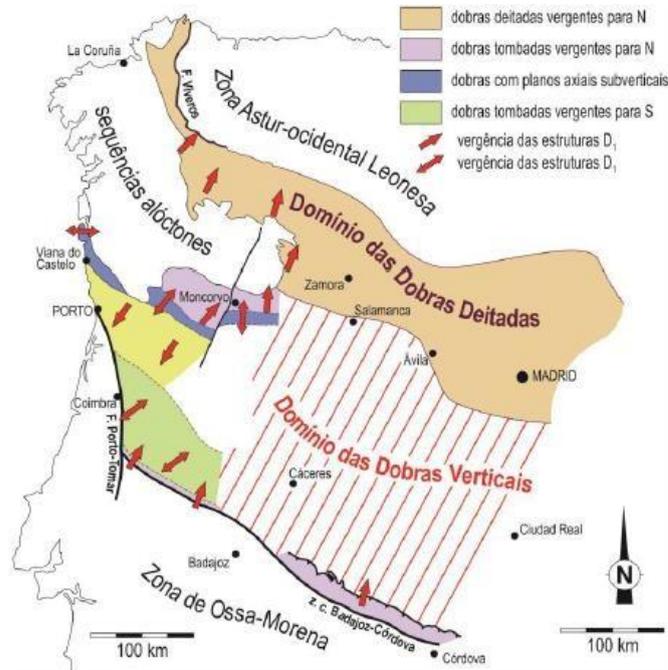
VALLE AGUADO *et al.*, 2005; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004; 2007; DIAS *et al.*, 2006; 2013).

A primeira fase de deformação varisca (D_1) desenvolveu-se sob um regime compressivo relacionado com a etapa de colisão oblíqua entre a Laurussia e Gondwana. Os trabalhos de Dallmeyer *et al.*, (1997) e Ábalos *et al.*, (2002) atribuem a este evento a idade de 360 Ma (Devónico). Durante esta etapa ocorre espessamento crustal e empilhamento de várias unidades que culmina com a instalação dos maciços alóctones e parautóctones da Zona de Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) (e.g. RODRIGUES *et al.*, 2013; RIBEIRO *et al.*, 2013).

A D_1 define a estrutura principal do autóctone da Zona Centro-Ibérica. Embora apresente uma acentuada homogeneidade, é possível delimitar setores com características distintas (DIÉZ BALDA *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 2013). Diéz Balda *et al.*, (1990) e Ribeiro *et al.*, (2013) definem um domínio de dobras deitadas para os terrenos alóctones da ZGTM e para as sequências adjacentes da zona norte da ZCI, onde a D_1 é caracterizada por dobras com vergência para NE e E (Figura 9). Os mesmos autores definem um eixo central que passa por Viana do Castelo, Marvão e Vila Nova de Foz Côa, onde predominam dobras de plano axial subvertical. A sudoeste deste eixo desenvolve-se uma faixa de dobramentos com vergência para SW (DIAS *et al.*, 2006; 2013; 2016). Assim, os setores mencionados descrevem uma estrutura em leque, com um ramo nordeste bem desenvolvido e um ramo sudoeste incipiente (DIAS, 1998; COKE *et al.*, 2000). A sul desta estrutura em leque, no setor meridional da ZCI, as dobras D_1 são subverticais e, nos terrenos próximos à Zona de Ossa Morena, a vergência das dobras é para NE (DIAS *et al.*, 2006; 2013; 2016).

De uma forma geral, a deformação D_1 dá origem a uma xistosidade S_1 de plano axial, muito penetrativa, com direção NW-SE. Nas proximidades aos acidentes tectónicos, esta foliação poderá estar rotacionada.

Figura 9 – Principais domínios estruturais do autóctone da ZCI.



Fonte: As setas a vermelho representam as vergências das estruturas D1 (extraído de Dias *et al.* (2006, 2013)). O setor que diz respeito ao território espanhol foi adaptado de Díez Balda *et al.* (1990).

A instalação dos terrenos parautoctones e alóctones na ZGTM provocaram uma elevada instabilidade, e durante a D_2 formam-se estruturas extensionais, que vão compensar o sobresspesamento (ABÁLOS *et al.*, 2002; VALLE AGUADO *et al.*, 2005). Assim a D_2 ocorre num regime extensional, relacionado com a atuação de zonas de cisalhamento sub-horizontais (e.g. DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; VALLE AGUADO *et al.*, 2005; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2007, 2014).

Segundo os mesmos autores, esta deformação foi responsável pelo desenvolvimento de uma xistosidade sub-horizontal (S_2), visível em setores da ZCI em que a deformação é mais intensa. Valle Aguado *et al.* (2007) propõem a idade de $333,3 \pm 2.2$ Ma para este evento, obtida em moscovites formadas/ recristalizadas durante a D_2 , através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Estes dados estão de acordo com as idades apresentadas por Dallmeyer *et al.* (1997) para o mesmo evento.

É importante mencionar que existe outro grupo de autores que defendem que a instalação dos terrenos parautoctones e alóctones na ZGTM teriam afetado os terrenos autóctones da ZCI, e propõem que a D_2 se deu num regime compressivo nestes terrenos (e.g. NORONHA *et al.*, 1981; RIBEIRO *et al.*, 1990; DIAS *et al.*, 2013; 2016).

A terceira fase de deformação (D_3) é caracterizada por dobras de plano axial

subvertical com direção N100° a N120°, responsáveis por redobrar as estruturas prévias. Concentram-se em importantes corredores de cisalhamento subverticais direitos e esquerdos (ex: cisalhamentos Porto-Tomar, Douro-Beira, Traguntia-Juzbado-Penalva do Castelo, Malpica-Lamego, Bemposta-Carviçais-Quinta da Ventosa) (e.g. BURG *et al.*, 1981; IGLESIAS E RIBEIRO, 1981; DIAS, 1994; REAVY, 1987, DIÉZ BALDA *et al.*, 1990, VALLE AGUADO *et al.*, 2005; DIAS *et al.*, 2013; 2016). A idade deste evento foi estabelecida através de datações U-Pb obtidas em zircões e monazites de intrusões graníticas sin- e tardi-D₃, associadas a estes terrenos da ZCI (~315-300 Ma) (e.g. ALMEIDA *et al.*, 1998; DIAS *et al.*, 1998; FERNANDEZ-SUAREZ *et al.*, 2000; VALLE AGUADO *et al.*, 2005; TEIXEIRA, 2008; GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2011; AZEVEDO *et al.*, 2013; COSTA *et al.*, 2014).

Após o regime dúctil polifásico, a ZCI foi intensamente afetada por uma tectónica rúptil tardia, dando origem a falhas subverticais com orientações NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW a ESE-WNW (ARTHAUD e MATTE, 1975; MARQUES *et al.*, 2002).

3.2.1.3 Metamorfismo Varisco

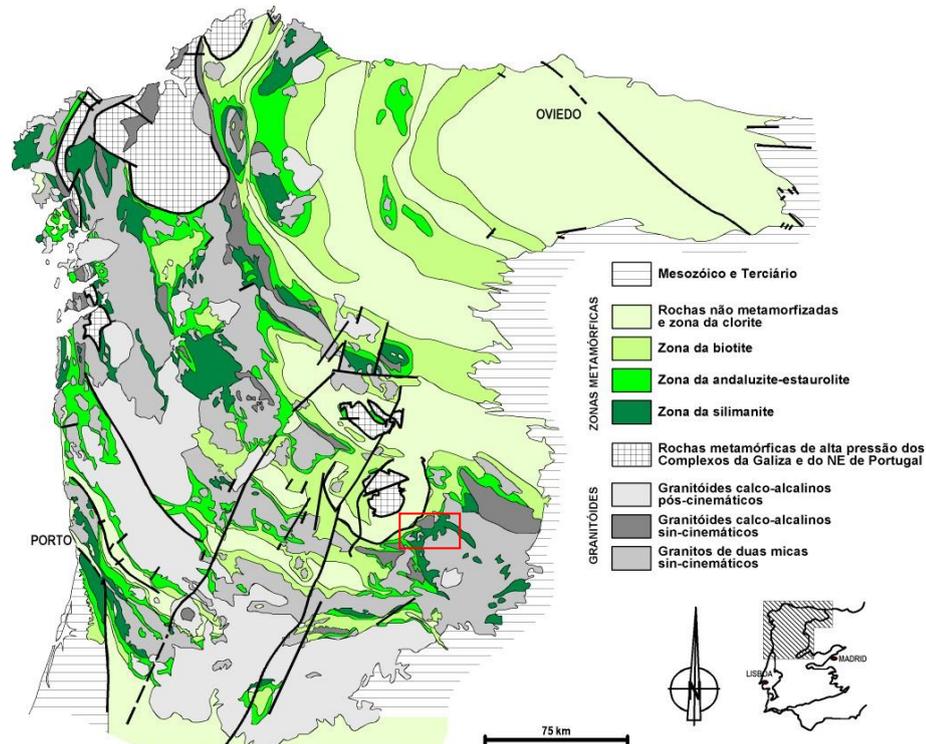
A evolução metamórfica dos terrenos da ZCI durante a Orogenia Varisca é marcada pelo desenvolvimento de vários cinturões metamórficos de alto grau, margeados por amplas faixas de menor grau metamórfico (Figura 10).

O padrão metamórfico observado na ZCI é consequência do metamorfismo regional varisco (tipo barroviense), que envolveu três fases principais: uma fase prógrada, uma fase de descompressão a altas temperaturas e uma fase retrógrada (e.g. VALLE AGUADO *et al.*, 1993; 2005; ESCUDER VIRUETE *et al.*, 1994a,b; 1999; 2004; DALLMEYER *et al.* 1997; ÁBALOS *et al.*, 2002; AZEVEDO e VALLEAGUADO, 2006; 2013; DIAS da SILVA, 2013).

A fase prógrada ocorreu na D₁, durante a fase de espessamento crustal. É caracterizada por um rápido aumento do grau metamórfico, desde as zonas da clorite e biotite, passando pelas zonas da estauroilite, distena, até às zonas da silimanite e silimanite+ feldspato potássico (VALLE AGUADO *et al.*, 1993; AZEVEDO e VALLE AGUADO, 2006; ESTEVES, 2006). A este episódio seguiu-se uma fase de descompressão a altas temperaturas, motivada pelas estruturas extensionais geradas na D₂. Terá sido nesta fase em que se atingiu o clímax metamórfico. A formação de domos metamórficos, com geração de migmatitos em níveis crustais mais profundos e produção de abundantes fundidos graníticos estão intimamente relacionados com a fase de descompressão, que foi praticamente isotérmica durante a D₂

(ESCUDER VIRUETE *et al.*, 1994a; DIÉZ BALDA *et al.*, 1995; ÁBALOS *et al.*, 2002; VALLE AGUADO *et al.*, 2005; AZEVEDO e VALLE AGUADO, 2006).

Figura 10 – O setor NW do Maciço Ibérico e suas faixas metamórficas.



Fonte: Adaptado de Martinez *et al.* (1988) por Esteves (2006).

Legenda: O quadrado vermelho destaca a localização aproximada de área de estudo.

Por fim, na terceira fase de deformação varisca (D_3), o metamorfismo desenvolveu-se em condições retrógradas, ocorrendo uma diminuição de pressão e temperatura. Admite-se, contudo, que em níveis mais profundos da cadeia varisca, as temperaturas deverão ter-se mantido elevadas devido aos gradientes térmicos gerados na fase de descompressão anterior.

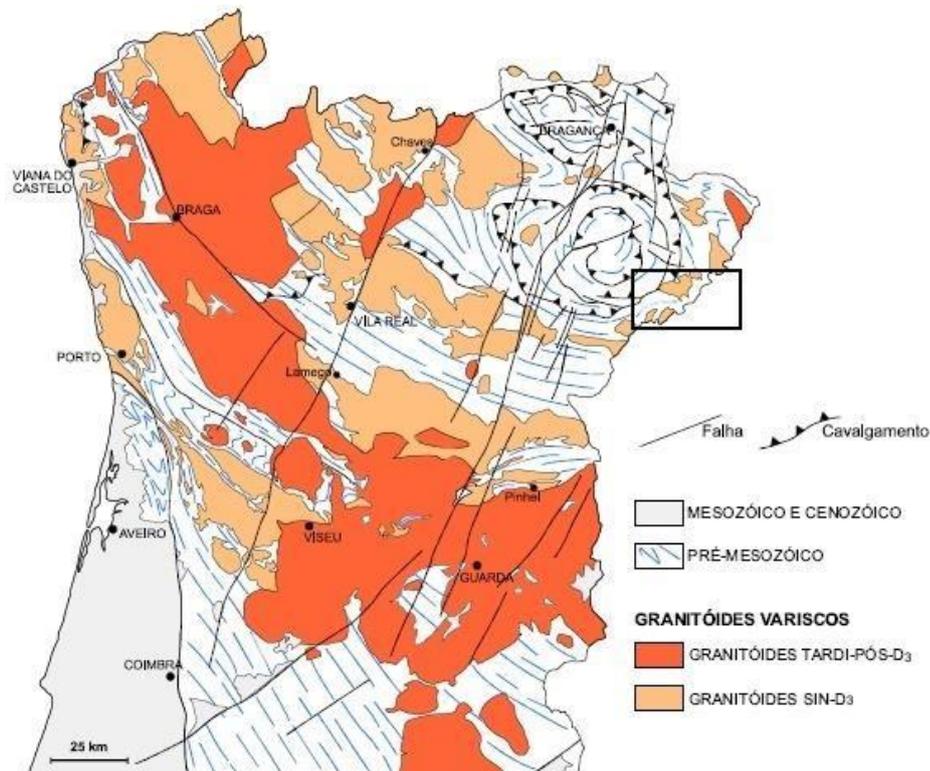
A evolução tectono-metamórfica descrita anteriormente não é aceite por todos os autores ibéricos. Oen (1970), Reavy (1987) e Valverde-Vaquero *et al.*, (2006) defendem que o metamorfismo desenvolveu-se em condições de baixa pressão (Tipo Abukuma) com o clímax a ser atingido durante a D_3 devido ao intenso plutonismo granítico que ocorreu nesta fase.

É consensual que, nos últimos estágios da D_3 , ocorreu um episódio de metamorfismo de contato relacionado com a instalação de grandes volumes de granióides tardi, tardi-pós e pós-tectônicos, nos terrenos da ZCI. Este episódio é caracterizado pelo desenvolvimento de auréolas de metamorfismo nos encaixantes metassedimentares, que em muitos casos, oblitera as paragénese metamórficas prévias.

3.2.1.4 Plutonismo Varisco

O plutonismo granítico que teve lugar na Orogenia Varisca é uma das características mais marcantes da Zona Centro-Ibérica. A maioria das intrusões instalaram-se durante ou após a D_3 , e por isso são designadas de granitóides sin- D_3 , tardi- D_3 e pós- D_3 , respectivamente (Ferreira *et al.*, 1987) (Figura 11). Com menor abundância, existem intrusões graníticas que se instalaram durante a D_2 , sendo designadas de sin-tardi- D_2 (DIÉZ BALDA *et al.*, 1995; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2003; FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000; VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 2007, LOPEZ-MORO *et al.*, 2018).

Figura 11 – Distribuição dos granitóides variscos no Centro e Norte de Portugal.



Fonte: Azevedo *et al.*, (2005).

As intrusões graníticas sin-tardi- D_2 são as mais antigas formadas durante o Orógeno Varisco. Encontram-se intimamente associadas à fase extensional D_2 , estando alojadas em estruturas D_2 e apresentando-se variavelmente deformadas, com uma foliação de baixo ângulo acompanhada de uma lineação de estiramento (DIÉZ BALDA *et al.*, 1995; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2003). Entre estas, destaca-se um primeiro grupo de granodioritos biotíticos metaluminosos sin- D_2 , que apresentam idades de cristalização, obtidas pelo método U-Pb em zircões, de 325-320 Ma. O segundo grupo inclui os granitos de duas micas sin-tardi- D_2

caracterizados por um caráter peraluminoso, com abundantes enclaves metassedimentares. Estas intrusões possuem idades que variam de 320 a 305 Ma (MARTINEZ CATALÁN *et al.*, 2014).

Os granitóides descritos apresentam-se afetados variavelmente pelas deformações variscas posteriores (MARTINEZ CATALÁN *et al.*, 2014). A maioria dos granitóides deste grupo ocorrem ao longo dum alinhamento NW–SE, bordejando os complexos alóctones da ZGTM, que se prolonga até ao sistema central espanhol da ZCI (MARTINEZ CATALÁN *et al.*, 2014).

Os granitóides variscos sin-D₃ formam intrusões mesozonais, concordantes com as estruturas regionais. Com base em critérios petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, este grupo inclui duas séries: a série dos leucogranitos e granitos de duas micas, fortemente peraluminosos e; a série dos granodioritos e granitos biotíticos precoces, fraca a moderadamente peraluminosos (e.g. SCHERMERHORN, 1956; OEN, 1970; CAPDEVILLA e FLOOR, 1970; CAPDEVILLA *et al.*, 1973; CORRETGÉ, 1983; BEETSMA, 1995; NEIVA e GOMES, 2001; AZEVEDO *et al.*, 2005; AZEVEDO e VALLE AGUADO, 2006; 2013).

Já os granitóides variscos tardi- a pós-D₃ formam intrusões discordantes e epizonais, por vezes zonadas. São compostos por granitos biotíticos e/ou biotítico-moscovíticos não deformados com caráter fraco a moderadamente peraluminoso. A estas rochas plutônicas, costumam associar-se pequenos corpos plutónicos de composição básica a intermédia (e.g. SCHERMERHORN, 1956; OEN, 1970; CAPDEVILLA e FLOOR, 1970; CAPDEVILLA *et al.*, 1973; CORRETGÉ, 1983; BEETSMA, 1995; NEIVA e GOMES, 2001; AZEVEDO *et al.*, 2005; AZEVEDO e VALLE AGUADO, 2006; 2013; DIAS *et al.*, 2010).

Com base em dados geocronológicos obtidos nas últimas décadas (e.g. PINTO *et al.*, 1987; ALMEIDA *et al.*, 1998; DIAS *et al.*, 1998; SILVA *et al.*, 2000; AZEVEDO e VALLE AGUADO, 2006; ANTUNES *et al.*, 2008 e 2009; TEIXEIRA, 2008; NEIVA *et al.*, 2009), Dias *et al.*, (2002) propôs a seguinte sequência cronológica para a instalação de rochas graníticas durante a D₃ na ZCI:

- 1) Sin-D₃ (320-310Ma): granodioritos-granitos biotíticos e granitos peraluminosos de duas micas;
- 2) Tardi-D₃ (310-305 Ma): granitos biotíticos e rochas básicas associadas;
- 3) Pós-D₃ (296- 290 Ma): granitos metaluminosos a peraluminosos;

Os petrólogos ibéricos defendem que os granitóides de duas micas sin-D₃ são do tipo-S, sendo produto da fusão parcial de metassedimentos e/ou ortognaisses da parte média da crosta continental, durante o pico metamórfico regional (e.g. CAPDEVILA *et al.*, 1973,

CORRETGÉ, 1983, BEETSMA, 1995, VILLASECA *et al.*, 1998; 2008; NEIVA e GOMES, 2001, AZEVEDO *et al.*, 2005; AZEVEDO e VALLE AGUADO, 2006; 2013; COSTA *et al.*, 2014).

A gênese dos granodioritos e granitos biotíticos sin-D₃, bem como dos granitoides tardi-pós-D₃ (Filiação do tipo I-S), tem gerado mais discussão, havendo atualmente dois modelos explicativos. Um modelo em que se defende uma origem profunda para estes magmas, gerados a partir da fusão de materiais ortoderivados (VILLASECA *et al.*, 1999; 2009; FERNANDEZ-SUAREZ *et al.*, 2011). Em alternativa, o outro modelo genético defende a hibridização entre magmas de origem mantélica e magmas derivados da anatexia da crosta (e.g. DIAS e LETERRIER, 1994; BEETSMA, 1995; AZEVEDO e NOLAN, 1998, CASTRO *et al.*, 1999; DIAS, 2001; NEIVA e GOMES, 2001; DIAS *et al.*, 2002; 2010; GOMES e NEIVA, 2005; AZEVEDO e VALLE AGUADO, 2006; 2013).

3.3 Síntese dos trabalhos realizados na região

Como já se referiu anteriormente, a área de estudo está integrada em terrenos autóctones da parte norte da ZCI (NE Transmontano, Portugal). Apesar de não ser tema da presente tese, os terrenos estudados contactam com as unidades para autóctones da ZGTM.

A área de estudo tem uma excelente base cartográfica, estando incluída na Folha nº 2 da Carta Geológica de Portugal, na escala 1: 200.000, publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal (PEREIRA *et al.*, 2001; 2006) e na Carta Geológica do Parque Natural do Douro Internacional, na escala 1:50.000 (FERREIRA *et al.*, 2005).

A cartografia na escala 1:50.000, do setor espanhol da região estudada está disponível no site do *Instituto Geológico y Minero de España*. A área de estudo é abrangida pelas cartas de Fermoselle, Aldeavila de la Ribera e Muga de Sayago. Cada carta espanhola publicada é acompanhada de uma nota explicativa.

Devido à complexidade geológica que o NE transmontano apresenta, existe um numeroso acervo de trabalhos realizados, tanto em terrenos da ZCI como nos terrenos para autóctones da ZGTM (e.g. RIBEIRO, 1974; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990; PEREIRA *et al.*, 2006; RODRIGUES *et al.*, 2006; 2013; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2007; 2014; DIAS *et al.*, 2013; 2016). É de destacar que a região estudada foi alvo de uma investigação da autoria de Dias da Silva (2013), onde a deformação e metamorfismo foram objeto de estudo. O seu trabalho revelou-se de grande importância para o embasamento de algumas interpretações apresentadas neste trabalho.

O Complexo Migmatítico de Bemposta é interpretado como o segmento mais ocidental do Domo Gnáissico de Tormes (DGT), um complexo anatético de idade varisca, identificado em território espanhol (NW de Salamanca e SW de Zamora). Os trabalhos desenvolvidos por Escuder Viruete *et al.*, (1994a,b, 1998, 2000, 2004) e Escuder Viruete (1999a,b) mostram que o DGT é um complexo metamórfico de alto-grau de extensão regional. A sua evolução iniciou-se com uma fase de espessamento crustal e metamorfismo do tipo Barroviano, seguindo-se uma fase de colapso extensional com descompressão a altas temperaturas. Com isso, reuniram-se condições para que ocorresse fusão parcial das zonas mais internas do domo metamórfico (denominada de Unidade Inferior). Os autores são responsáveis pelo estabelecimento da litoestratigrafia, da caracterização e evolução tectono-metamórfica do DGT, bem como os processos petrogenéticos envolvidos na sua génese. Os trabalhos mencionados revelaram-se de grande importância na concepção do presente trabalho.

As unidades metassedimentares do autóctone da ZCI (CXG e metassedimentos do Paleozóico Inferior) que afloram no setor estudado, estão bem documentadas por vários autores (e.g. SOUSA, 1982; 1983; 1984; 1985; SÁ *et al.*, 2003; 2005; SÁ, 2005; MEIRELES *et al.*, 2006; MEIRELES, 2012). As idades de sedimentação destas unidades, sustentadas por datações U-Pb em zircões detríticos, também estão disponíveis em vários trabalhos publicados (e.g. CHICHORRO *et al.*, 2011; SOLÁ *et al.*, 2011; TALAVERA *et al.*, 2012).

As intrusões pré-variscas descritas em localidades próximas da região estudada são consideradas por alguns autores como correlatas à Formação Olo de Sapo.

Os ortognaisses de Miranda do Douro e Fermoselle fazem parte deste grupo e os seus estudos, incluindo datações, podem ser encontrados em Bea *et al.*, (2006), Zeck *et al.*, (2007) e Talavera *et al.*, (2013).

O estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico de várias intrusões graníticas sin- a pós-tectónicas, que ocorrem em áreas vizinhas, é disponibilizado em vários trabalhos (e.g. DAMAS, 2018, SILVA, 2000; LÓPEZ-MORO e LÓPEZ-PLAZA, 2004; LÓPEZ-MORO *et al.*, 2012 2018; GOMES *et al.*, 2015). Dentro deste leque de trabalhos é importante salientar o trabalho de Damas (2018) como um pilar para o embasamento de muitas interpretações aqui desenvolvidas neste trabalho.

Por fim, é de destacar a abundância de corpos pegmatíticos na região, muitos deles mineralizados em Li+F e Be+P, com importância económica, como é exemplo o Campo aplito-pegmatítico de Fregeneda-Almendra. O estudo destes corpos pode ser encontrado em vários trabalhos de autores portugueses e espanhóis (e.g. RODA *et al.*, 2005; VIEIRA *et al.*, 2011; RODA-ROBLES *et al.*, 2006, 2016;).

4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE BEMPOSTA

Neste capítulo apresentam-se os resultados do trabalho de campo realizado na região de Bemposta. São descritos os principais litotipos aflorantes, bem como o padrão estrutural impresso nestes terrenos. Em relação ao estudo dos afloramentos migmatíticos, procurou-se caracterizar estas rochas bem como discutir a relação temporal entre os processos de anatexia e a deformação varisca. Com base nas informações obtidas em campo e em cartografias realizadas em trabalhos anteriores, elaborou-se um mapa geológico da região em suporte *Arcgis* (versão 10.3 ESRITM), que será apresentado no decorrer do capítulo.

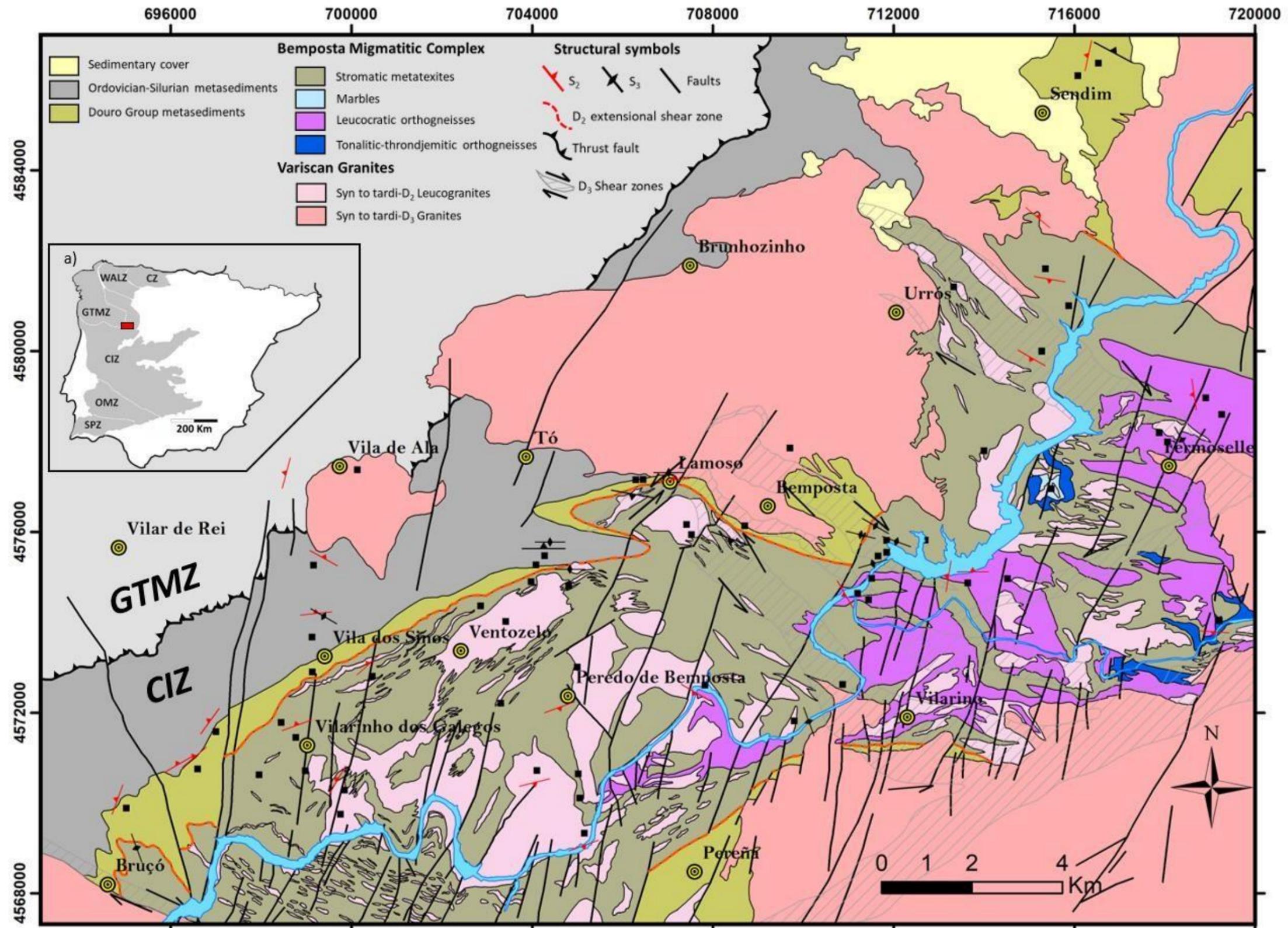
4.1 Introdução

O trabalho de campo realizado na região consistiu na seleção de afloramentos para sua descrição, anotação de medidas estruturais e amostragem. Dos 103 afloramentos usados na descrição, selecionaram-se 57 para amostragem, estando cada um deles assinalado no mapa geológico da área de estudo (Figura 12). As coordenadas cartesianas UTM (*Datum ED50*) de cada afloramento descrito foram adquiridas com recurso a um GPS da marca *Garmin*, modelo *Etrex*.

O mapa geológico elaborado, baseado no trabalho de campo e nas cartografias prévias, é apresentado na Figura 12. Trata-se de um complemento às cartografias prévias, com informação estrutural adicional e refinamento de alguns contatos litológicos, no que diz respeito à cartografia do Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB). Cabe salientar ainda, que o mapa procura estabelecer uma concordância litológica entre as cartografias em território português e espanhol, numa região que é cruzada pelo canhão fluvial do Rio Douro (fronteira entre Portugal e Espanha), o que permite uma consulta e leitura mais eficiente.

O trabalho de campo concentrou-se nos terrenos pertencentes à Zona Centro Ibérica (ZCI), uma vez que o CMB está inteiramente inserido nesta zona. Porém, no setor NW da área de estudo, as formações da ZCI contactam com a Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) através dum cavalgamento, designado na literatura por grande carreamento de Trás-os-Montes (MTMT) (RIBEIRO, 1974; RIBEIRO *et al.*, 1990). Este carreamento é uma das principais estruturas que teria controlado a instalação dos mantos alóctones da ZGTM sobre o autóctone da ZCI no final da D₁ (e.g. SCHERMERHORN e KOTSCH, 1984; DIAS, 1986; RIBEIRO *et al.*, 1990; DALLMEYER *et al.*, 1997; GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN, 2002).

Figura 12 – a) Localização da área de estudo no Maciço Ibérico. b) Mapa geológico da área de estudo. A localização das amostras é assinalada por um quadrado preto.



Fonte: Modificado de Lazuen Alcón *et al.*, (1981), Sanz Santos *et al.*, (2000a, b), Pereira *et al.* (2001), Ferreira *et al.*, (2005) e Dias da Silva (2013).

A ZCI é composta por formações com origens e idades distintas, com evidências claras de terem sido afetadas por deformação e metamorfismo durante a Orogenia Varisca. As rochas do Complexo Xisto-Grauváquico, de idade Ediacariana- Cambriana Inferior, são as mais antigas da região cartografada, sendo incluídas no Grupo do Douro (e.g. SOUSA, 1982; 1983; 1984; 1985). Os metassedimentos aflorantes são correlacionáveis com os da formação Desejosa, definida como a unidade de topo do Grupo do Douro (SOUSA, 1984; PEREIRA *et al.*, 2006). Mais recentemente, no trabalho de Dias da Silva (2013), o autor propõe a inclusão dos metassedimentos que afloram entre Bruçó e Vilarinho dos Galelos (setor SW da área de estudo) numa nova formação do CXG, designada de Formação Montes Ermos.

Em suma, os metassedimentos do Grupo do Douro estão representados por um tom de verde oliva e ocorrem, sobretudo, nas extremidades do Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB). Estes metassedimentos contactam com o CMB através de uma zona de cisalhamento sub-horizontal de carácter extensional (linha vermelha tracejada) que terá atuado durante a segunda fase de deformação varisca (D₂) (Escuder Viruete *et al.*, 1994 a,b). As formações do Ordovícico e Silúrico da ZCI (a cinza-escuro) assentam sobre o Grupo do Douro e contactam em parte com o CMB. Apesar de ter sido feito um reconhecimento das mesmas durante o trabalho de campo, estas formações não fazem parte do escopo da tese e por isso não são descritas no presente capítulo.

O CMB corresponde a uma faixa metamórfica alongada na direção NE-SW que aflora sobretudo na porção central da área de estudo, ao longo do canhão fluvial do rio Douro. É composto principalmente por metassedimentos migmatizados (a verde seco), correlacionáveis com os do Grupo do Douro, e por ortognaisses glandulares (a violeta) também estes afetados de forma variável por migmatização. Com menor frequência encontram-se alguns pequenos corpos isolados de ortognaisses de composição tonalito-thronðjemítica. Com menor destaque, afloram mármore na região oeste de Fermoselle, que no contacto com granitóides variscos, desenvolve ocorrências do tipo *skarn* (Franco González *et al.*, 1994; Peinado *et al.*, 2005).

Durante a Orogenia Varisca, os litotipos citados foram intrudidos por abundantes corpos graníticos e aplito-pegmatitos. Os granitos estão representados no mapa em tons de rosa e são divididos, de acordo com critérios de instalação-deformação, em Sin-Tardi-D₂ e Sin-Tardi-D₃. Nas secções em que são descritos, apresentam-se os critérios usados na sua classificação.

4.2 Deformação e principais estruturas tectônicas

Segundo os trabalhos prévios realizados na região, as formações descritas foram afetadas por deformação polifásica durante a Orogenia Varisca, testemunhando uma evolução complexa que é resultado da sobreposição de 4 fases de deformação. Descrevem-se para estes terrenos, dois episódios consecutivos de caráter compressivo (C_1 e C_2), seguidos por uma fase extensional (E_1) e por último, uma fase novamente compressiva (C_3) associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento sub-verticais (Dias da Silva, 2013). Na ZCI, os episódios compressivos (C_1 e C_2) são correlacionáveis com a primeira fase de deformação varisca (D_1). O evento extensional E_1 corresponde à D_2 e o evento C_3 à terceira fase de deformação (D_3). No presente trabalho opta-se por usar a terminologia convencional (D_1 , D_2 , D_3) para a descrição das estruturas tectónicas geradas durante a evolução do Orógeno Varisco.

4.2.1 Deformação compressiva D_1

Na região estudada a tectónica extensional D_2 foi bastante intensa. O metamorfismo de alto grau que caracteriza as rochas do CMB, dificulta a identificação de estruturas geradas durante a fase D_1 .

A única evidência mesoscópica de uma estrutura D_1 está patente num afloramento de ortognaisse glandular a norte de Fermoselle. Nesse afloramento identificou-se uma xistosidade S_1 afetada por dobras D_2 de plano axial sub-horizontal (Figura 13a). No mesmo afloramento, a escassos metros observa-se o desenvolvimento de estruturas S-C que transpõem totalmente esta xistosidade prévia (Figura 13b).

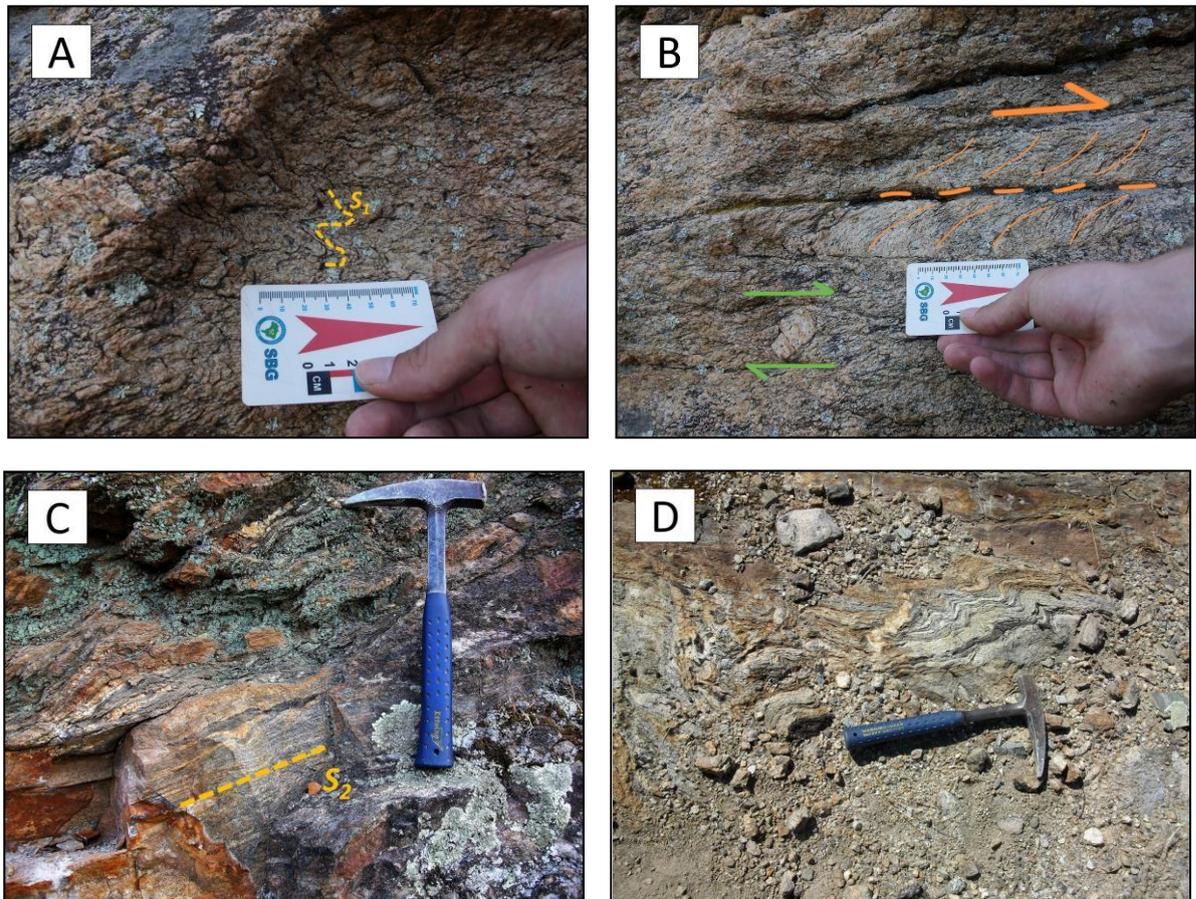
Não obstante, assume-se que as estruturas D_1 sejam praticamente irreconhecíveis à escala mesoscópica e deverão ter sido, em grande parte, transpostas pelos *fabrics* tectónicos posteriores.

4.2.2 Deformação extensional D_2

A foliação S_2 é a estrutura mais penetrativa na região, estando bem registada quer nos metassedimentos do Grupo do Douro, quer nas rochas do CMB (Figura 13c). É uma foliação de baixo pendore e azimute variável, encontrando-se frequentemente afetada por dobras D_3 (Figura 13d). A projecção estereográfica das medidas obtidas para os planos S_2 , revela que

apesar de existir alguma oscilação, há um predomínio das direções paralelas ao trend NE-SW, que são concordantes com os limites do CMB (Figura 12).

Figura 13 – a) Ortognaisse glandular exibindo uma foliação S_1 dobrada por dobras D_2 de plano axial sub-horizontal (P44); b) No mesmo afloramento, a S_1 é transposta por cisalhamentos sub-horizontais D_2 . Na figura observa-se uma típica estrutura S-C e um porfiroclasto que indicam o sentido para SW deste cisalhamento. c) Bandado migmatítico estromático concordante com a S_2 (P49). d) Bandado migmatítico estromático afetado por dobras D_3 (P26).



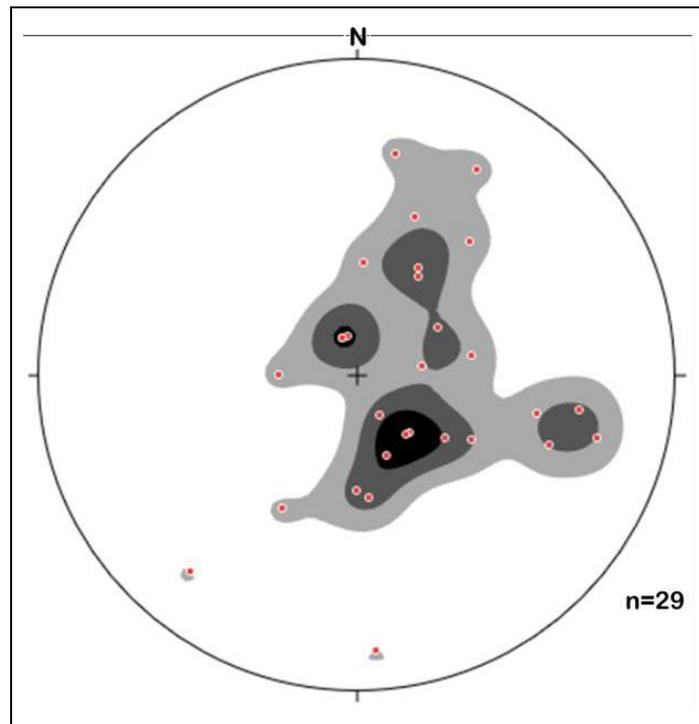
Fonte: Elaborada pelo autor.

Como se observará no decorrer do capítulo, o bandado migmatítico estromático, marcado pela intercalação de bandas de composição quartzo-feldspática (leucossomas) no hospedeiro metassedimentar (mesossoma) é a estrutura mais frequente nos migmatitos do CMB e desenvolve-se paralelamente à foliação S_2 (Figura 13 c,d).

O CMB é interpretado como um prolongamento ocidental, em território português, do Domo Gnáissico de Tormes (DGT) (DIAS DA SILVA, 2013). Os autores que caracterizaram o DGT afirmam que a sua génese está diretamente relacionada com o clímax metamórfico

regional que terá sido atingido durante a tectónica extensional (D_2) (e.g. ESCUDER VIRUETE *et al.*, 1994a,b; ESCUDER VIRUETE 1998, 1999). Segundo estes autores, o CMB representa o núcleo do DGT (designado por Unidade Inferior), enquanto que as rochas de menor grau metamórfico do Grupo do Douro (designadas de Unidade Superior) representam os níveis externos do domo. O limite entre estas unidades é demarcado pela isógrada da silimanite + feldspato potássico que coincide com uma zona de *detachment* dúctil de carácter extensional que terá controlado a instalação do Domo durante a D_2 . Esta estrutura está assinalada no mapa com uma linha vermelha e demarca os limites do CMB.

Figura 14 – Estereograma mostrando a distribuição dos polos da foliação regional S_2 .



Fonte: Elaborada pelo autor.

Ao longo da região foram identificados vários indicadores estruturais que testemunham a ocorrência do evento extensional D_2 . Em Bemposta e Peredo de Bemposta, Dias da Silva (2013) reporta que o bandado migmatítico estromático é acompanhado de uma lineação de estiramento incluída em planos S_2 . Nos mesmos afloramentos são observados critérios cinemáticos, tais como dobras intrafoliares e estruturas S-C e S-C', que indicam teto para ESE e SE. O mesmo autor também identificou planos de cisalhamento frágeis sub- horizontais, com cinemáticas de teto para WNW e NW. As mesmas estruturas são reportadas nos trabalhos de

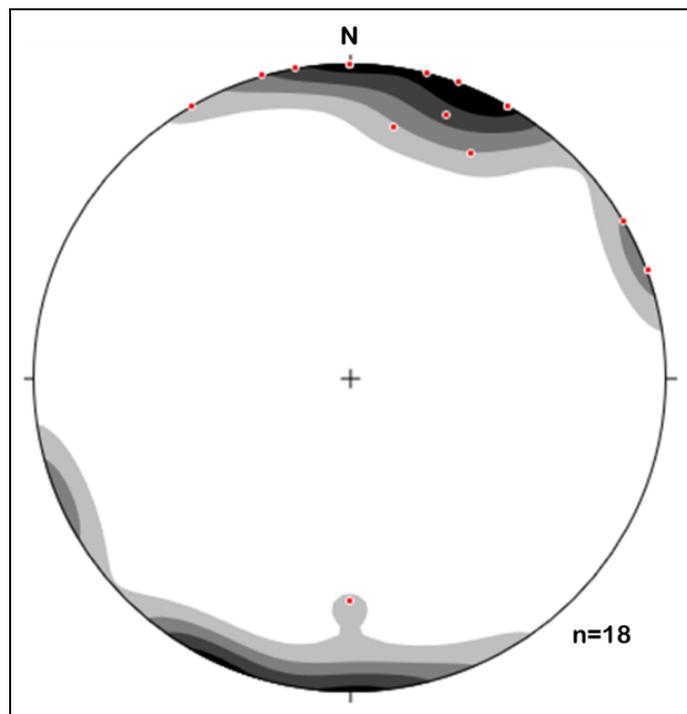
Escuder Viruete *et al.*, (1994a, b) e Escuder Viruete (1998, 1999).

Os planos de cisalhamento sin- D_2 relacionados com o desenvolvimento da S_2 foram reconhecidos no afloramento de ortognaisse a norte de Fermoselle. Neste afloramento observam-se critérios que indicam uma cinemática de teto para N. Os critérios cinemáticos observados são as estruturas S-C e os porfiroclastos do tipo sigma(σ) (Figura 13b).

4.2.3 Deformação compressiva D_3

Esta deformação de carácter compressivo está relacionada com a atuação de zonas de cisalhamento sub-verticais dúcteis sin- D_3 ou frágeis-dúcteis tardi- D_3 (e.g. DIAS DA SILVA, 2013). São responsáveis por dobrar a foliação S_2 , gerando dobras abertas de plano axial vertical e direção NW-SE. A projecção estereográfica das medidas obtidas para as estruturas planares associadas à D_3 demonstram a direção preferencial NW-SE para essas transcorrências (Figura 14).

Figura 15 – Estereograma mostrando a distribuição dos pólos das estruturas associadas à D_3 .



Fonte: Elaborada pelo autor.

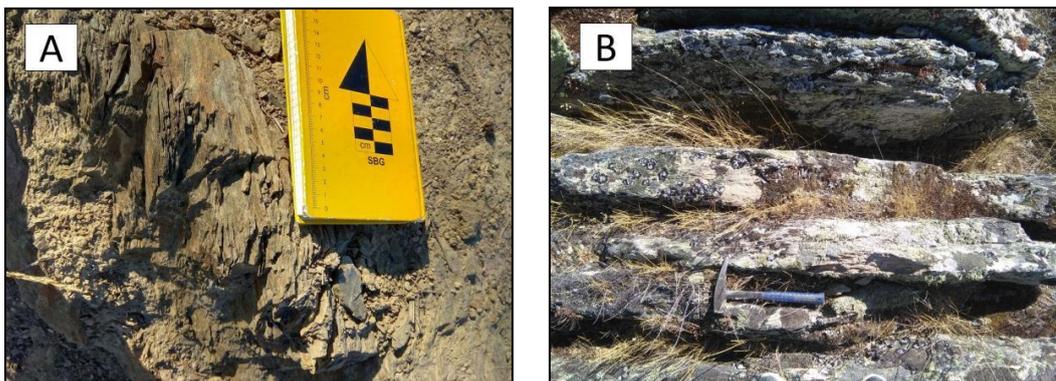
Junto a estes corredores de cisalhamento, a foliação S_2 é verticalizada, podendo ser transposta por um novo *fabric* S_3 de carácter milonítico (Figura 16 a,b). As dobras D_3 atingem,

por vezes, dimensões quilométricas, estando demarcadas no terreno pelos quartzitos do Ordovícico que definem ressaltos topográficos sinuosos, a sul do Granito de Bemposta-Brunhozinho.

Segundo Dias da Silva (2013), a área de estudo é cortada pelos cisalhamentos frágeis-ducteis tardi- D_3 de Urrós-Fermoselle, Bemposta-Ventozelo e Bruçó. Estas macroestruturas têm uma direção predominante de NW-SE e são responsáveis por afetar a geometria original do CMB. Tendem a ser mais espessas nas zonas internas do CMB e mais finas nas zonas externas. São responsáveis por verticalizar as estruturas prévias e reorientar alguns corpos graníticos instalados durante a D_2 . O cisalhamento Urrós- Fermoselle tem cinemática destra e afeta uma série de granitos que ocorrem alinhados segundo a direção NW-SE. Os cisalhamentos de Bemposta e Ventozelo são paralelos entre si e mostram cinemáticas opostas. O cisalhamento de Bruçó está posicionado na borda do Granito sin-tardi- D_3 de Bruçó e estende-se pelo território espanhol, passando por Vitigudino.

Cabe salientar que a deformação D_3 afeta de forma heterogênea todas as estruturas anteriores. Para além de modificar os limites do CMB, é responsável também por alterar o esquema de distribuição das zonas metamórficas estabelecido durante a formação do Domo metamórfico.

Figura 16 – a) Metapelito com foliação S_2 verticalizada, próximo ao corredor de cisalhamento de Bruçó (P69). b) Granito afetado por fabric milonítico S_3 relacionado com o corredor de cisalhamento Urrós-Fermoselle (P58).



Fonte: Elaborada pelo autor.

4.2.4 Fase de deformação rúptil

O último episódio de deformação dá-se num regime rúptil e é predominantemente tardi-varisco. É responsável por gerar um conjunto de falhas com orientação predominante de NNE-SSW e NE-SW. O próprio canhão do rio Douro e as linhas de água que o alimentam ocorrem intimamente associadas a estas estruturas frágeis tardi-variscas.

4.3 Caracterização macroscópica das unidades

De seguida apresentam-se as principais características macroscópicas dos diferentes litótipos que ocorrem na região de Bemposta.

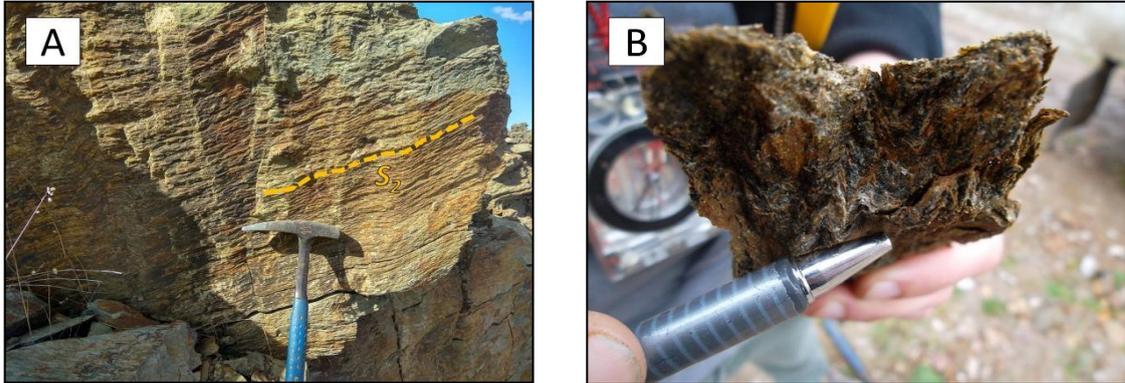
4.3.1 Metassedimentos do Grupo do Douro

Os metassedimentos desta unidade são marginais em relação aos limites do CMB. Definem faixas estreitas, nas quais assentam as formações ordovícico-silúricas da ZCI (cor cinza escuro). No campo, o contato com estas formações mais recentes são difíceis de observar.

Os metassedimentos do Grupo do Douro, da Formação Desejosa são então representados por uma sequência monótona composta por uma intercalação entre metapelitos e metagrauwaques com raras camadas centimétricas de rochas calcissilicáticas. No setor sudoeste (Bruçó-Vilarinho dos Galegos), predominam os metasiltitos de baixo grau metamórfico que são incluídos, por Dias da Silva (2013), na Formação Montes Ermos.

Como já mencionado, estas rochas exibem quase sempre uma foliação S_2 sub-horizontal bastante penetrativa (Figura 17a). Na maioria das vezes, encontra-se afetada por dobras D_3 (Figura 17b) e próximo aos corredores de cisalhamento D_3 pode ser transposta por um *fabric* milonítico S_3 .

Figura 17 – a) Metasiltito mostrando uma foliação S_2 sub-horizontal (P68). b) Detalhe das microdobras D_3 que afetam a S_2 numa amostra de metapelito (P2).



Fonte: Elaborada pelo autor.

O metamorfismo que afeta estas rochas varia da zona da biotite à zona da silimanite. Os metassedimentos de menor grau, da zona da biotite, ocorrem principalmente no setor SW da área e os de maior grau metamórfico estão dispostos próximo dos limites com o CMB. Apesar da distribuição das zonas está fortemente afetada por fenómenos tectono- metamórficos e plutónicos posteriores, o zonamento parece estar disposto de forma concêntrica em relação ao CMB. No entanto este zonamento encontra-se encurtado, transitando para os termos de alto grau em poucas centenas de metros.

4.3.2 Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB)

O CMB é constituído principalmente por metassedimentos pertencentes ao Grupo do Douro intensamente migmatizados e ortognaisses glandulares variavelmente migmatizados. A esta sequência migmatítica associam-se numerosas intrusões de corpos de granitos, aplitos e pegmatitos sin-tardi- D_2 .

4.3.2.1 Metatexitos estromáticos

O bandado migmatítico do tipo estromático é a estrutura mais penetrativa nos metassedimentos migmatizados do CMB (Figura 18a,b). A alternância regular entre leucossomas (resultantes da cristalização de um fundido) e o mesossoma (porção do protólito dominada pela fração sólida) permitem classificar estes migmatitos como metatexitos estromáticos (SAWYER, 2008).

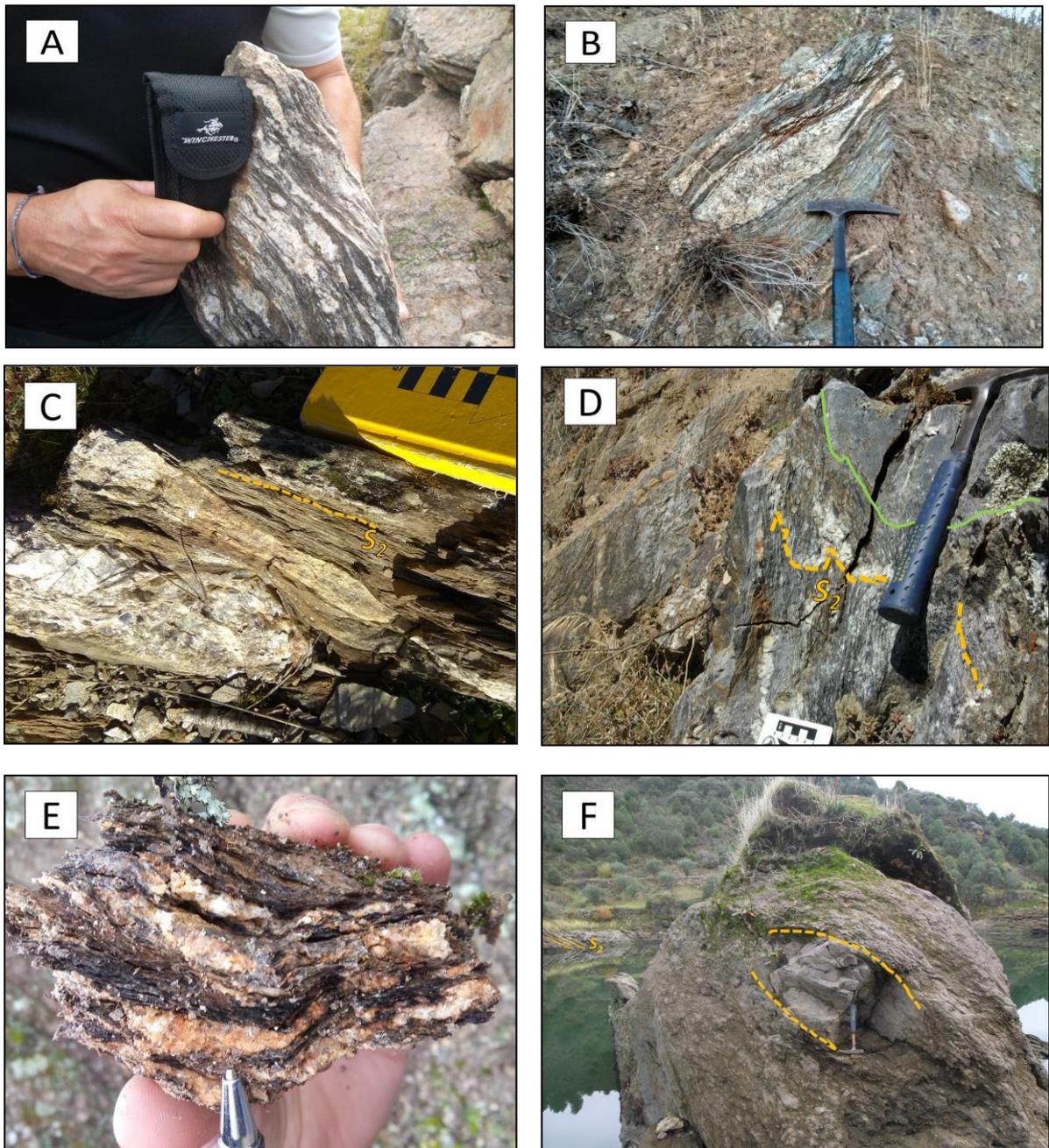
Os leucossomas possuem texturas ígneas e uma granularidade fina a média, por vezes grosseira, podendo adquirir um carácter pegmatóide (Figura 18c). À escala macroscópica, verifica-se que estes domínios são constituídos essencialmente por quartzo e feldspatos. Nos leucossomas pegmatíticos identifica-se, a olho nú, turmalina preta, moscovita, granada (almandina). Apresentam espessura centimétrica a decimétrica e encontram-se dispostos concordantemente aos planos de foliação S_2 dos mesossomas (Figura 18b,c). Em muitos casos, o bandado estromático está dobrado e verticalizado próximo aos corredores transcorrentes D_3 (Figura 18d). Desta forma, o facto dos leucossomas serem concordantes com a S_2 e estarem dobrados pela D_3 , é um forte indício de que a fusão parcial terá sido atingida durante a segunda fase de deformação (D_2).

Os mesossomas apresentam uma foliação S_2 bastante penetrativa, definida por biotite, silimanite e moscovite (Figura 18e). A proporção de quartzo e feldspatos nestas rochas é reduzida, o que indica que derivam de protólitos de composição pelítica. Porém existem alguns termos com uma foliação mais espaçada e com maiores proporções de quartzo e feldspato, o que demonstra que poderão, em parte, também derivar de rochas semipelíticas.

Os contatos entre leucossoma e mesossoma são bem definidos, não se observando faixas escuras de material residual (melanossomas) nas margens do leucossoma. Estas observações demonstram que ocorreu segregação e circulação de *melt* ao longo dos planos de foliação dos mesossomas (SAWYER, 2008). Estas condições levam a crer que os leucossomas não se encontram *in situ*, sugerindo que os fundidos anatóticos, que lhes deram origem, provêm de níveis estruturais mais profundos e foram injetados nestes terrenos na forma de leucossomas *in source* ou veios leucocráticos (SAWYER, 2008; MORFIN *et al.*, 2013, 2014).

Por vezes, identificam-se rochas metapsamíticas intercaladas nos metatextos estromáticos (Figura 18 d,f). Embora estejam em contacto, as rochas psamíticas comportam-se de maneira resistente aos processos de fusão parcial, uma vez que apresentam uma mineralogia pouco fértil (teor reduzido em minerais hidratados). Por isso tendem a constituir nódulos lenticulares alongados segundo a foliação S_2 . Da mesma forma, identificaram-se rochas calcissilicáticas e quartizitos ferrosos.

Figura 18 – a) Detalhe do bandado estromático que caracteriza os metatexitos da região (P92). b) Aspeto típico do bandado estromático em afloramento. Note que a rocha não se encontra *in situ* (P33). c) Leucossoma de grão fino-médio e leucossoma pegmatítico (P98). Ambos são concordantes com a S_2 . d) Metatexito estromático afetado por dobras D_3 . No canto superior direito, o metatexito contata com um metagrauvaque (P21). e) Detalhe do bandado estromático centimétrico, observando-se o elevado conteúdo em biotite e silimanite que compõe os mesossomas (P9). f) Nível decimétrico de metapsamito intercalado nos metatexitos estromáticos (P92).



Fonte: Elaborada pelo autor.

4.3.2.2 *Ortognaisses glandulares*

No mapa da área de estudo, os ortognaisses constituem faixas mais ou menos espessas, por vezes de dimensões quilométricas, intercaladas nos metatexitos estromáticos. Foram identificados sobretudo em território espanhol, sendo apelidados de “glandulares” por possuírem megacristais ocelados de feldspato potássico e glândulas quarto-feldspáticas de menor tamanho (SANZ SANTOS *et al.*, 2000a). Contudo, o aspeto textural descrito não se verifica em toda a extensão dos afloramentos de ortognaisses, podendo transitar para termos mais mesocráticos ou para termos gnáissicos bandados desprovidos de megacristais (SANZ SANTOS *et al.*, 2000a). Os termos glandulares aparecem com mais frequência no maciço que bordeja Fermoselle, enquanto que os outros termos ocorrem com mais predominância em direção à Barragem de Bemposta (SW de Fermoselle).

Os ortognaisses glandulares são constituídos essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, moscovita e por vezes granada. Os megacristais são de feldspato potássico com alguns a atingirem os 5,00cm (Figura 19a). A foliação sub-horizontal S_2 é a estrutura mais penetrativa nestas rochas e é definida por finos leitos micáceos e pelo estiramento dos cristais de feldspato potássico (Figura 19b). Como mencionado anteriormente, num dos afloramentos observou-se uma xistosidade prévia (S_1) afetada por dobras D_2 de plano axial sub-horizontal (Figura 19a). A verticalização e os cisalhamentos verticais que afetam a S_2 , são os indicadores observados em afloramento que testemunham os efeitos da D_3 .

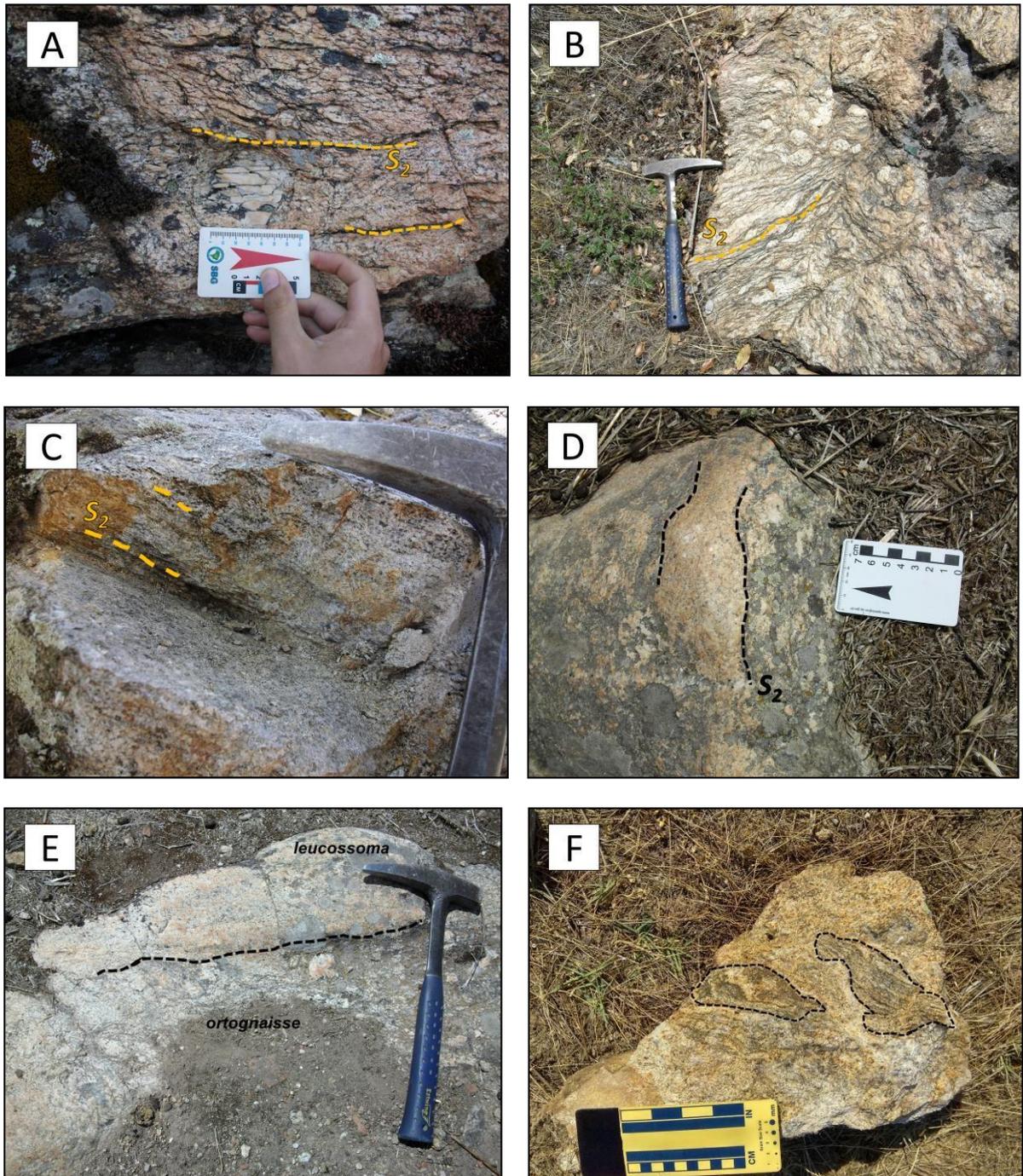
Os ortognaisses não glandulares são levemente bandados, de granularidade mais fina e desprovidos de megacristais de feldspato potássico. A biotita é o mineral que define a foliação S_2 (Figura 19c).

Por vezes, os ortognaisses estão afetados por fusão parcial, dando origem a migmatitos com um bandado estromático concordante à S_2 (Figura 19d). No entanto, devido ao carácter leucocrático dos ortognaisses, esse bandado não é tão nítido como o dos metatexitos estromáticos paraderivados. Os leucossomas têm granularidade mais fina, espessura centimétrica a decimétrica e composição quartzo-feldspática (Figura 19e). Nesses afloramentos, por vezes ocorrem corpos graníticos de maiores dimensões, que resultaram de maiores taxas de fusão. Os granitos contêm por vezes *schollen* (fragmentos de migmatitos que não foram totalmente digeridos) (SAWYER, 2008) (Figura 19f).

As relações observadas entre ortognaisse hospedeiro e leucossoma são equivalentes às estabelecidas para os metatexitos estromáticos paraderivados. Ou seja, o fato dos

leucossomas estarem dispostos concordantemente à S_2 dos ortognaisses, aponta uma vez mais para que a fusão parcial tenha sido atingida durante a deformação extensional D_2 . A componente residual (melanossoma) também não é observada na transição leucossoma-ortognaisse, o que leva a supor que a maioria dos líquidos anatéticos possam ter algum grau de aloctonia. Admitindo este cenário, os líquidos anatéticos terão uma origem um pouco mais profunda e foram injetados nestes terrenos na forma de leucossomas *in source* ou veios leucocráticos, assim como os seus equivalentes paraderivados (SAWYER, 2008).

Figura 19 – a) Afloramento de ortogneise, onde se observa um megacristal de feldspato potássico superior a 5cm (P44). b) Ortogneise exibindo foliação S_2 definida pelo alinhamento dos filossilicatos e estiramento dos cristais de feldspato potássico (P47). c) Ortogneise de grão fino com bandamento concordante à S_2 (P57). d) Ortogneise migmatizado com bandado estromático concordante à S_2 (P46). Leucossoma centimétrico de granulação mais fina que o ortogneise hospedeiro (P46). f) Amostra de granito com *schollen* de rochas migmatíticas (P44).



Fonte: Elaborada pelo autor.

4.3.2.3 Granitos, aplitos e pegmatitos sin-tardi-D₂

No mapa da área de estudo, os corpos ígneos incluídos neste grupo estão representados a rosa-claro e ocorrem intimamente associados às rochas do CMB. Os granitos sin-tardi-D₂ estão amplamente representados em todo o CMB e formam *sills* concordantes com as estruturas D₂. Estas relações são bem observadas nas encostas do canhão fluvial do rio Douro, em que os *sills* de granitos estão dispostos acima dos metatexitos (Figura 20a). À escala de afloramento estas relações mantêm-se e são extremamente uteis para compreender a instalação dos granitos nestes terrenos durante a Orogenia Varisca (Figura 20b,c,d).

Os granitos sin-tardi-D₂ são de duas micas (biotite > moscovite ou moscovite > biotite), possuem granularidade fina a grosseira e por vezes exibem uma foliação bem marcada concordante com a S₂ (Figura 20e). À escala macroscópica, os indícios de deformação no estado sólido são pouco evidentes, sendo apenas observados nos granitos posicionados em corredores de cisalhamento sin-D₃. Os granitos a sudeste de Urrós exemplificam essa deformação, pois apresentam uma forte foliação milonítica (Figura 20b).

De seguida descrevem-se brevemente os principais corpos graníticos sin-tardi-D₂ da região. O granito de Ventozelo-Vilarinho dos Galelos apresenta um corpo principal de formato tabular alongado na direção NE-SW. Associados a este corpo, ocorrem vários *sills* aplito-pegmatíticos, de dimensões variadas, concordantes com as estruturas D₂. É um granito de grão fino a médio, de duas micas (moscovite > biotite) com nódulos de biotite e enclaves metasedimentares centimétricos (Figura 20f).

Os aplitos são constituídos por quartzo, feldspato potássico e granada pontual, enquanto que os pegmatitos são compostos por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite, biotite, turmalina e granada pontual.

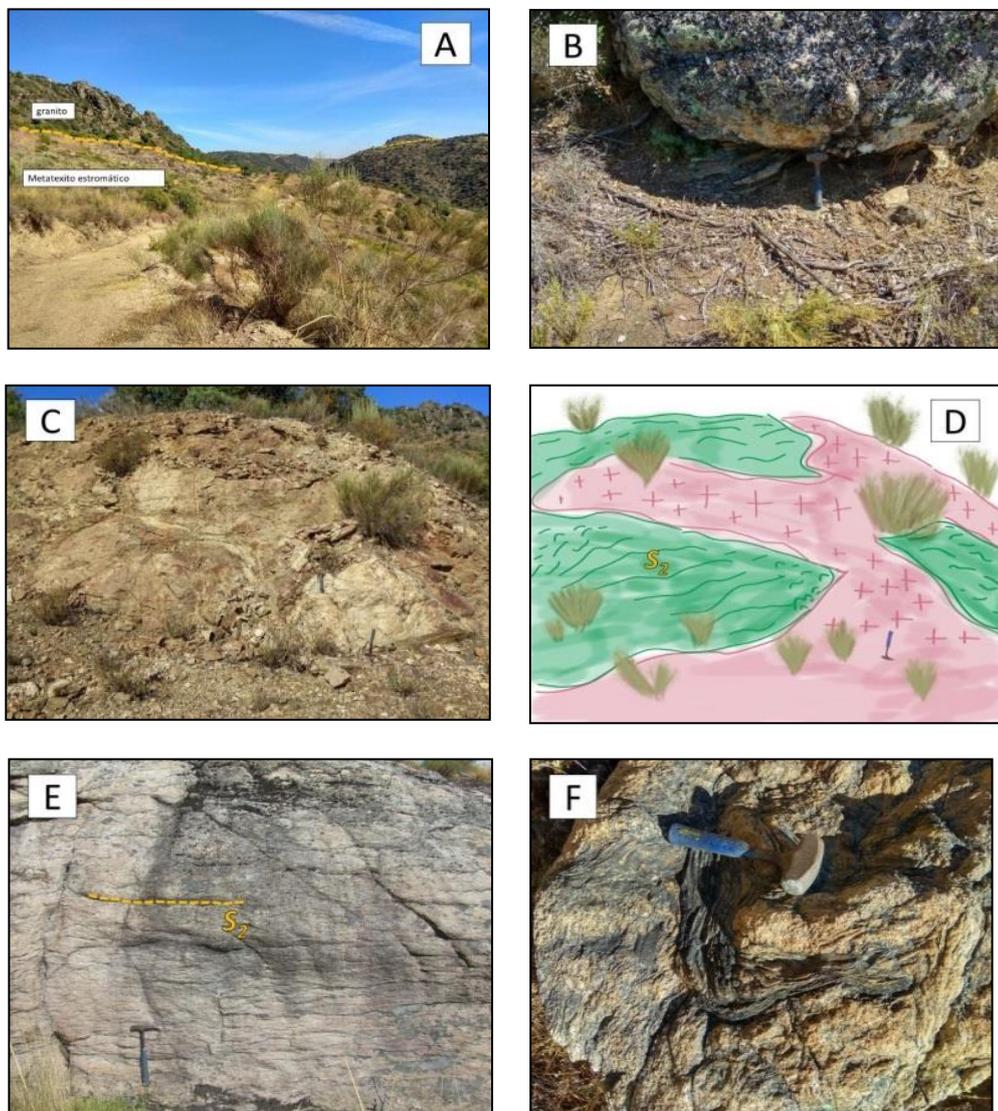
O granito de Peredo de Bemposta é um corpo com formato de lacólito. Os seus contactos com os metatexitos estromáticos são bem observados nas encostas do canhão fluvial do rio Douro (Figura 20a). É um granito de grão médio a grosseiro, de duas micas, com biotite > moscovite. De forma pontual, pode apresentar uma textura porfírica. Os nódulos de biotite também são observados e parecem corresponder a material restítico não fundido (Figura 20g).

O granito que ocorre a SW de Peredo de Bemposta também tem um formato de lacólito. Observa-se muito bem, nos seus afloramentos, a foliação sub-horizontal com inclinação para sul. É um granito bastante leucocrático de grão médio a grosseiro, de duas micas (moscovite > biotite). É um corpo mais homogéneo, não se observando material restítico na sua

matriz.

O granito que ocorre a Sul de Lamoso corresponde a um lacólito sub-horizontal cujo contacto com os metatexitos está bem exposto ao longo da cascata da Faia d'Água Alta (Figura 20h). É um granito leucocrático de grão fino-médio de duas micas, com moscovite mais abundante que a biotite. Apresenta uma foliação definida pela orientação preferencial das micas, concordante com as estruturas regionais S_2 . Este granito foi amostrado e o seu estudo deu origem a um paper intitulado de “SHRIMP U-Pb ages and REE patterns for zircon from an anatectic variscan two-mica granite from the Bemposta Migmatite Complex (Central Iberian Zone)” apresentado no decorrer desta tese (pag.175).

Figura 20 – a) Aspecto geomorfológico mostrando o contacto sub-horizontal entre o granito e os metatexitos estromáticos. b) detalhe do afloramento do granito de Vilarinho dos Galegos a cima do metatexito estromático. c) Aspeto, em afloramento, do contacto sub-horizontal entre um corpo granítico sin-tardi-D₂ e os metatexitos estromáticos. d) Croquis da fotografia anterior, evidenciando os contactos observados à escala do afloramento. e) Granito do SW de Bemposta mostrando uma foliação S₂ sub-horizontal bem marcada. f) Enclave de metassedimento dobrado identificado no granito de Ventozelo-Vilarinho dos Galegos. g) Destaque para os nódulos de biotite disseminados na matriz granítica, uma caraterística comum aos granitos sin-tardi-D₂. h) Contacto sub- horizontal entre os metatexitos estromáticos e o granito que ocorre na Cascata da Faia d'Água Alta.





Fonte: Elaborada pelo autor.

4.3.3 Granitos *sin-tardi-D₃*

Os granitóides incluídos neste grupo estão representados a rosa alaranjado e tendem a ocorrer fora dos limites do CMB. Constituem batólitos de grandes dimensões que intruem quer os níveis mais apicais da ZCI quer as formações da ZGTM. Os granitos incluídos neste grupo tendem a mostrar relações concordantes com as estruturas D_3 . Este conjunto está representado pelos granitos de Brunhozinho-Bemposta, Vila de Ala, Bruçó e no território espanhol, pelo batólito de maiores dimensões que ocupa o SE da área de estudo.

No geral, são granitos leucocráticos de granularidade variável, de duas micas e com tendência porfírica. Em muitos dos batólitos, os cristais de feldspato potássico descrevem alinhamentos preferenciais concordantes com as estruturas D_3 , o que demonstra que estas estruturas deverão ter controlado a sua instalação (Figura 21a).

O granito de Bemposta é de grão médio, porfírico e de duas micas (moscovite >biotite) (Figura 21a). Por vezes observa-se uma foliação de fluxo magmático definida pelo alinhamento de pórfiros de feldspato potássico de 2,00cm x 0,7cm, de direcção NW-SE, concordante com os planos axiais das dobras D_3 . Próximo aos corredores de cisalhamento D_3 pode apresentar intensa deformação, desenvolvendo estruturas S-C (Gomes *et al.*, 2014). Em relação à classificação dos granitóides na ZCI, o granito de Bemposta tem sido incluído no grupo dos granitos peraluminosos de duas micas *sin-D₃* (PEREIRA *et al.*, 2001; 2006; FERREIRA *et al.*, 2005).

O granito de Vila de Ala constitui um maciço mais ou menos circular, instalado na fronteira entre as unidades autóctones da ZCI e as unidades parautóctones da ZGTM. O granito é de grão médio-fino, moscovítico-biotítico (Figura 21b). Apresenta uma ligeira foliação concordante com as estruturas D_3 , o que indica que deverá ter se instalado durante esta fase de

deformação (PEREIRA *et al.*, 2008). A fracturação sub-horizontal é comum, dando origem a extensas lajes aplanadas (GOMES *et al.*, 2014) (Figura 21c).

O granito de Bruçó ocorre no extremo SW da área de estudo. É um batólito alongado na direção NW-SE que intruiu os metasedimentos do Grupo do Douro e do ordovícico-silurício. O granito é de duas micas, de grão médio-grosso e de tendência porfirítica. Os megacristais de feldspato potássico encontram-se alinhados segundo os planos axiais das dobras D_3 dos encaixantes, o que indica que a sua instalação deverá ser contemporânea à fase D_3 (SILVA, 2000). Encontra-se ainda afetado por um cisalhamento direito tardi- D_3 , de direção NW-SE, posicionado na sua periferia (DIAS DA SILVA, 2013).

O batólito que ocorre no setor SE da área de estudo, em território espanhol, não foi visitado. A notícia explicativa do mapa geológico da região de Fermoselle, publicada pelo Instituto Geológico y Minero de España, refere que o granito citado é biotítico-moscovítico, de grão médio-grosso e ocasionalmente porfirítico. Pode apresentar schlieren biotíticos, interpretados como material restítico (SANZ SANTOS, 2000a).

Segundo, López-Moro & López-Plaza (2003), o batólito em questão faz parte do grupo dos leucogranitos peraluminosos e poderá conter na sua mineralogia cordierite e granada. Apesar de não ter sido observado em campo, o granito é inserido no grupo dos Sin-tardi- D_3 pelas suas dimensões batolíticas, por estar intrudido principalmente em metasedimentos não migmatizados do Grupo do Douro e por cortar, em parte, o *detachment* extensional D_2 .

Figura 21 – a) Aspeto macroscópico do granito de duas micas porfirítico de Bemposta. Na figura observa-se o alinhamento dos cristais de feldspato potássico que geralmente é concordante com as estruturas D_3 . b) Aspeto em amostra de mão do granito de duas micas de grão médio de Vila de Ala. c) Laje de grande extensão do granito de Vila de Ala, na localidade que lhe dá o nome.



Fonte: Elaborada pelo autor.

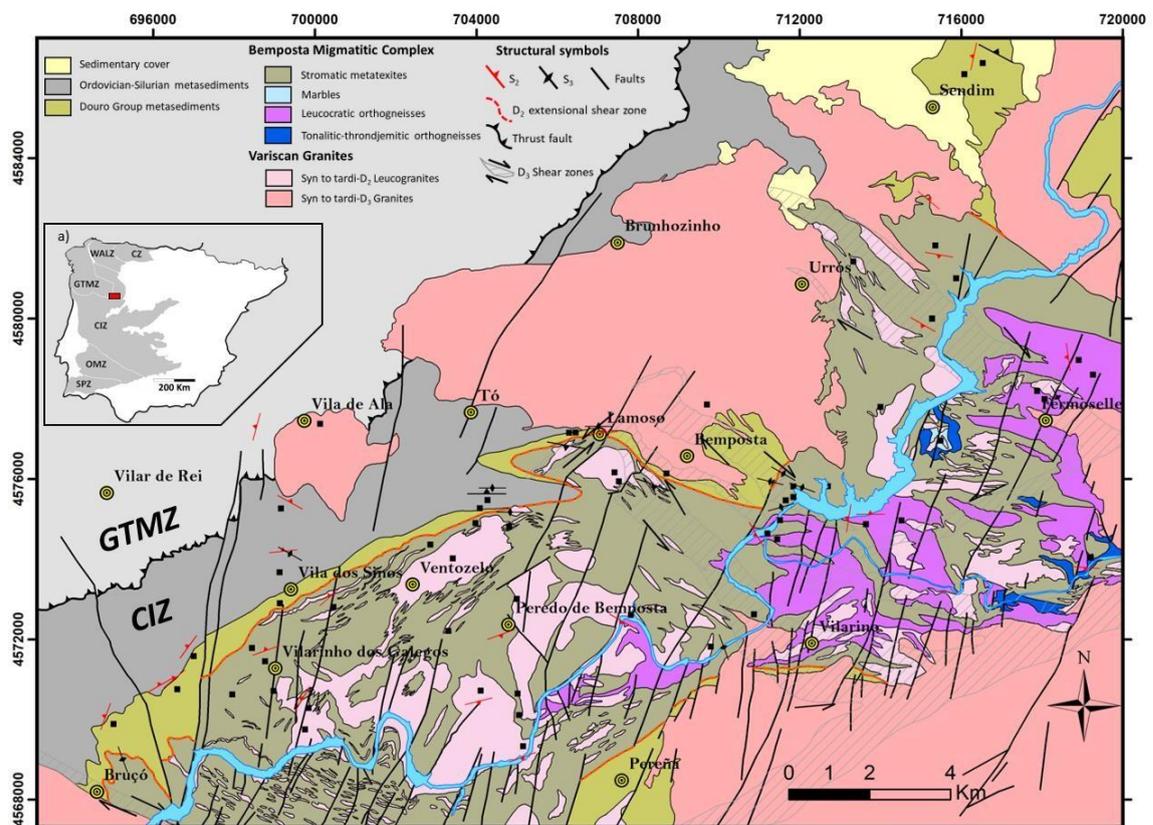
4 PETROGRAFIA

Neste capítulo apresenta-se o estudo petrográfico dos principais litotipos que ocorrem na região de Bemposta. Esta etapa do trabalho teve como principal objetivo identificar e descrever as paragénese minerais, bem como as texturas e microtexturas presentes nestas rochas, recorrendo ao microscópio petrográfico. Com base nas observações petrográficas, discute-se um possível trajeto para a evolução metamórfica do Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB), assim como as reações metamórficas envolvidas nos processos de fusão parcial que ocorreram na região durante a Orogenia Varisca.

5.1 Introdução

A localização de cada ponto de amostragem (símbolos quadrados a preto) está indicada no mapa da Figura 22.

Figura 22 – Mapa geológico da região estudada, mostrando a localização das amostras coletadas.



Fonte: Adaptado de LAZUEN ALCÓN *et al.*, 1981; SANZ SANTOS *et al.*, 2000a; SANZ SANTOS *et al.*, 2000b; PEREIRA *et al.*, 2001; FERREIRA *et al.*, 2005; DIAS DA SILVA, 2013).

5.2 Grupo do Douro

Na área de estudo, o grupo do Douro está representado pelas formações Desejosa e Montes Ermos. A formação Desejosa é predominante na área, enquanto a Formação Montes Ermos é restrita ao sector SW, entre Bruçó e Vilarinho dos Galegos.

5.2.1 Formação Desejosa

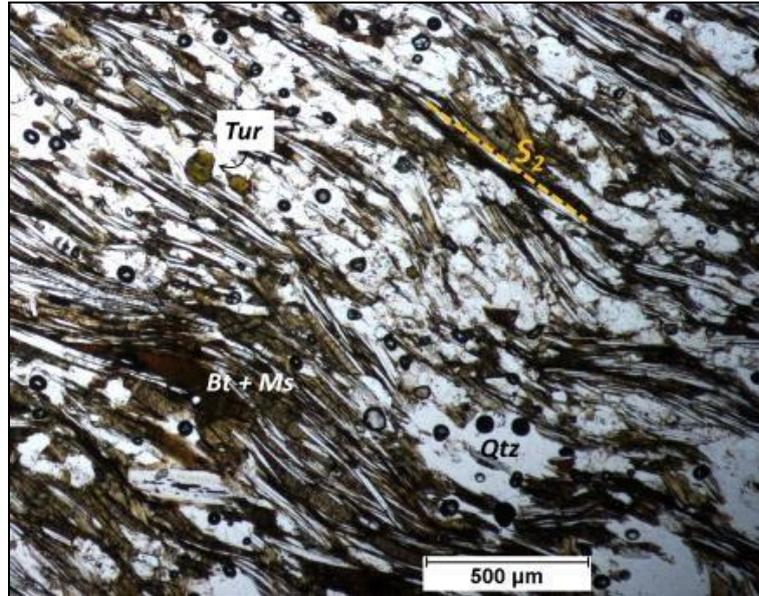
Os metassedimentos desta formação são representados por metapelitos e metagrauvaques metamorizados na fácies anfibolito alto. Possuem uma associação mineralógica formada por: biotita (Bt) + moscovita (Ms) + quartzo (Qtz) + plagioclásio (Plg) ± estauroлита (St) ± silimanita (Sil) ± andaluzita (And) ± cordierita (Crd) + turmalina (Tur) + zircão (Zr) + rutílo (Rt) + monazita (Mnz) e minerais opacos (Op). Os termos pelíticos são mais abundantes e distinguem-se pelo teor em micas (biotita e moscovita) superior a 60% e uma proporção em quartzo e plagioclásio inferior a 30 %. Já os termos grauvacóides, possuem um teor em micas inferior a 50% e um conteúdo superior em quartzo e plagioclásio, na ordem dos 40%.

Estas rochas apresentam texturas lepidogranoblásticas de grão fino a médio (Figura 23), ou por vezes, texturas lepidoporfirogranoblásticas, caso possuam porfiroblastos de biotita, andaluzita ou, mais raramente, de estauroлита e cordierita (Figuras 24, 25).

A foliação principal destas rochas é definida pela biotita e moscovita e corresponde quase sempre à S_2 (Figura 23). Por vezes apresenta um *fabric* milonítico, onde se observam porfiroblastos de biotita pré- S_2 rotacionados. No interior desses porfiroblastos, identificam-se vestígios de uma foliação prévia, mimetizada por inclusões de quartzo alinhadas e orientadas de forma discordante à foliação S_2 (Figura 25).

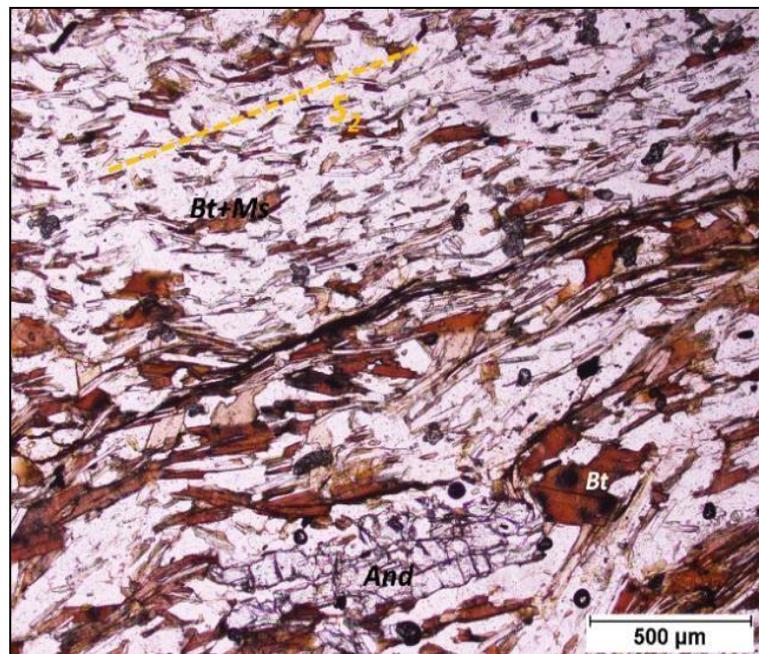
A foliação S_2 encontra-se, por vezes, afetada por microdobras D_3 (Figuras 26 e 27), podendo desenvolver-se um *fabric* milonítico S_3 , próximo aos corredores de cisalhamentos tardi- D_3 (Figura 28).

Figura 23 – Textura lepidoblástica em metapelito. A foliação S_2 é definida por biotita e moscovita (Bt+Ms). Notar a foliação está levemente dobrada pela D_3 . Nicóis paralelos. (Am. 21).



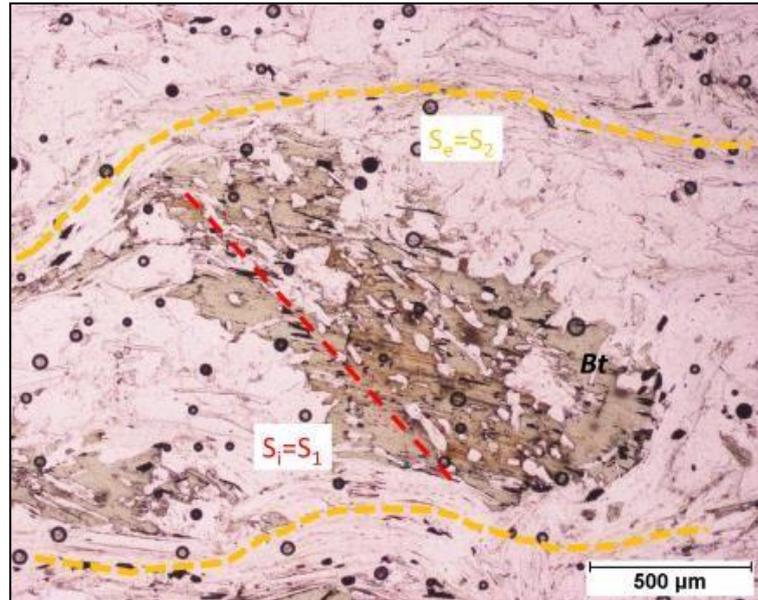
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 24 – Textura lepidoporfiroblástica em metapelito, onde se observa um porfiroblasto de andaluzita pós-cinemático em relação à S_2 . Nicóis paralelos. (Am. 6 - coletada a norte de Sendim).



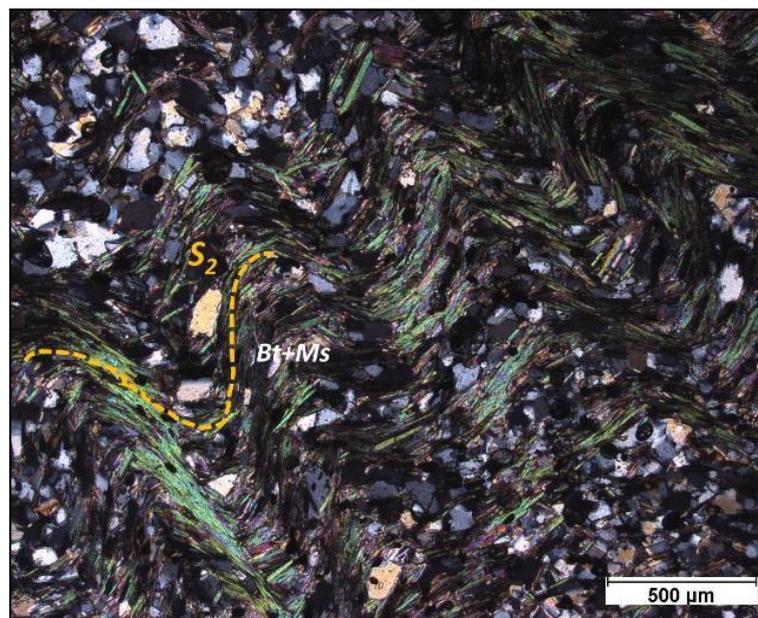
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 25 – Porfiroblasto de biotita contornado pela foliação S_2 em metagrauvaque. De notar as inclusões orientadas mimetizando uma foliação interna ($S_i=S_1$), discordante da externa ($S_e=S_2$). Nicóis paralelos. (Am. 10 - coletada a norte de Sendim).



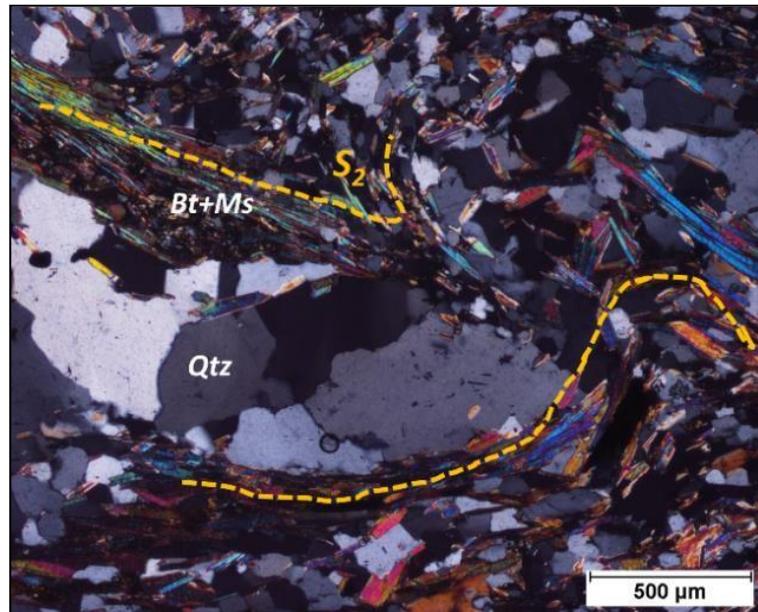
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 26 – Foliação S_2 afetada por microdobras D_3 em nível mais pelítico. Nicóis cruzados. (Am.5 - coletada a norte de Sendim).



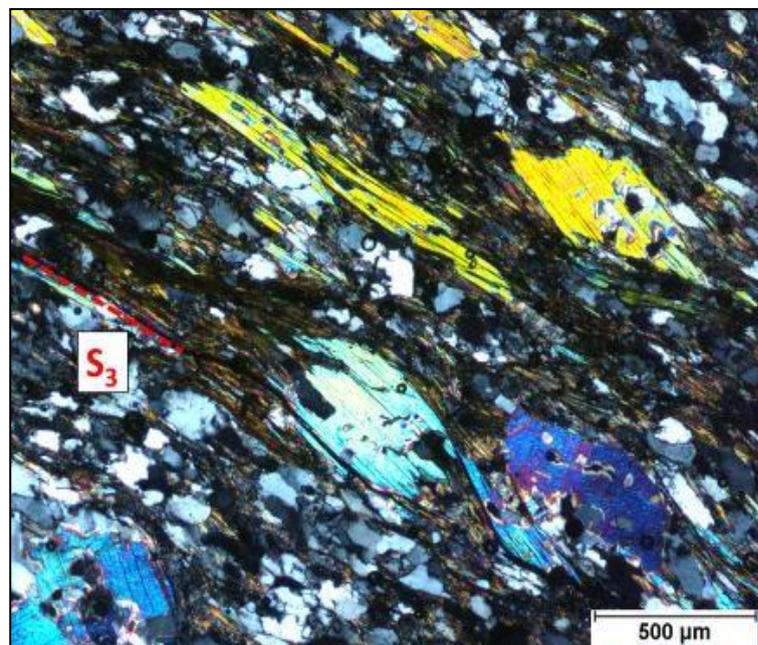
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 27 – Metasedimento afetado por microdobras D_3 .
Nicóis cruzados. (Am.9 - coletada a norte de Sendim).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 28 – Foliação milonítica S_3 em metapelito de Bemposta. Notar os cristais de moscovita alongados do tipo “mica fish”. Nicóis cruzados. (Am. 23).



Fonte: Elaborada pelo autor.

A biotita ocorre sob a forma de cristais lamelares, subidioblásticos, de dimensões inferiores a 1 mm e com pleocroísmo forte, variando entre bege (α) e castanho avermelhado ($\gamma = \beta$). A maioria dos cristais de biotita estão alinhados segundo a foliação S_2 , o que sugere uma blastese contemporânea ao evento de deformação D_2 . Porém, em algumas lâminas delgadas identificam-se poiquiloblastos de biotita envolvidos pela foliação S_2 e com inclusões que mimetizam uma foliação interna discordante ($S_i=S_1$) da externa (S_2) (Figura. 27). Segundo isto, afirma-se que a blastese da biotita deverá ter-se iniciado durante a D_1 , prolongando-se até à D_2 . As inclusões mais frequentes, nesta fase mineral, são o zircão e os minerais opacos. Como alteração, a cloritização da biotita é frequente, sendo acompanhada pela formação de cristais aciculares de rutílo.

A moscovita ocorre na forma de finas palhetas subidioblásticas com dimensões máximas de 0,5 mm, alinhadas segundo a foliação S_2 (Figura 29). Ocorrem também na forma de cristais de hábito lamelar, de dimensões um pouco superiores (não excedem os 2 mm), dispostos de forma discordante, sugerindo um crescimento estático e tardio. Em outros casos, nos metassedimentos afetados pelos cisalhamentos tardi- D_3 , a moscovita surge na forma de cristais estirados do tipo “mica fish”, definindo um *fabric* milonítico S_3 (Figura 28).

O quartzo, bem como o plagioclásio, são as principais fases minerais que constituem os domínios granoblásticos. O primeiro exhibe cristais predominantemente anédricos, de dimensões inferiores a 0,5 mm e limites entre si, ora retos (arranjos poligonais) ora serrilhados. Denotam sinais de deformação de intensidade variável, tais como extinção ondulante, subgranulação, bandas de deformação e recristalização dinâmica. O plagioclásio, que aparenta ser mais abundante nos termos grauvarcoides, ocorre em cristais anédricos a subédricos de dimensões inferiores a 0,5 mm. Apresenta macla polissintética da albite, por vezes encurvada e em cunha, o que são claras evidências de uma deformação no estado sólido. O zonamento óptico está bem marcado em alguns cristais.

A estaurolita é encontrada em alguns metassedimentos, formando porfiroblastos bastante corroídos e parcialmente substituídos por óxidos de ferro. São cristais xenoblásticos da ordem dos 0,5 mm, com pleocroísmo fraco em tons de amarelo. As relações texturais indicam que os cristais são pré-cinemáticos em relação à foliação S_2 e deverão ter-se formado durante a D_1 , mostrando que durante esta fase de deformação foi atingida a isógrada da estaurolita (Figura 30). Ocorrem também, na forma de inclusões, em porfiroblastos de andaluzita.

A silimanita aparece com frequência nos metassedimentos que bordejam as áreas

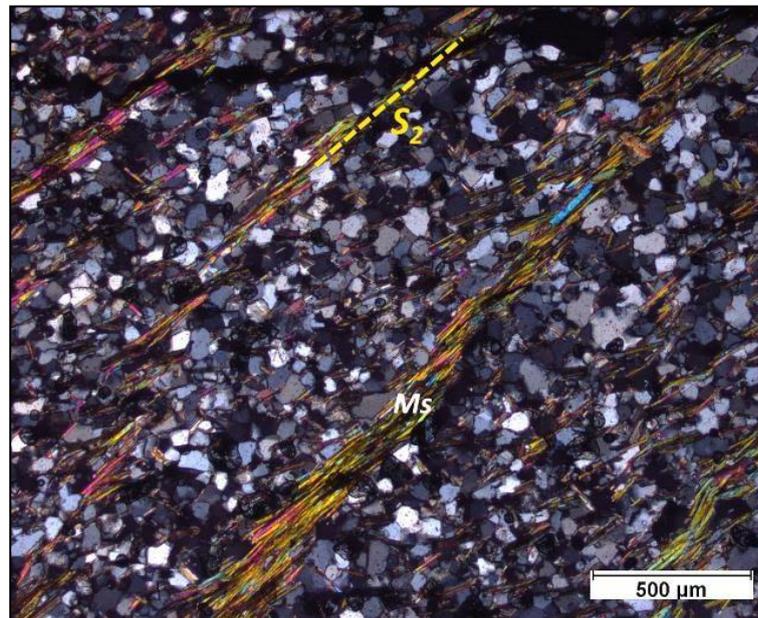
migmatíticas do CMB. Ocorre nos domínios lepidoblásticos, em conjunto com a biotita, sob a forma de finos cristais fibrolíticos alinhados segundo a foliação S_2 , o que sugere uma cristalização sin-cinemática com a D_2 (Figura 31). Ocorre também inclusa em outras fases minerais mais tardias, como a moscovita secundária, a andaluzita e a cordierita.

A andaluzita ocorre sob a forma de poiquiloblastos de várias dimensões com pleocroísmo entre cinza e rosa-pálido. Estes cristais são pós-cinemáticos em relação à foliação S_2 , o que é testemunhado pelo seu crescimento sob a mesma foliação (Figura 32). Posto isto, após a segunda fase de deformação (D_2), os metassedimentos deverão ter entrado no campo de estabilidade da andaluzita, já em condições de metamorfismo retrógrado.

A cordierita foi identificada em apenas uma amostra (FD-23), ocorrendo sob a forma de poiquiloblastos alongados, de aproximadamente 1 mm, com limites corroídos (Figura 33). São cristais incolores de relevo baixo com inclusões de quartzo e silimanita. Apresentam extinção desigual e pinitização, uma das características distintivas desta fase mineral. A cordierita deverá ter se formado em condições retrógradadas (D_3), à custa das fases minerais que ocorrem frequentemente inclusas nela (Figuras 33 e 34). Alguns cristais parecem ter se desenvolvido de forma sin-cinemática com a foliação S_3 (Figura 34).

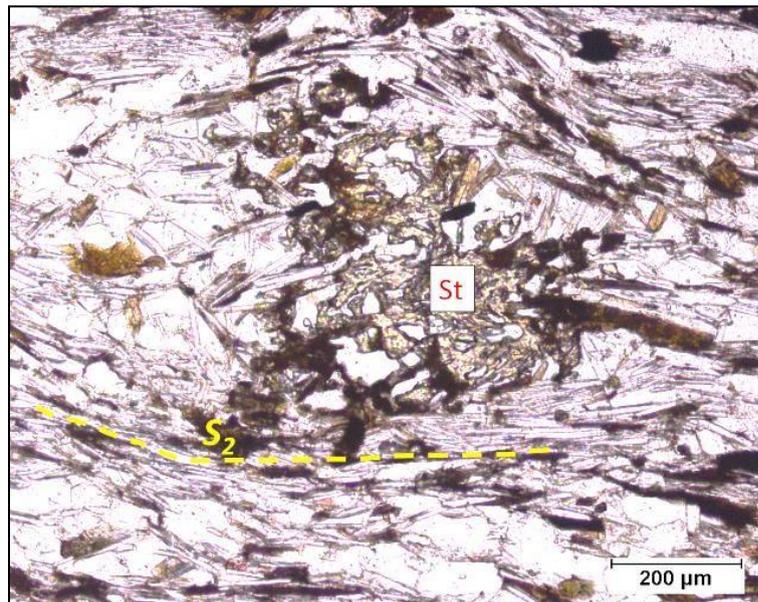
A turmalina ocorre nos domínios lepidoblásticos de alguns metassedimentos. Ocorre como cristais idioblásticos a subidioblásticos de dimensões que não ultrapassam os 0,3 mm (Figura 23). Exibem pleocroísmo inverso, de ω = castanho-claro a ϵ = amarelo esverdeado, sem zonamento composicional e com partição observável em secções longitudinais. Os cristais são tardios e cresceram, de forma estática, sob a foliação S_2 (Pós- D_2). Presume-se que a formação da turmalina foi induzida pela proliferação de fluídos ricos em boro, já em condições de metamorfismo retrógrado, durante a D_3 .

Figura 29 – Foliação S_2 definida principalmente por moscovita primária em níveis semi pelíticos. Nicóis cruzados. (Am. 5).



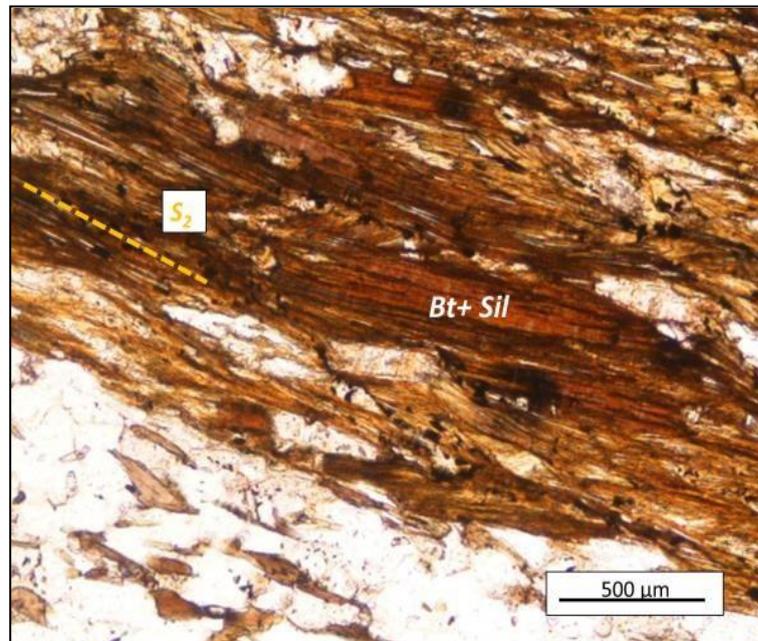
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 30 – Porfiroblasto de estaurolita bastante corroído, pré-cinematático em relação à foliação S_2 . Nicóis paralelos. (Am. 4).



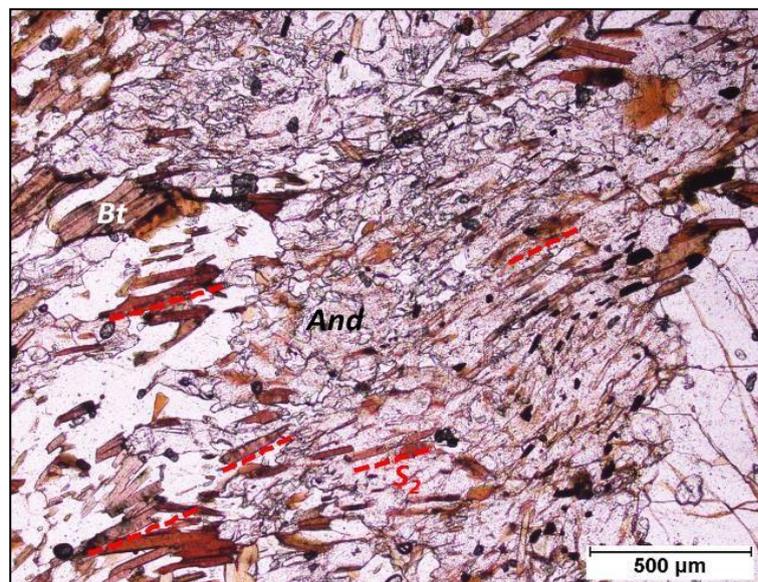
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 31 – Foliação S_2 definida por biotita e silimanita fibrolítica em metassedimento da região. Nicóis paralelos. (Am.22).



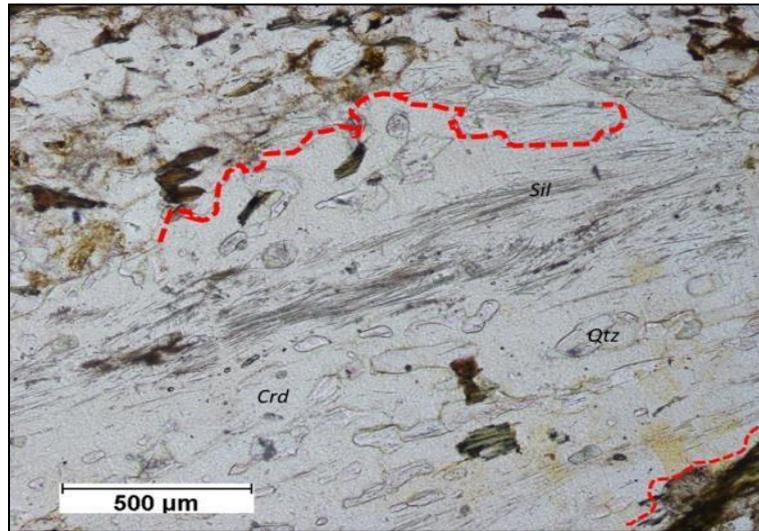
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 32 – Poiquiblasto de Andaluzita pós- cinemático em relação à foliação principal (S_2). Nicóis paralelos. (Am. 6 - coletada a norte de Sendim).



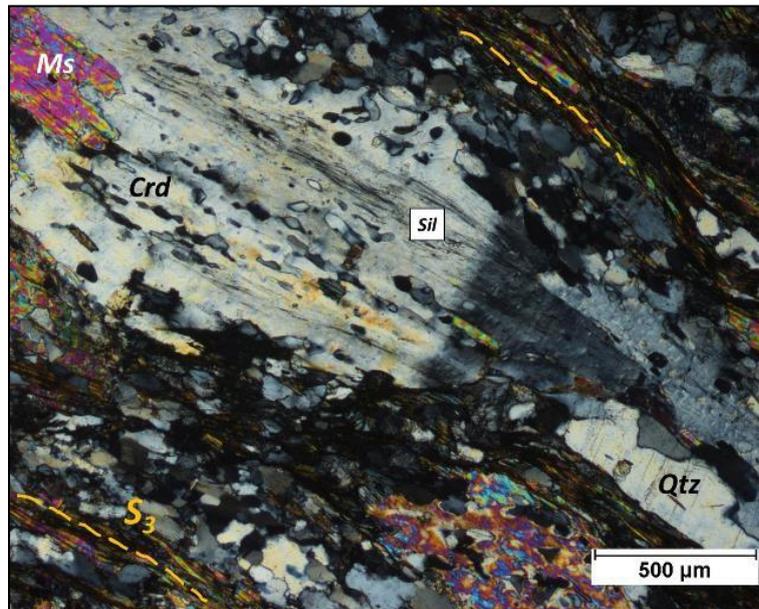
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 33 – Poiquiloblasto de cordierita com inclusões de silimanita e quartzo em metapelito. Nicóis paralelos. (Am.23).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 34 – Poiquiloblasto de cordierita da mesma amostra (Am.23) com relação sin- cinemática com a D_3 . Nicóis cruzados.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os minerais acessórios que predominam nos metassedimentos da região são o zircão, o rutílo, a monazita e os minerais opacos. Em regra geral, são de tamanho reduzido e estão habitualmente associados ou inclusos na biotita. O zircão aparece sob a forma de cristais incolores, com relevo alto ($n > \text{biotita}$), hábito euédrico a subédrico e zonamento ótico, por vezes,

observável. O rutílo tem cor castanha, possui relevo alto ($n >$ biotita) e birrefringência alta, com cores de interferência de 3ª ordem. São cristais anédricos a subédricos com dimensões que podem atingir 0,5 mm. A monazita é incolor a amarelo-pálido, relevo alto e birrefringência alta.

Dos minerais opacos identificados em microscopia de luz refletida destacam-se a ilmenita, a pirrotita e a calcopirita.

5.2.2 Formação Montes Ermos

Os metassedimentos desta formação são compostos por quartzo, biotita, turmalina e opacos e classificam-se como metasiltitos ou metarenitos finos de textura granolepidoblástica.

Do ponto de vista da deformação estas rochas parecem registrar as três fases de deformação identificadas na região. A foliação principal destas rochas corresponde à S_2 e é definida, nomeadamente, pelos cristais de biotita e ou moscovita (Figura 35). Numa das lâminas é possível identificar um *fabric* anterior (S_1), definido por biotita, num domínio em que a foliação S_2 não o transpôs totalmente (Figura 36). Os efeitos da deformação D_3 costumam estar presentes nestas rochas, na forma de microdobras. Em afloramentos onde as microdobras são mais apertadas, desenvolveu-se uma foliação crenulada S_3 (Figura 37).

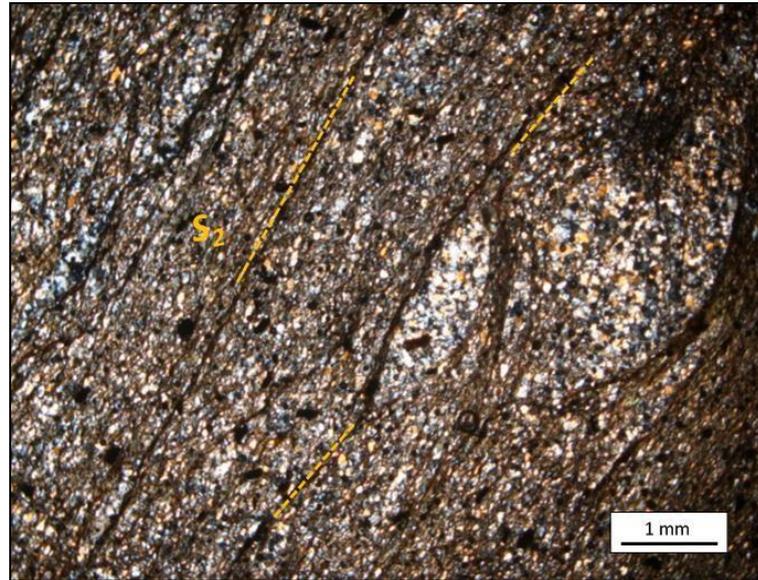
Os metassedimentos da formação Montes Ermos não se distinguem apenas pela sua composição, mas também pelo metamorfismo que os afetou. Estas rochas são da zona da biotita, o que indica que foram afetados por metamorfismo de menor grau relativamente aos metassedimentos da Formação Desejosa.

Do ponto de vista mineralógico, o quartzo é de tamanho fino, não ultrapassando os 0,1 mm, encontrando-se por vezes afetado por recristalização. Os domínios recristalizados costumam ser contornados pela foliação, comportando-se como “porfiroblastos” (Figura 35). Depois do quartzo, a biotita é o mineral mais abundante. Ocorre na forma de finos cristais de hábito lamelar com pleocroísmo típico deste mineral. A biotita encontra-se frequentemente substituída por finos cristais de clorite e sericite. A moscovita ocorre sob a forma de palhetas finas alinhadas segundo as clivagens dos litotipos estudados.

A turmalina está presente em cristais idioblásticos com secções basais de 0,5 mm. Os cristais apresentam zonamento óptico que é evidenciado por núcleos amarelo-pálido e bordos amarelos escuros. São cristais pós-cinemáticos em relação à foliação S_2 e parecem por vezes conservar no seu interior os *microlitons* S_2 . A sua blastese deverá ter ocorrido durante a D_3 , promovida pela proliferação de fluídos magmáticos ricos em boro, aquando da instalação

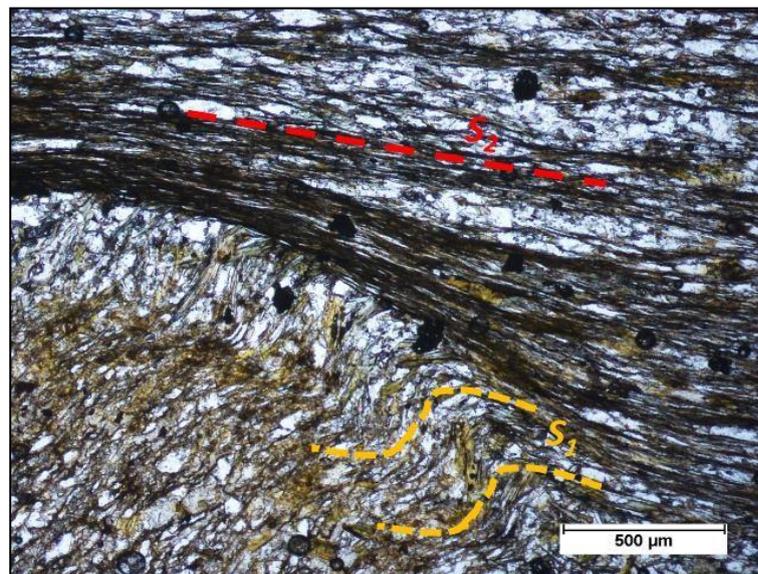
de granitóides na região (Figuras 37 e 38). Os opacos são abundantes, xenomórficos e parecem ter se desenvolvido de forma estática sob a foliação S_2 .

Figura 35 – Foliação S_2 definida por biotita em metasiltilito da formação Montes Ermos. Notar os domínios granoblásticos ricos em quartzo contornados pela foliação. (Am.42).



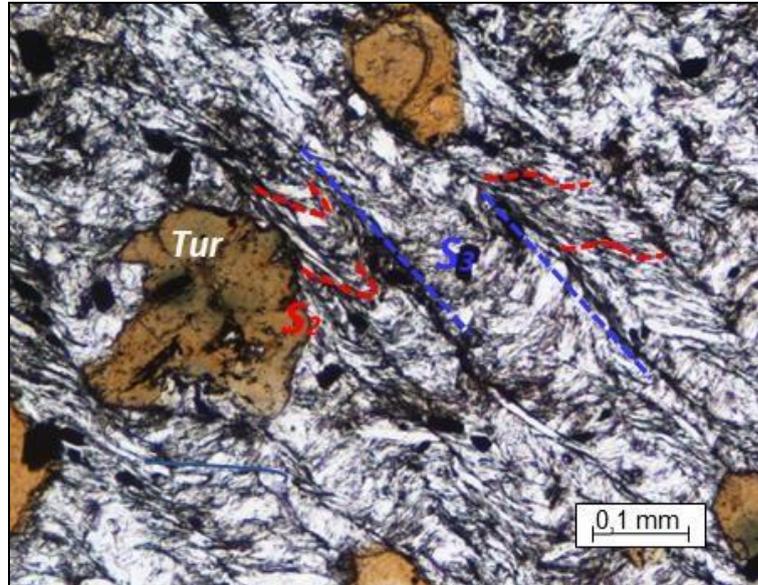
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 36 – Domínio da lâmina em que a foliação S_2 não transpôs totalmente a foliação prévia (S_1). Nicóis cruzados. (Am.41).



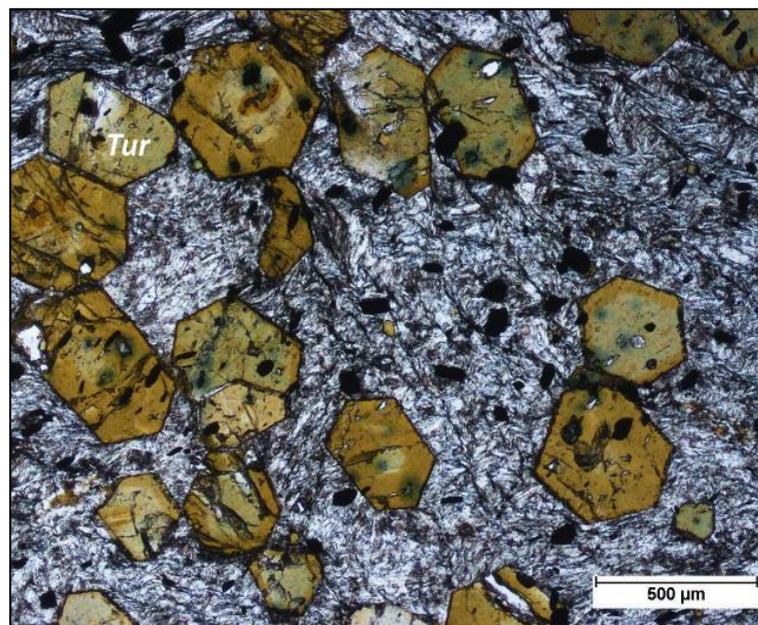
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 37 – *Microlitons* S_2 entre planos de foliação S_3 em metasedimento. De notar os cristais de turmalina pós-cinemáticos que parecem conter uma foliação interna. (Am. 31).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 38 – Cristais idioblásticos de turmalina pós- S_2 exibindo zonamento óptico. Os opacos são abundantes e aparecem tanto na matriz como inclusos nos cristais de turmalina (Am.31).



Fonte: Elaborada pelo autor.

5.3 Complexo Migmatítico de Bemposta

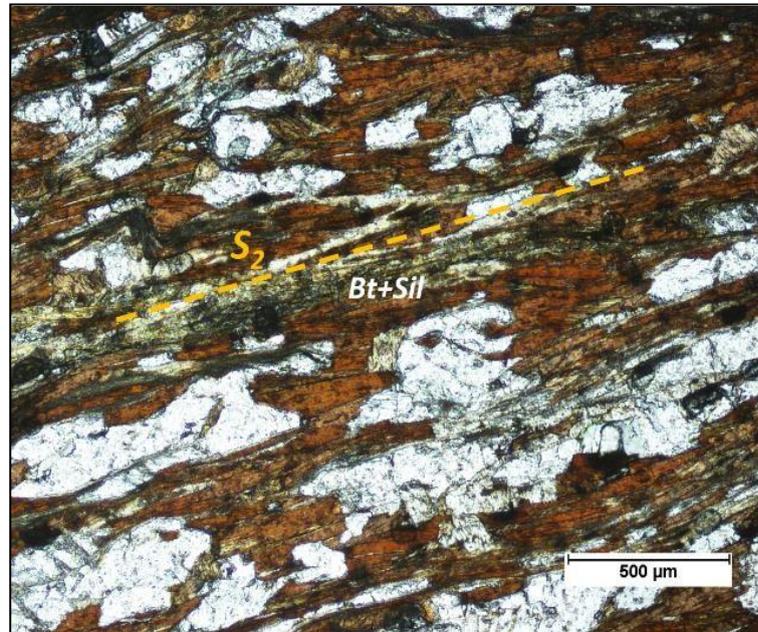
5.3.1 *Metatexitos estromáticos*

Os metatexitos do CMB exibem um bandado estromático, conferido pela presença de bandas quartzo-feldspáticas (leucossomas) intercaladas em hospedeiros paraderivados (aqui designados de mesossomas). O bandado é paralelo à foliação S_2 podendo, em algumas ocasiões, estar afetado por dobras de terceira fase (D_3). Uma vez que os metatexitos estromáticos são bastante heterogêneos do ponto de vista textural, opta-se por descrever os seus componentes (mesossomas e leucossomas) de forma separada. No seio destas rochas ocorrem com frequência nódulos de rochas metapsamíticas, calco-silicatadas e metacherts, que também foram alvo de estudo petrográfico e por isso são descritas também nesta secção do capítulo.

Mesossomas

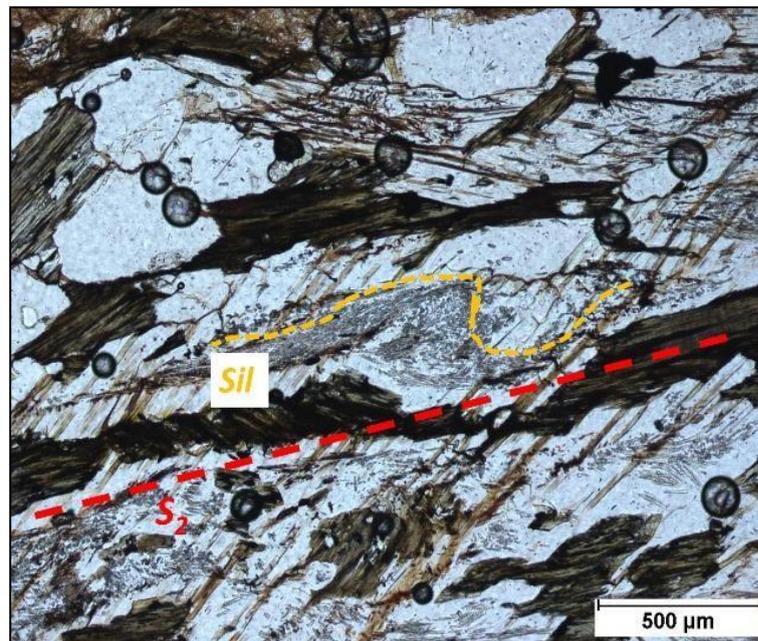
Os mesossomas são compostos pela seguinte associação mineral: biotita (Bt) + silimanita (Sil) + quartzo (Qtz) + plagioclásio (Plg) \pm feldspato potássico (Kfs) \pm moscovita (Ms) \pm andaluzita (And) \pm turmalina (Tur) + zircão (Zr) + Rutílo (Rt) + opacos (Op). A principal característica nos mesossomas são as grandes quantidades de biotita e silimanita. Possuem texturas lepidogranoblásticas ou lepidogranoporfiroblásticas, caso se observem porfiroblastos de biotita. A foliação dos mesossomas, definida pelo alinhamento da biotita e da silimanita, corresponde sempre à S_2 (Figura 39). Porém vale registar que em um mesossoma (FD-28), entre os planos S_2 , identificam-se cristais de silimanita microdobrada, que parecem mimetizar uma foliação prévia (S_1) (Figura 40). Os mesossomas estão frequentemente afetados por dobras D_3 , não se registando o desenvolvimento de um *fabric* S_3 (Figuras 41 e 42).

Figura 39 – Foliação S_2 definida por biotita e silimanita em mesossoma. Nicóis paralelos (Am.32).



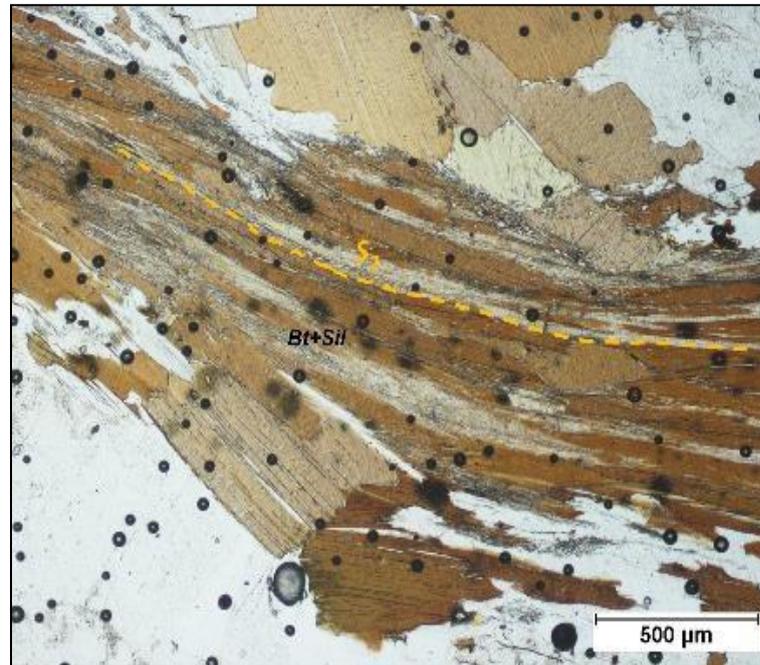
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 40 – Silimanita incluída em moscovita tardia, definindo uma S_1 microdobrada. Nicóis paralelos. (Am. 28).



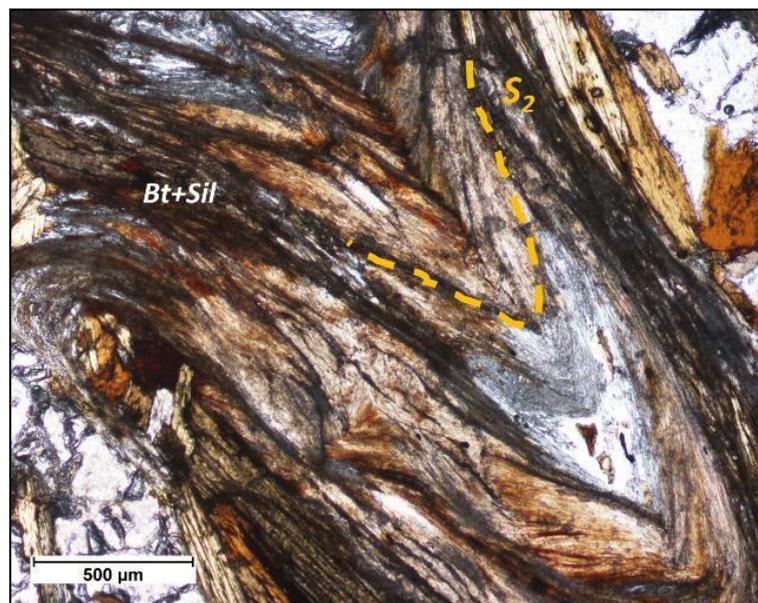
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 41 – Foliação S_2 levemente dobrada pela D_3 em mesossoma. Nicóis paralelos. (Am. 13).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 42 – Mesossoma afetado por microdobras D_3 apertadas. Nicóis paralelos. (Am.35).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Do ponto de vista mineralógico, a biotita está presente na forma de cristais lamelares, subédricos, de dimensões que podem atingir 1 mm, alinhados segundo a foliação

principal (S_2) (Figura 39). Exibem pleocroísmo forte variando entre bege (α) e castanho avermelhado ($\gamma = \beta$). Também ocorre na forma de poiquiloblastos contornados pela foliação principal (Pré- S_2), contendo inclusões orientadas que mimetizam uma foliação interna (S_i), discordante da foliação externa (S_e) (Figura 43). Com exceção dos poiquiloblastos de biotita, que deverão ter-se formado durante a D_1 , a grande maioria da biotita, presente nos mesossomas, é contemporânea à D_2 ($S_{in}-D_2$).

A silimanita ocorre na forma de fibrolite e ou, em alguns casos, sob a forma a silimanita prismática. Ocorre em conjunto com a biotita definindo a foliação S_2 dos mesossomas. Contudo, a presença de cristais de silimanita dobrados entre planos de foliação S_2 , levam a crer que foi na D_1 , que o metamorfismo atingiu a primeira isógrada da silimanita, onde se deu a cristalização dos primeiros cristais deste mineral. Durante a D_2 , a blastese da silimanita deverá ter continuado cristalizando nos domínios lepidoblásticos que definem a foliação S_2 . A silimanita prismática (Amostras 17, 39, 49) aparece em cristais idioblásticos, incolores, de dimensões inferiores a 0,2 mm, associados à biotita dos mesossomas. A maioria dos cristais exibem secções em forma de diamante, onde se observa, por vezes, uma clivagem em uma direção (Figura 44).

Segundo estas observações, a biotita e a silimanita foram geradas principalmente durante a D_2 . A presença destes minerais aliada à disposição geométrica dos leucossomas estromáticos, mostram que as condições de pico metamórfico responsáveis pela formação das paragêneses minerais de alto grau (2ª isógrada da silimanita) e pela fusão parcial dos metassedimentos do CMB foram atingidas na D_2 .

A moscovita é observada nos domínios lepidoblásticos dos mesossomas, na forma de cristais lamelares, de hábito subédrico, alinhados segundo a foliação principal. Porém, ocorrem com maior frequência, sob a forma de cristais lamelares tardios, subidioblásticos, de maiores dimensões (>1mm), discordantes da foliação. Nestes últimos, as inclusões de silimanita e biotita podem estar presentes, apontando para um crescimento tardio, em relação a estas fases minerais. Poderão também constituir agregados entrecruzados com a biotita formando texturas decussadas (Figura 45). As relações observadas sugerem que a moscovita cresceu em condições retrógradadas, durante a D_3 . Apesar do crescimento tardio, a presença de clivagens arqueadas e extinção ondulante, mostra que a moscovita foi sujeita aos efeitos da deformação D_3 (Figura 46), pelo que se considera que a sua blastese deverá ter ocorrido nas fases iniciais deste evento de deformação.

A moscovita primária, gerada durante o percurso prógrado do metamorfismo, é

bastante escassa, pelo que se assume que grande parte desta deverá ter sido consumida durante as reações de fusão parcial que tiveram lugar durante a D_2 . O mesmo não aconteceu com a silimanita e biotita, que são fases minerais bastante abundantes nos mesossomas. As proporções elevadas de biotita e silimanita e a ausência de granada, sugerem que os mesossomas não atingiram temperatura suficiente a ponto de cruzarem a curva da fusão incongruente da biotita.

A turmalina é uma fase mineral escassa nos mesossomas dos metatexitos. Quando identificada, surge em cristais idiomórficos de dimensões inferiores a 0,5 mm. Tal como se observa nos metassedimentos do grupo do Douro, os cristais são tardios e cresceram de forma estática sob a foliação S_2 , em condições retrógradadas, durante a D_3 . A andaluzita também é uma fase escassa nos mesossomas. Surge na forma de poiquiloblastos pós-cinemáticos em relação à foliação principal ($Pós-S_2$), mostrando que os mesossomas só entraram no campo de estabilidade da andaluzita durante a D_3 .

Os domínios granoblásticos (Figura 47) dos mesossomas são compostos por quartzo, plagioclásio e mais raramente por feldspato potássico. Ocorrem em agregados de cristais intensamente recristalizados com contatos poligonais entre si. Por vezes, a sua distinção dos leucossomas torna-se difícil, porém nos domínios granoblásticos, os cristais tendem a ser de tamanho reduzido e predominantemente equigranulares.

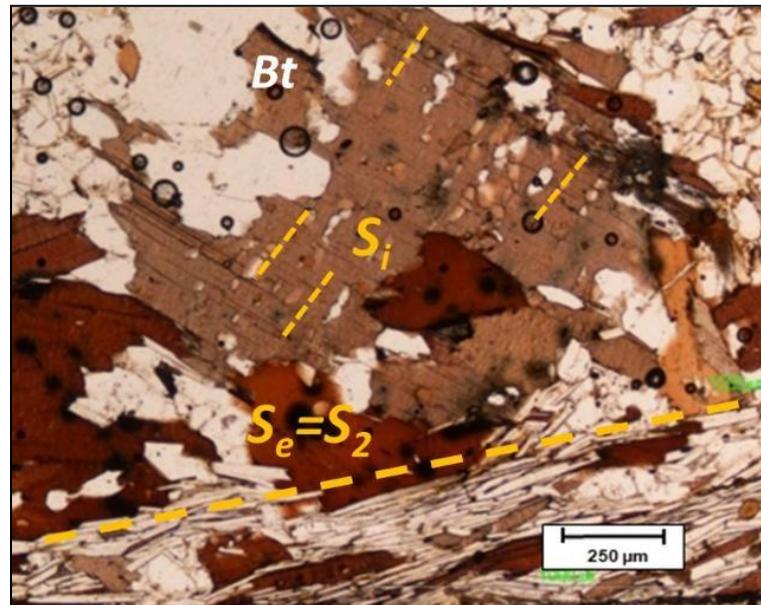
O quartzo ocorre em cristais anédricos, de dimensões bastante reduzidas ($\approx 0,1-0,5$ mm). A extinção ondulante é uma característica marcante, podendo estar ausente em setores mais recristalizados, em que ocorreu formação de novos grãos. O plagioclásio constitui cristais anédricos ou subédricos (tabulares) com macla polissintética da albite pouco marcada. O feldspato potássico, mais raro que o plagioclásio, surge na forma de cristais anédricos micropertitizados.

As fases acessórias mais comuns dos mesossomas são o zircão, a apatita, o rutílo (Figura 44) e os opacos. Ocorrem em cristais de tamanho reduzido inclusos ou em contato com a biotita. O zircão exhibe cristais euédricos a subédricos de reduzido tamanho podendo formar halos pleocróicos na estrutura da biotita. A apatita identifica-se pelos seus cristais incolores euédricos a subédricos de dimensões variáveis, inferiores a 0,5 mm e figura de interferência uniaxial negativa. Os cristais de rutílo são abundantes em alguns mesossomas amostrados (Figura 48). Apresentam tonalidades castanhas e birrefringência com cores de 3ª ordem. São predominantemente anédricos, de dimensões máximas de 0,5 mm e possuem figura de interferência uniaxial positiva. Os opacos mais comuns são a ilmenita, pirrotita e calcopirita.

Os minerais que constituem os mesossomas por vezes estão alterados. As principais

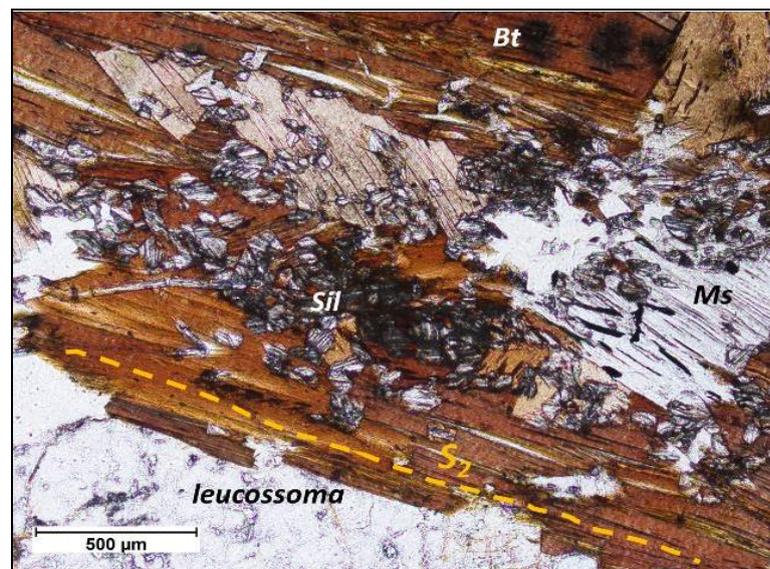
alterações observadas são a cloritização da biotita e a sericitização dos filossilicatos, silimanita e feldspatos.

Figura 43 – Poiquiloblasto de biotita mostrando inclusões orientadas que mimetizam uma foliação interna ($S_i=S_1$) discordante da externa ($S_e=S_2$). Nicóis paralelos. (Am. 108).



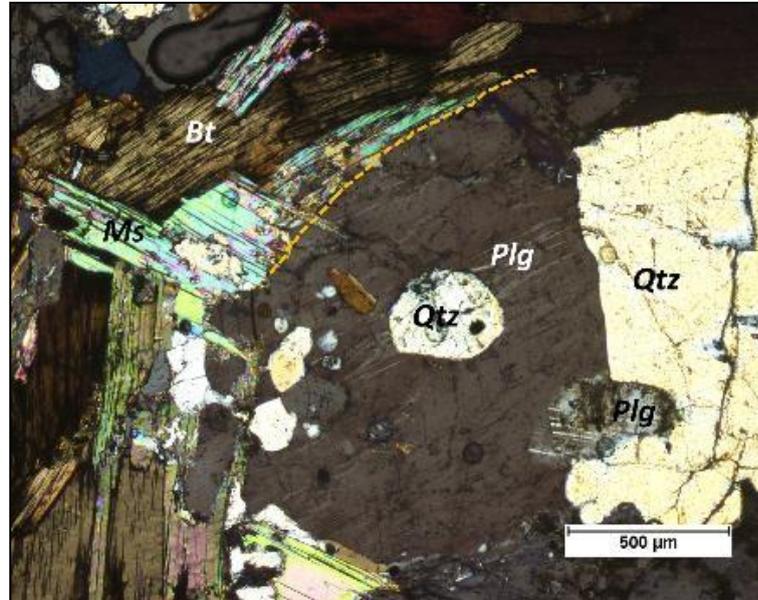
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 44 – Bordo de mesossoma mostrando cristais de silimanita prismática, associados à biotita. Nicóis paralelos. (Am. 39).



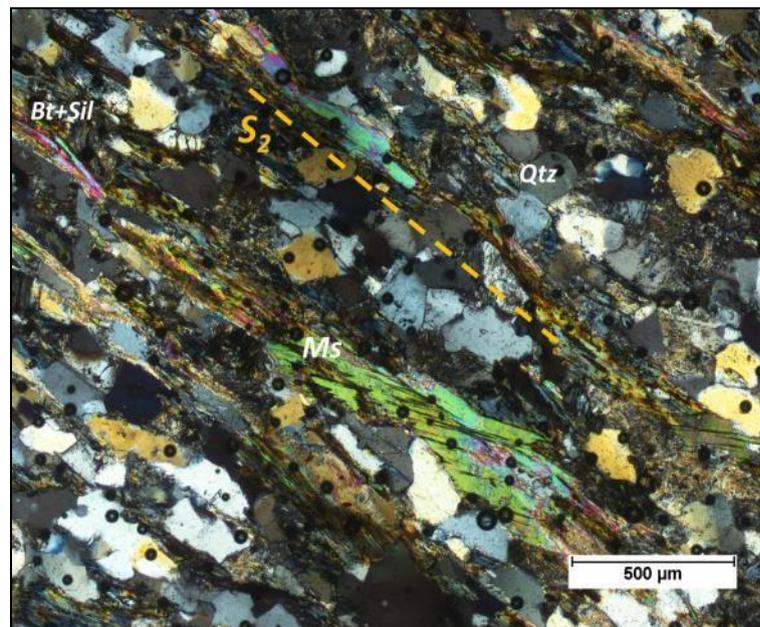
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 45 – Cristais de moscovita tardia entrecruzados com biotita, formando textura decussada, em messoma de metatextito. Nicóis cruzados. (Am. 39).



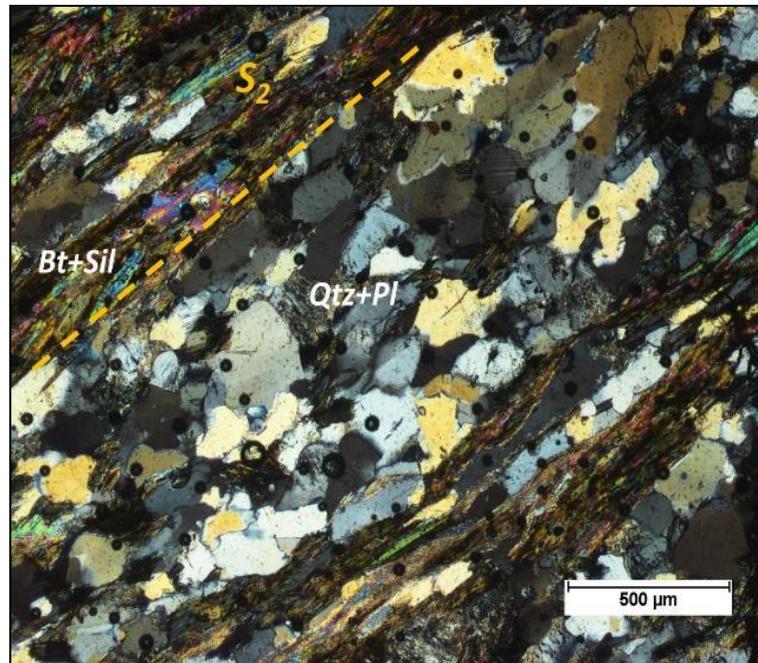
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 46 – Moscovita tardia com inclusões de silimanita e clivagens levemente arqueadas, em mesossoma de migmatito. Nicóis cruzados. (Am. 37).



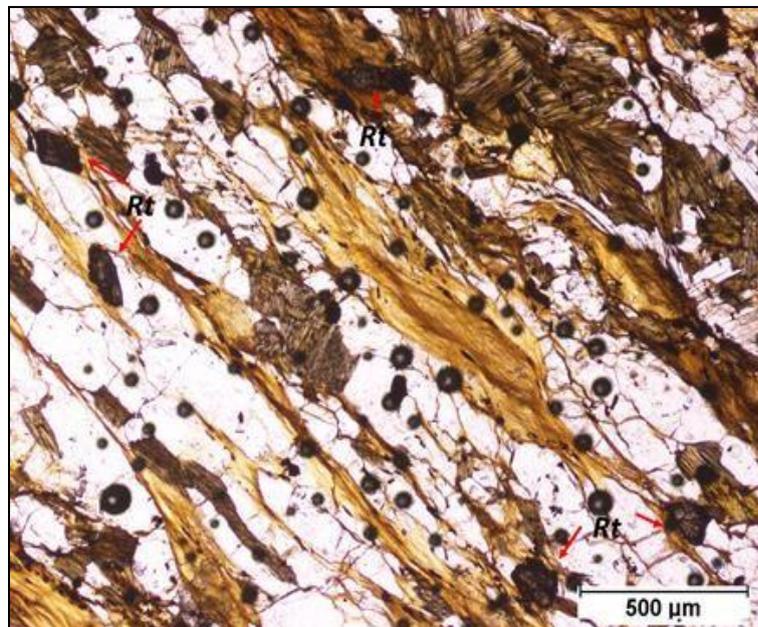
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 47 – Domínios granoblásticos de mesossoma, constituídos por quartzo e plagioclásio (Am.37).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 48 – Cristais de rutílo em mesossoma de metatexito. Nicóis cruzados. (Am.25).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Leucossomas

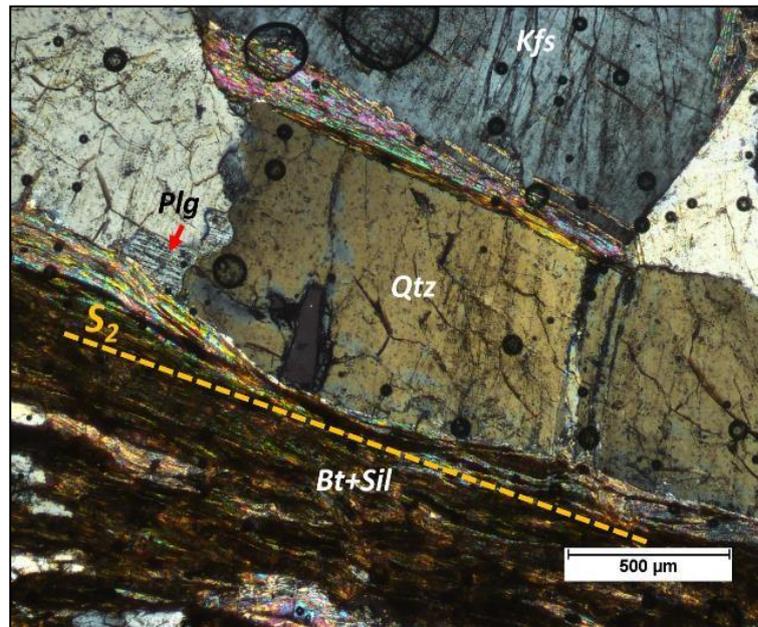
Os leucossomas formam bandas mais ou menos espessas, orientadas paralelamente à foliação principal (S_2) dos mesossomas, o que favorece a hipótese de terem derivado da cristalização de fundidos anatóxicos gerados durante a segunda fase de deformação (D_2) (Figura 49). Os de menor espessura (milimétricos) nem sempre são contínuos, ocorrendo no seio dos mesossomas. Os leucossomas mais espessos (centimétricos até decimétricos) formam faixas contínuas bem individualizadas dos mesossomas, onde o seu carácter intrusivo está bem vincado. Em outros casos, a segregação leucossomática parece ter sido responsável pelo desmembramento dos mesossomas, originando faixas mesossomáticas descontínuas e mais finas (Figuras 50 e 51).

Em termos mineralógicos, possuem composição granítica, formados essencialmente por quartzo (30-35%), plagioclásio (15-25%) e feldspato potássico (15-25%). A biotita, a granada, a silimanita e a moscovita também podem estar presentes em proporções volumétricas que não excedem os 5%. A turmalina, a apatite, o zircão e a monazite são as fases acessórias observadas nas lâminas dos leucossomas.

À escala microscópica verifica-se que os leucossomas não são margeados por melanossomas, isto é, faixas enriquecidas em fases minerais excedentárias e ou peritéticas (biotita+ silimanita e feldspato potássico). Esse facto demonstra que grande parte dos fundidos não se encontra *in situ*, devendo corresponder a veios leucocráticos injetados nestes terrenos durante a D_2 . Esta ideia é reforçada por não se observar uma mudança no tamanho dos cristais, nem um aumento nas proporções de biotita e silimanita na transição mesossoma- leucossoma (SAWYER, 2008). Cabe referir ainda, que os contatos leucossoma-mesossoma são irregulares (Figura 52), o que tem sido interpretado como uma evidência de que estas rochas estavam parcialmente fundidas no momento da injeção dos veios leucossomáticos (SAWYER, 2008).

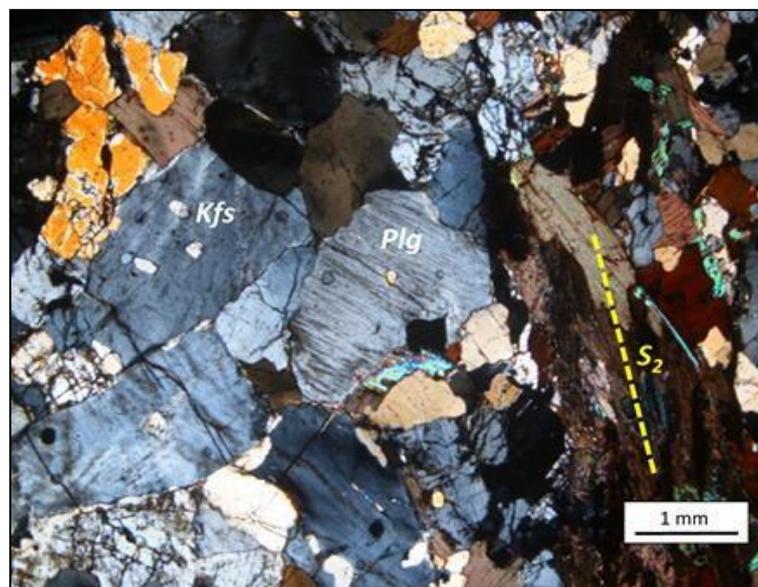
Do ponto de vista textural, os leucossomas exibem um *fabric* ígneo de granularidade mais grosseira que os mesossomas e exibem indícios de deformação no estado sólido de extensão e intensidade variável. A textura ígnea tem tendência heterogranular de grão médio, podendo transitar para grão grosseiro, de carácter pegmatóide.

Figura 49 – Contato concordante à foliação S_2 , entre leucossoma e mesossoma. Nicóis cruzados. (Am.38).



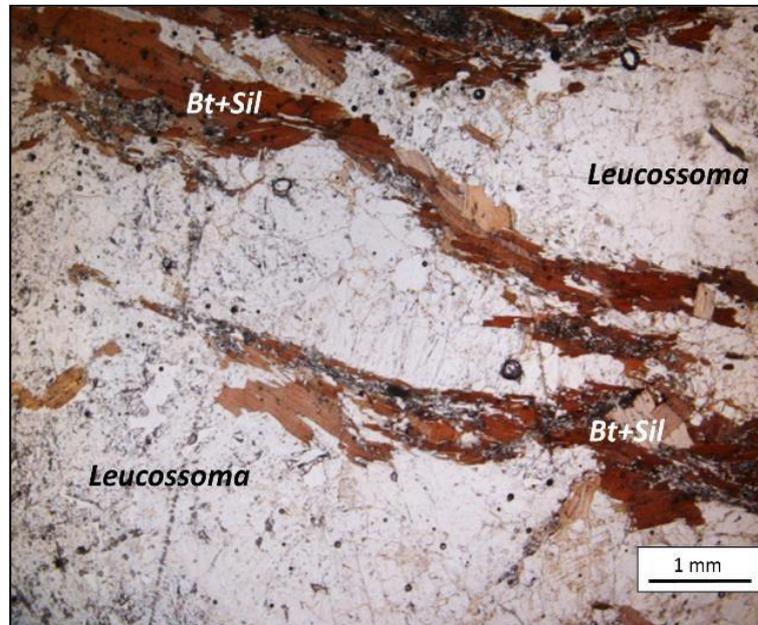
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 50 – Faixa leucossomática margeada por mesossoma fino e descontínuo. Note os cristais goticulares de quartzo no seio dos feldspatos, uma evidência que aponta para uma origem ígnea destes cristais. Nicóis cruzados. (Am.39).



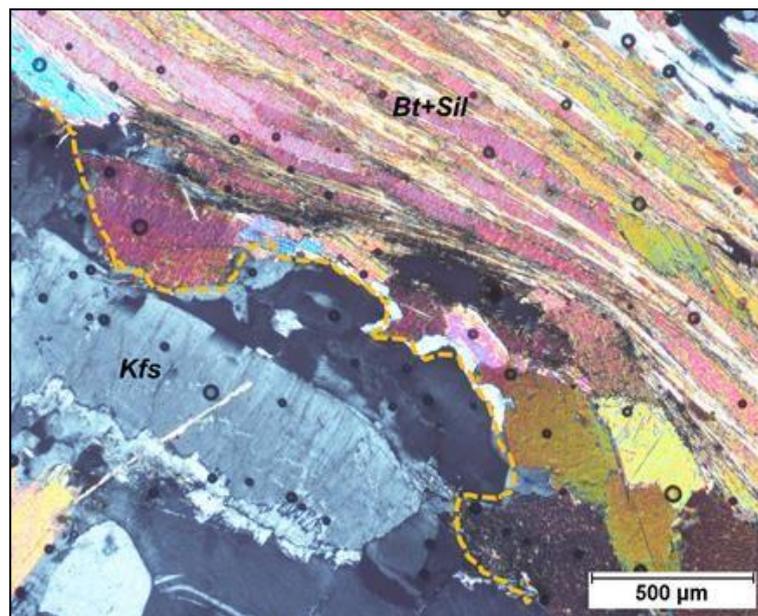
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 51 – Mesossomas finos e desmembrados entre faixas leucossomáticas. Nicóis paralelos. (Am.49C).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 52 – Contato irregular entre leucossoma e mesossoma. Nicóis cruzados. (Am.13).



Fonte: Elaborada pelo autor.

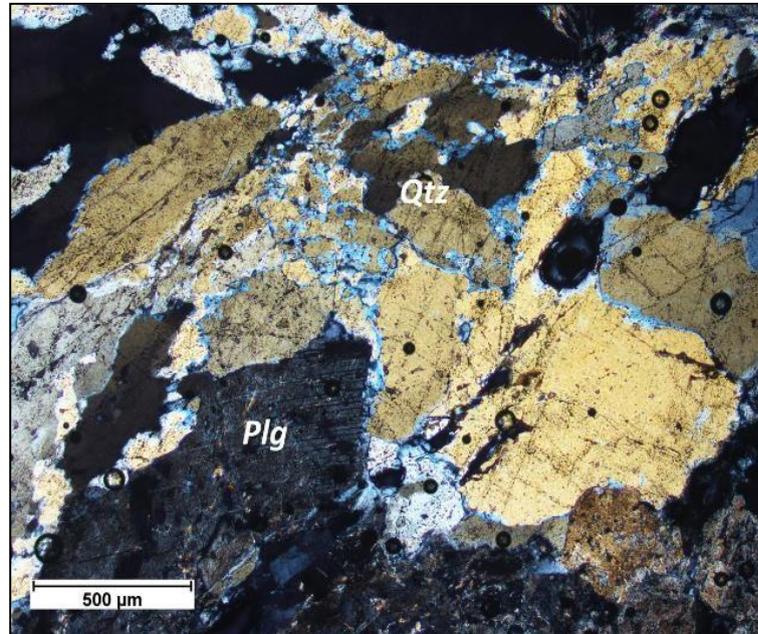
O quartzo constitui cristais xenomórficos de dimensões variáveis (0,1-2 mm). Mostram indícios de deformação no estado sólido como extinção ondulante, subgranulação,

bordos suturados (Figura 53). A recristalização dinâmica também é observada através da ocorrência de agregados poligonais de neogrãos, exibindo contatos retos entre cristais contíguos e formação de pontos triplos de 120°. Apesar da deformação, existem domínios em que o quartzo exibe microtexturas de origem ígnea, tais como: 1) ocorrência de inclusões de forma goticular no plagioclásio e no feldspato potássico (Figuras 45 e 50); 2) presença de cristais intersticiais no contato com plagioclásio euédrica, o que sugere dois momentos de cristalização, com o quartzo a ser a última fase a cristalizar. Nestes domínios em que o quartzo é uma fase intersticial, verifica-se uma maior suscetibilidade à deformação em relação aos cristais de plagioclásio (Figura 54).

O plagioclásio ocorre em proporções variáveis e a sua abundância em relação ao feldspático potássico também é variável. Constitui cristais idiomórficos a xenomórficos de dimensões variáveis que não ultrapassam os 2 mm. A maioria dos cristais exibe geminação polissintética da albite, onde o zonamento composicional pode ser observado, testemunhado pela extinção concêntrica e alteração (sericitização) preferencial dos núcleos destes cristais. A determinação do plagioclásio, através do Método *Michel-Levi*, indica que as composições variam entre albíticas e oligoclásicas (An_{13} - An_{30}).

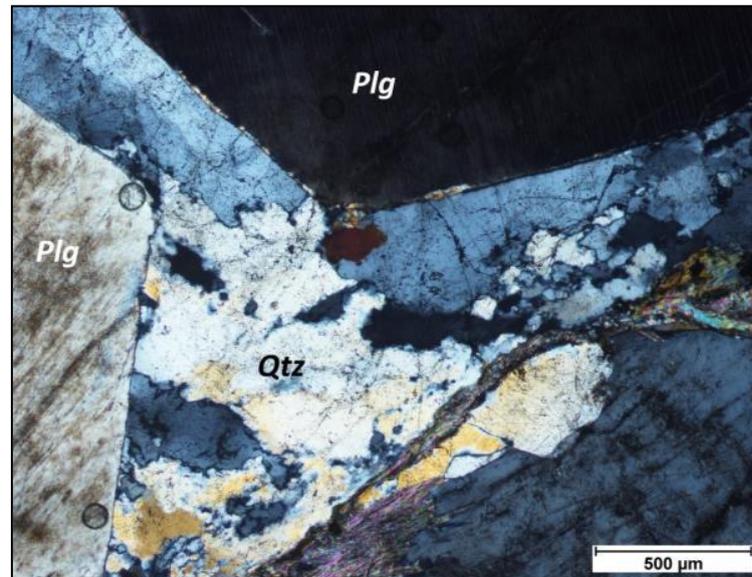
Alguns leucossomas possuem zonas com textura cumulática, onde se observa uma concentração anormal de plagioclásio euédrica, exibindo contatos retilíneos entre si (Figura 55). Estas texturas são testemunhas de um *fabric* ígneo e sugerem cristalização a partir de um fundido (VERNON e COLLINS, 1988, VERNON, 2004, SAWYER, 2008). Tal como o quartzo, o plagioclásio também exibe sinais de deformação no estado sólido, tais como limites cristalinos suturados, maclas em cunha ou com membros desviados e formação de agregados de neogrãos (Figura 56).

Figura 53 – Banda de leucossoma mostrando evidências de deformação no estado sólido. Nicóis cruzados. (Am. 32).



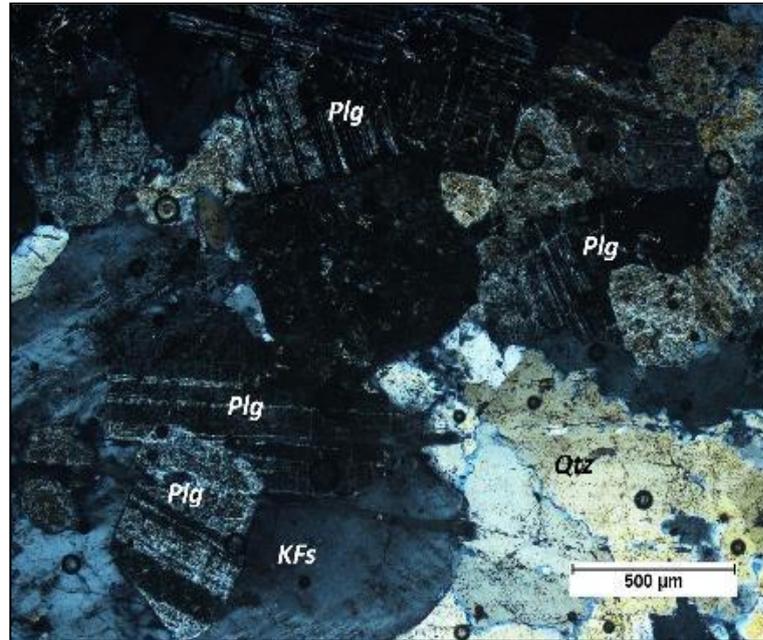
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 54 – Evidência de uma textura ígnea prévia em leucossoma. Notar os cristais euédricos de plagioclásio em contato com quartzo intersticial, agora afetado por recristalização dinâmica. Nicóis cruzados. (Am. 33).



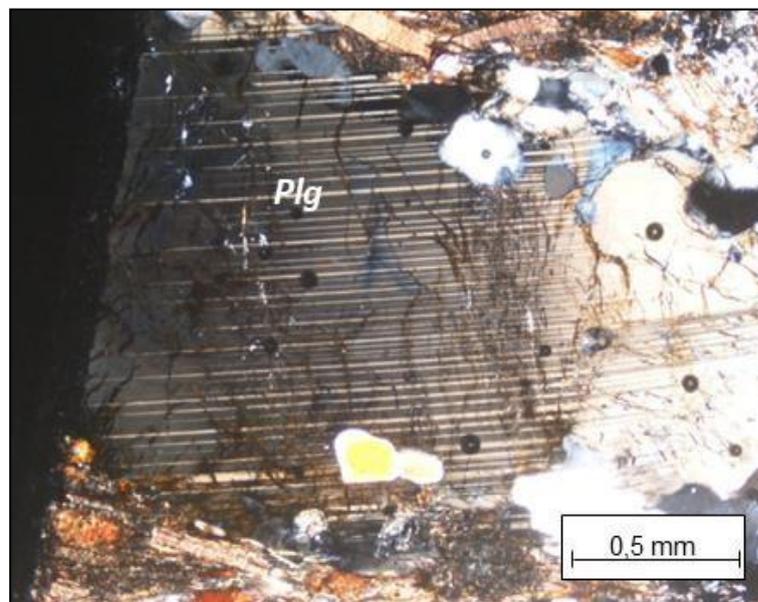
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 55 – Textura cumulática em leucossoma, onde se observam vários cristais euédricos de plagioclásio. Nicóis cruzados. (Am. 36).



Fonte: Elaborada pelo autor.

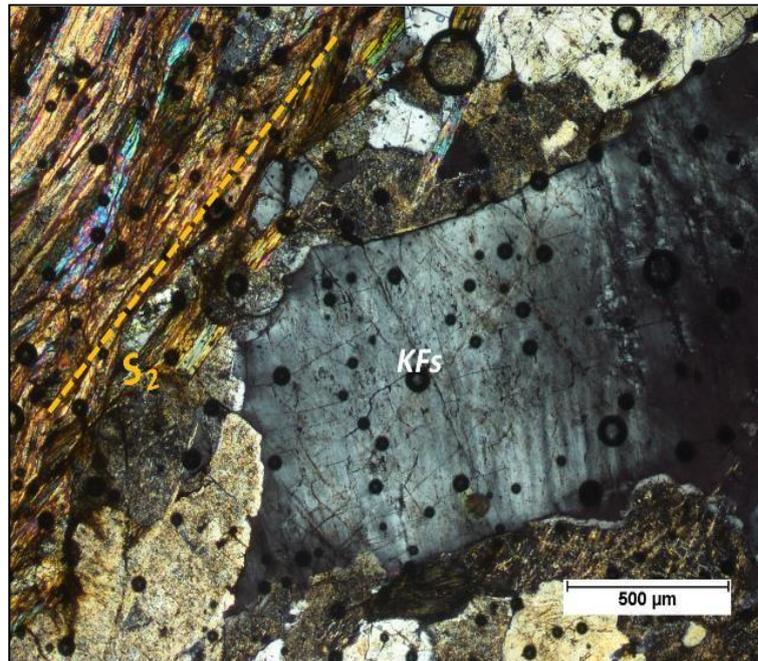
Figura 56 – Cristal de plagioclásio subidiomórfico afetado por deformação, mostrando limites corruídos e macla em cunha. Nicóis cruzados. (Am.49c).



Fonte: Elaborada pelo autor.

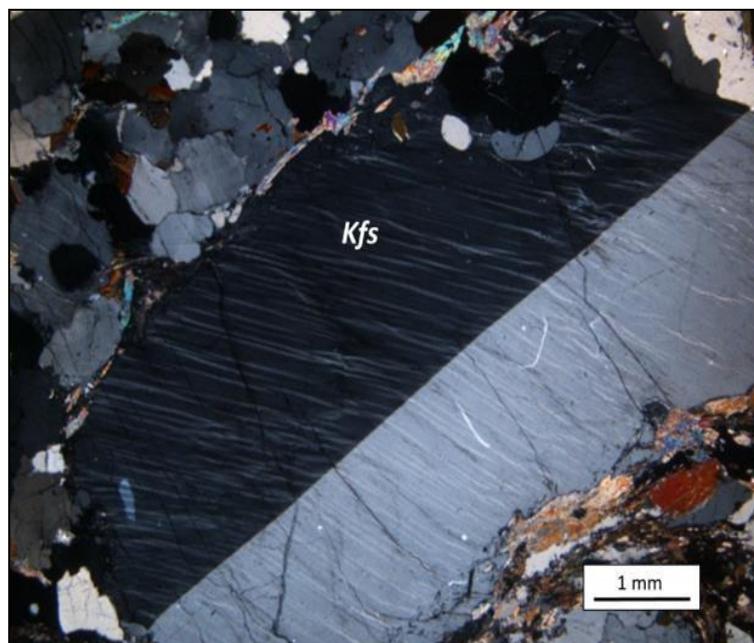
O feldspato potássico corresponde à microclínio ou à ortose. Ocorre na forma de cristais subidiomórficos a xenomórficos, de dimensões bastante variadas, atingindo alguns milímetros nos leucossomas de caráter pegmatóide. Os cristais exibem a macla da periclina (microclínio) ou carlsbad (ortose) e mostram frequentemente texturas micropertíticas, resultantes do intercrescimento com albite em condições *subsolidus*. Os limites cristalinos são suturados e por vezes exibem bordos recristalizados, o que é um indício de deformação no estado sólido a elevadas temperaturas (Figura 57 e 58).

Figura 57 – Microclínio micropertítica mostrando bordos corruídos, em banda de leucossoma. Nicóis cruzados. (Am. 38).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 58 – Ortose micropertítica em banda de leucossoma heterogranular. Os limites cristalinos são suturados e em algumas áreas estão recristalizados. Nicóis cruzados. (Am. 55b).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Perante as observações petrográficas feitas no quartzo e feldspatos, denotam-se claras evidências da deformação D_3 , porém esta não deverá ter sido suficientemente intensa para apagar os *fabrics* ígneos. Os efeitos desta deformação são variáveis, mesmo ao nível da lâmina, havendo uma tendência para que esta seja mais intensa nas amostras coletadas em zonas atravessadas por corredores de cisalhamento tardi- D_3 .

Assim, a cristalização dos leucossomas deverá ter sido sincrônica com a fase D_3 , terminando antes do final deste evento. A deformação observada nestas rochas é sustentada também pela existência de microdobras D_3 que afetam a foliação dos mesossomas dos metatexitos.

A biotita é uma fase escassa nos domínios leucossomáticos. Ocorre alinhada em domínios lepidoblásticos (biotita+silimanita ou biotita+silimanita+moscovita) disseminados na matriz dos leucossomas (Figura 59), o que parece representar restos de mesossomas não digeridos (“*schlierens*”). Em outros casos, ocorre em cristais dispersos, orientados/ estáticos na matriz leucossomática, ou ainda inclusos nos constituintes principais dos leucossomas. As características destes minerais são idênticas às observadas nos mesossomas.

A silimanita, observada nos leucossomas, ocorre em conjunto com a biotita, em

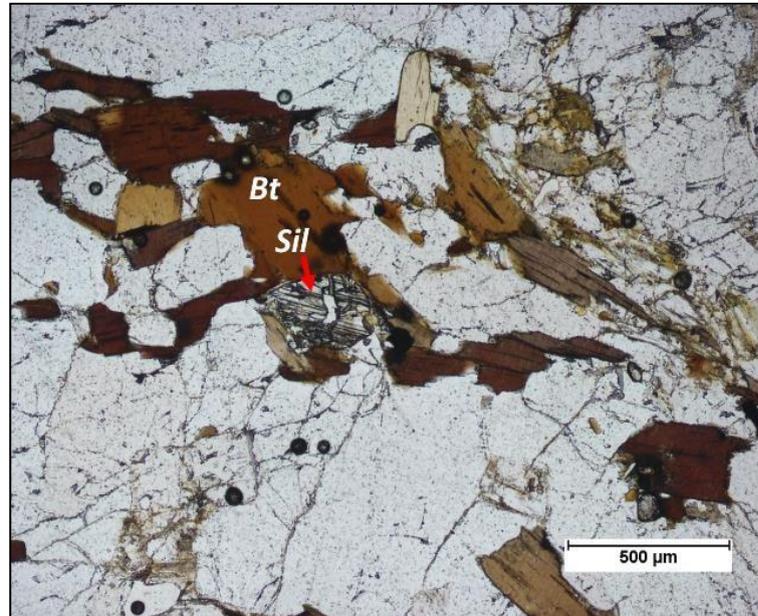
restos de mesossomas não digeridos (“*schlierens*”) ou inclusa em fases minerais tardias como a moscovita (Figura 60). A moscovita também ocorre em restos de mesossomas não digeridos ou em cristais isolados dispersos na matriz dos leucossomas. Os cristais isolados, por vezes mostram clivagens arqueadas, o que sugere uma vez mais que a moscovita secundária deverá se ter formado nas fases precoces da D₃ (Figura 61).

A granada ocorre em pequenos cristais idiomórficos a xenomórficos, fraturados e com bordos corroídos (Figuras 62, 63 e 64). Este mineral possui, por vezes, inclusões de quartzo globular e contata frequentemente com a biotita e os feldspatos. Estas observações sugerem que a granada poderia corresponder a uma fase peritética (produto da reação da fusão incongruente da biotita (CESARE, 2008, CESARE *et al.*, 2011) e as inclusões de quartzo, a frações de fundido anatético trapeado durante o crescimento do mineral. Contudo, não se regista a ocorrência de granada nos mesossomas e por isso não existe nenhuma evidência petrográfica para que a reação de fusão incongruente da biotita seja responsável pela anatexia dos mesossomas hospedeiros.

A ocorrência de granada em alguns leucossomas poderá apoiar a hipótese de que muitos dos fundidos anatéticos alojados em terrenos migmatíticos, têm uma origem mais profunda e foram posteriormente injetados na forma de veios (MORFIN *et al.*, 2013). O facto de nem sempre se observar granada nos leucossomas amostrados, poderá sugerir que os processos de segregação dos fundidos anatéticos foram eficientes, deixando resíduos ricos em granada em profundidade (não aflorantes). Por outro lado, a rara presença desta fase mineral também pode ser explicada, pelo sua destruição e consumo durante o contato com o material anatético.

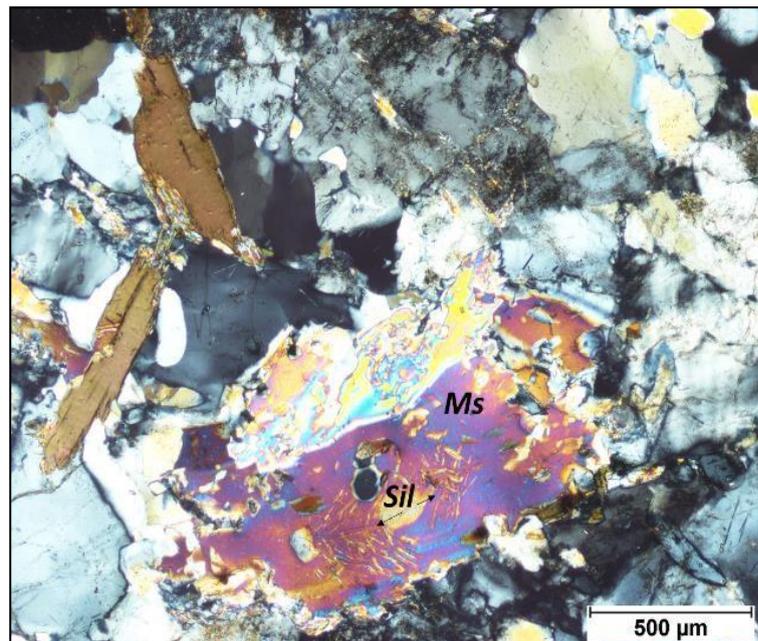
Os minerais acessórios ocorrem em diminutos cristais, por norma euédricos, dispersos na matriz dos leucossomas ou inclusos em fases minerais dos *schlierens* biotíticos.

Figura 59 – Nível lepidoblástico de mesossoma (biotita e silimanita) disseminado em leucossoma. Nicóis paralelos. (Am. 49a).



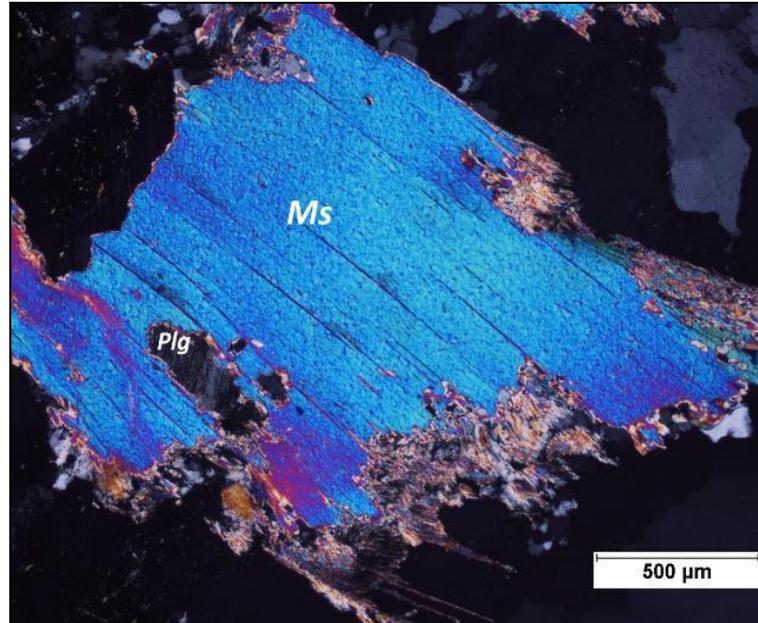
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 60 – Moscovita tardia com inclusões de silimanita, na matriz de um leucossoma. Nicóis cruzados. (Am. 14).



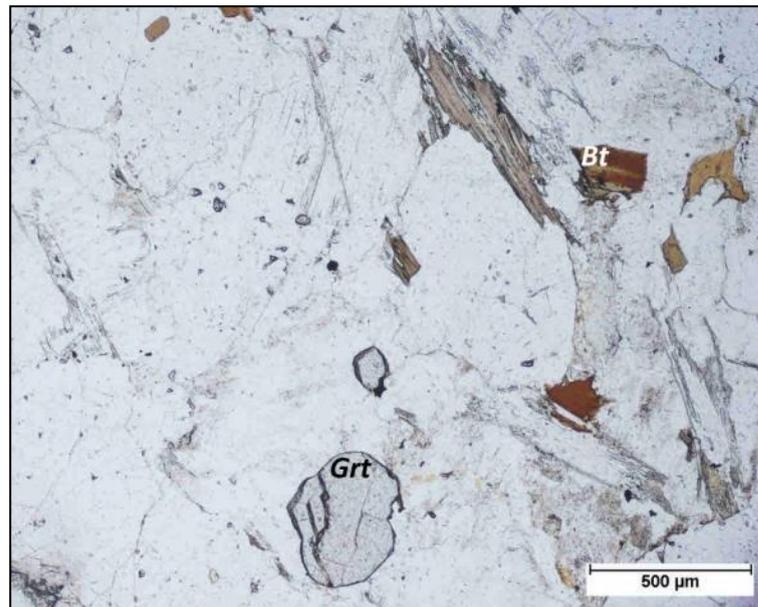
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 61 – Moscovita tardia mostrando uma clivagem arqueada e uma inclusão de plagioclásio, em leucossoma de textura pegmatóide. Nicóis cruzados. (Am.18).



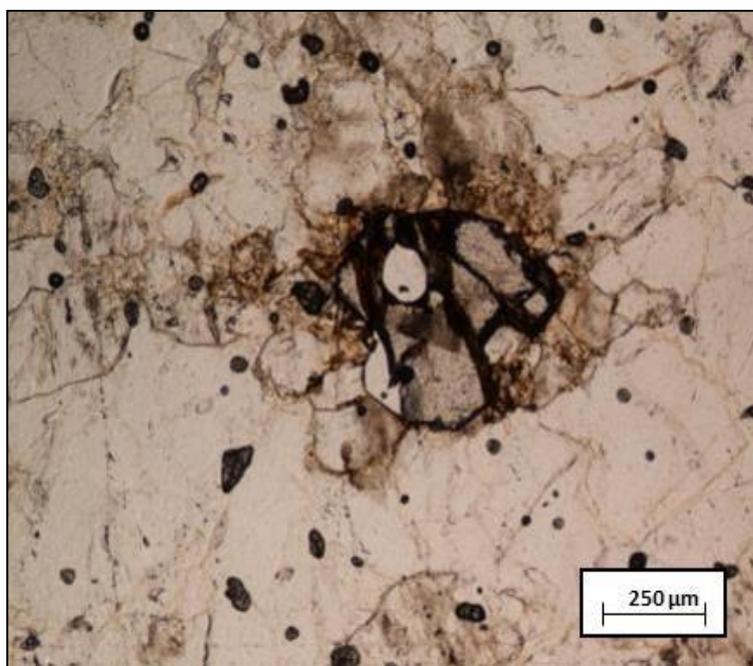
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 62 – Cristais de granada em leucossoma. Nicóis paralelos. (Am. 55 b).



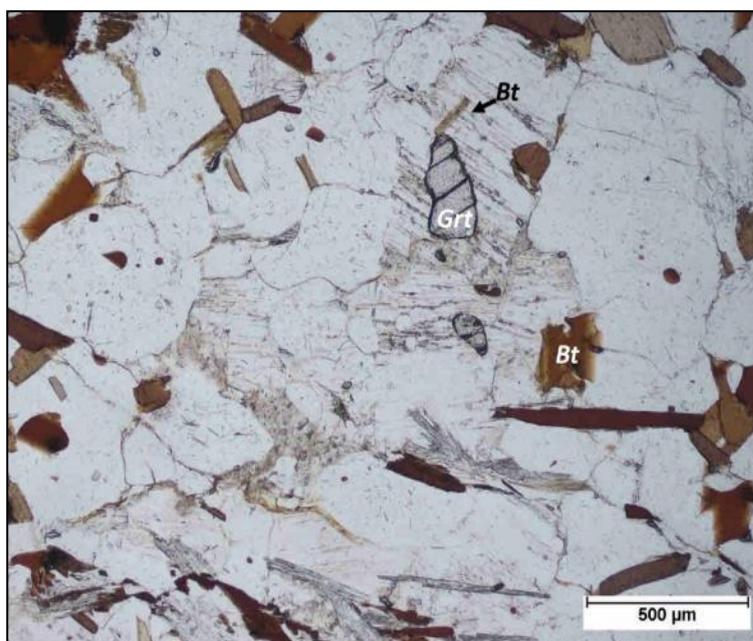
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 63 – Granada com inclusão de quartzo globular em leucossoma. Nicóis paralelos. (Am.108).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 64 – Cristal de granada em contato com biotita em amostra de leucossoma. Nicóis paralelos. (Am. 55c).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Litotipos resistentes

No seio dos metatexitos estromáticos, encontram-se frequentemente nódulos lenticulares de rochas calco-silicatadas, metapsamitos e metacherts, que se alinham com as estruturas mais penetrativas dos afloramentos.

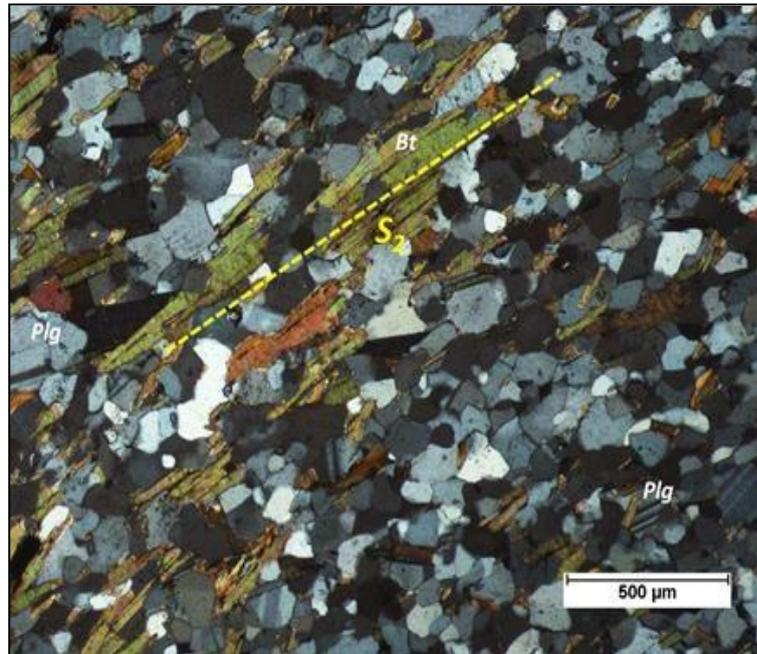
As rochas calco-silicatadas apresentam uma paragênese mineral formada por quartzo, biotita, anfíbólio (tremolita-actinolita) e granada, podendo encontrar-se ainda minerais do grupo do epidoto. As fases acessórias presentes nestas rochas são o zircão e a apatita. As texturas são granoblásticas de grão fino ou granolepidoblásticas, caso exibam um *fabric* anisótropo, conferido pela orientação de cristais de biotita. A anisotropia destas rochas, apesar de nem sempre estar bem marcada, corresponde à foliação principal, a S_2 .

Os metapsamitos são constituídos por quartzo, plagioclásio, biotita, zircão, apatite e opacos. As suas texturas também são granoblásticas a granolepidoblásticas de grão fino a médio. A foliação S_2 é espaçada e descontínua, sendo definida pelo alinhamento dos cristais de biotita (Figura 65).

O metachert foi identificado apenas num afloramento (P55). É composto por quartzo, biotita, grunerita (anfíbólio rico em ferro), granada e opacos (Figura 66). A textura é granoblástica, com destaque para os granoblastos mais desenvolvidos de grunerita e granada, com tamanhos de 0,5 a 1 mm.

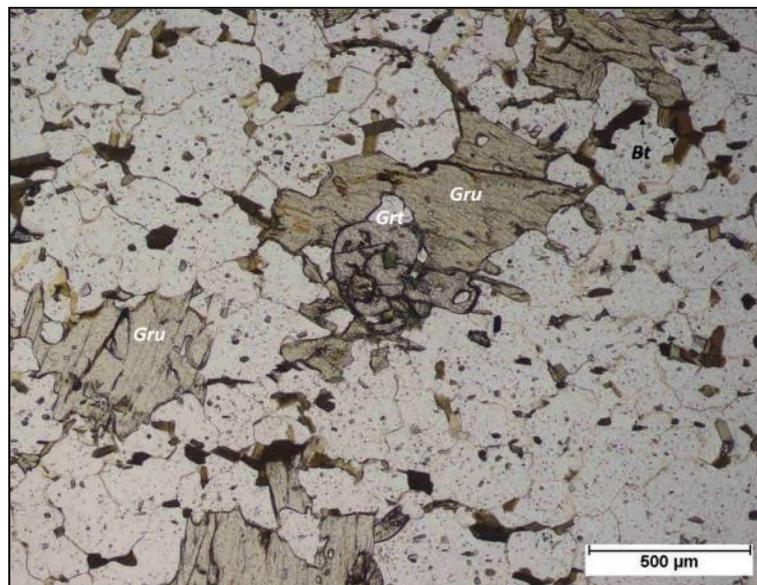
No conjunto, a observação petrográfica destes litotipos revelou que o metamorfismo regional de alto grau consistiu essencialmente na recristalização dinâmica das suas paragêneses. São rochas bastante ricas em quartzo e relativamente pobres em filosilicatos, o que as torna inférteis quando sujeitas aos processos de fusão parcial.

Figura 65 – Metapsamito exibindo foliação S_2 definida por biotita. Nicóis cruzados. (Am. 33).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 66 – Metachert constituído por cristais de grunerita e granada. Nicóis paralelos. (Am 55c).



Fonte: Elaborada pelo autor.

5.3.2 Ortognaisses Glandulares do CMB

Os ortognaisses que ocorrem em conjunto com os metatexitos estromáticos no CMB são leucocráticos e de composição granítica. Possuem uma associação mineralógica composta por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, moscovita, silimanita e como minerais acessórios, o zircão, a apatita e os opacos.

Estas rochas apresentam um bandejamento gnáissico conferido por finos leitões micáceos intercalados em domínios quartzo-feldspáticos mais espessos (Figura 67). Nestes domínios quartzo-feldspáticos, por vezes, destacam-se megacristais de feldspato potássico de aspeto ocelado, o que confere a estas rochas texturas porfirogranolepidoblásticas. Quando as rochas são desprovidas de megacristais, as texturas são classificadas de granolepidoblásticas.

Apesar da foliação S_1 ter sido identificada em alguns afloramentos de ortognaisses, as amostras coletadas possuem uma foliação tectónica correspondente à S_2 , definida pelo alinhamento da biotita, moscovita e silimanita. Os efeitos da D_3 são testemunhados pela leve curvatura da foliação S_2 (Figura 67). Como referido anteriormente, os ortognaisses em alguns setores encontram-se migmatizados, correspondendo a migmatitos estromáticos com um bandado concordante à foliação S_2 .

Em termos mineralógicos, o quartzo encontra-se nestes litotipos em proporções variando entre 20 e 30%. O hábito dos seus cristais é anédrico e as dimensões variáveis (0,1-1 mm). Os cristais de maiores dimensões exibem extinção ondulante e subgranulação, enquanto os menores constituem domínios afetados por recristalização dinâmica. Em adição, é de salientar a presença de películas goticulares de quartzo entre cristais de plagioclásio e microclínio, o que pode sugerir a presença de pequenas frações de *melt* nos ortognaisses (SAWYER, 2008) (Figura 68). Esta observação petrográfica parece indicar que os próprios ortognaisses foram afetados por fusão parcial.

A microclínio é o feldspato mais abundante, ocorrendo principalmente sob a forma de megacristais subédricos de dimensões que podem atingir os 8 mm, ou, em alternativa, sob a forma de cristais subédricos/anédricos de menores dimensões (até 1 mm). Os megacristais são contornados pela foliação S_2 e podem exibir bordos corruídos recristalizados por cristais menores de microclínio, quartzo e plagioclásio (Figura 69). As inclusões de biotita e quartzo goticular são frequentes, o que, no conjunto, leva a interpretar estes megacristais como porfiroclastos pré-cinemáticos, herdados do seu precursor magmático (Figura 69).

Os cristais de microclínio de menores dimensões ocorrem nos domínios

granoblásticos destas rochas. Possuem bordos corroídos e alguns exibem “*flame perthites*”. Alguns cristais de microclínio são intersticiais com formato esquelético, sendo interpretados como películas de *melt* cristalizado, o que sugere uma vez mais para que os próprios ortognaisses tenham sido afetados por fusão parcial (Figura 70) (SAWYER, 1999, 2001, 2008).

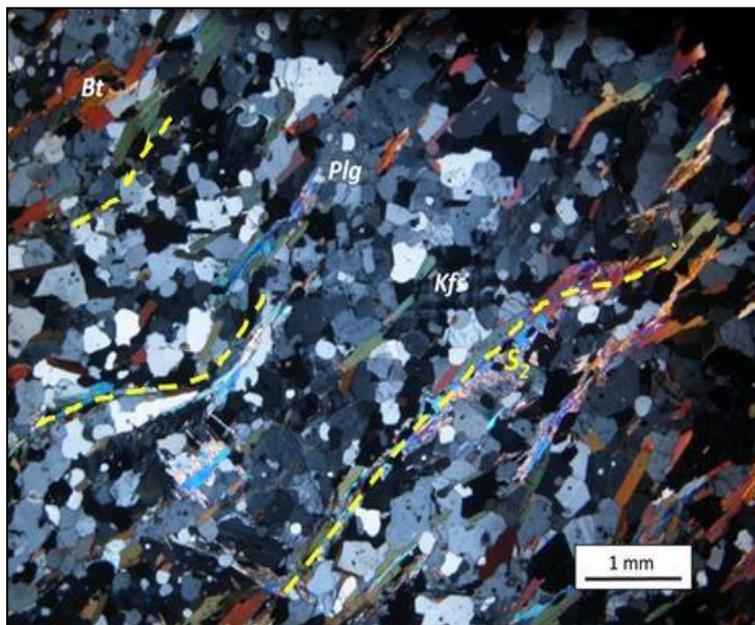
O plagioclásio constitui cristais subédricos a anédricos, com dimensões na ordem 1 mm, geminação polissintética da albite e com inclusões de quartzo e biotita. As evidências de deformação não se identificam com frequência, observando-se apenas limites suturados e alguns cristais com maclas levemente curvadas.

A biotita e a moscovita perfazem cerca de 20% do volume total destes litotipos. Ocorrem principalmente sob a forma de palhetas subidiomórficas definindo a foliação dos ortognaisses (Figura 67). A biotita possui pleocroísmo forte, variando entre bege (α) e castanho avermelhado ($\gamma = \beta$). Inclui frequentemente cristais de zircão e associa-se a cristais finos de silimanita fibrosa (Figura 71). A biotita encontra-se, com frequência, alterada para clorita ou sericita.

A moscovita ocorre tanto como fase primária, nos domínios lepidoblásticos, como fase secundária, na forma de cristais que se entrecruzam com a biotita, formando texturas decussadas (Figura 72). A moscovita secundária também pode incluir cristais de silimanita fibrosa. A silimanita fibrosa acompanha a biotita e moscovita na foliação destas rochas e parece ser uma fase mineral herdada do protólito ígneo.

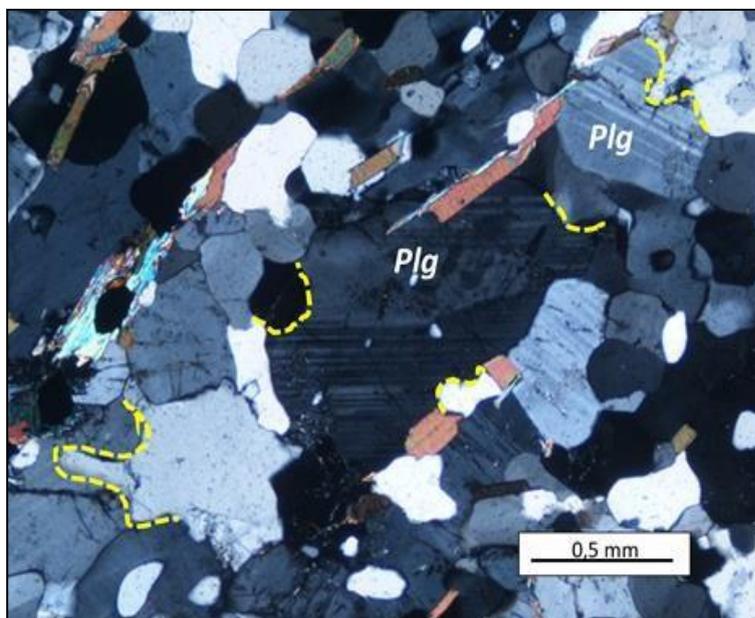
Os minerais acessórios ocorrem na forma de cristais euédricos a subédricos ou incluídos em outras fases minerais mais abundantes (ex: quartzo, biotita, plagioclásio).

Figura 67 – Bandado gnáissico caraterístico dos ortognaisses. A foliação S_2 está levemente dobrada e é definida pelo alinhamento da biotita e moscovita. Nicóis cruzados. (Am. 57a).



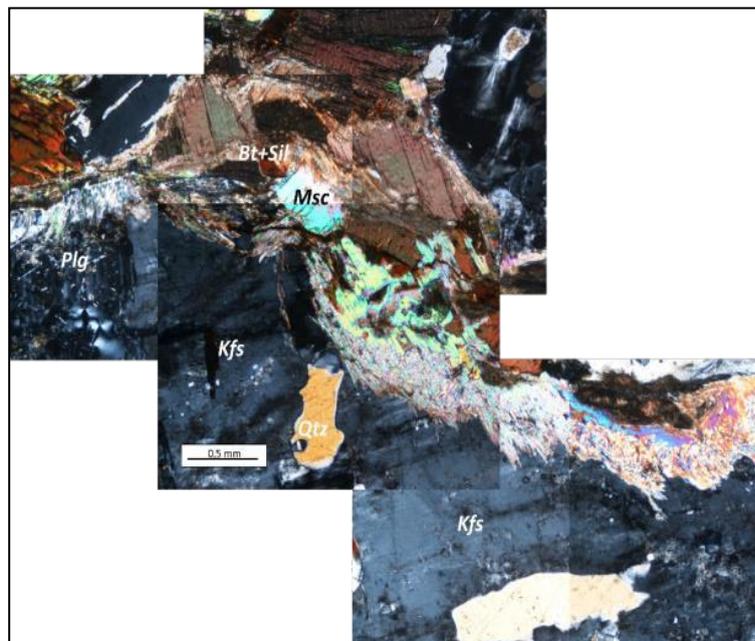
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 68 – Cristais intersticiais de quartzo interpretados como películas de *melt* entre cristais de plagioclásio. Nicóis cruzados. (Am. 57a).



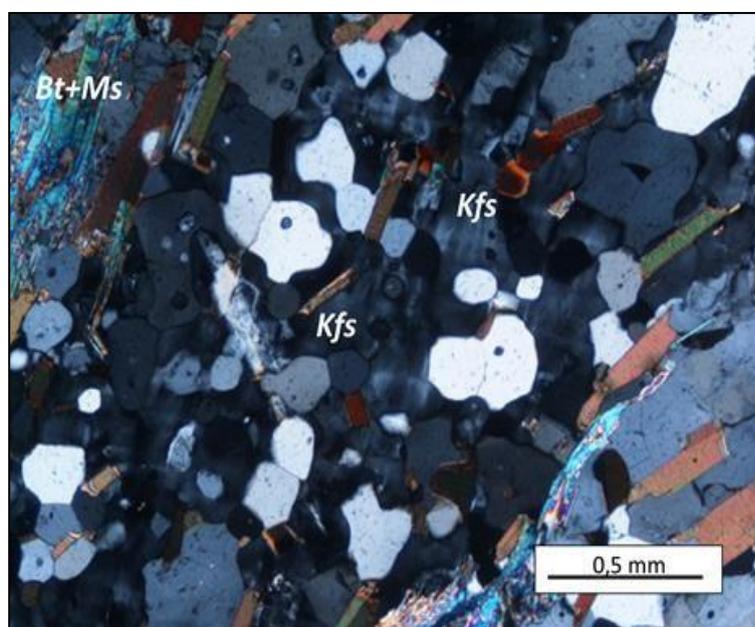
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 69 – Megacristal de microclínio contornado por foliação S_2 . A S_2 aqui observada é definida por uma associação de biotita e silimanita parcialmente substituída por mica branca. Nicóis cruzados. (Am. 46a).



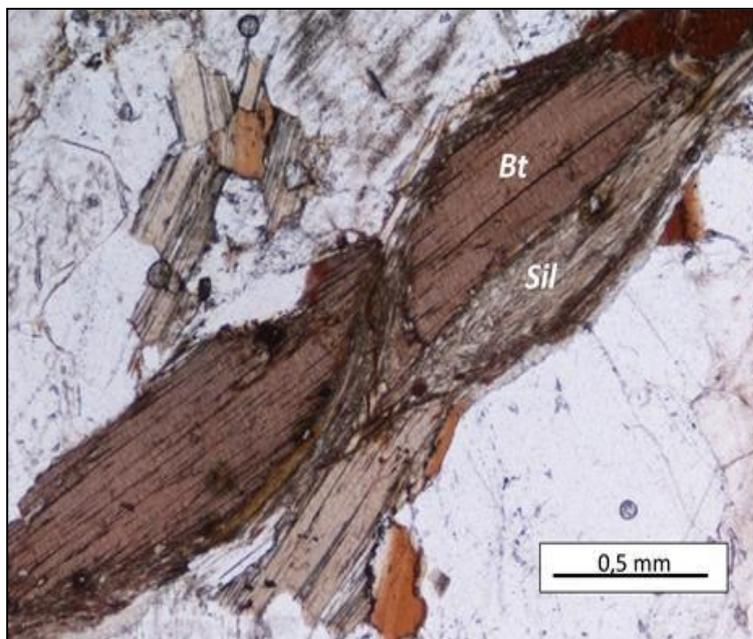
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 70 – Microclínio esquelético interpretada como produto da cristalização de películas de *melt*. Nicóis cruzados. (Am. 57a).



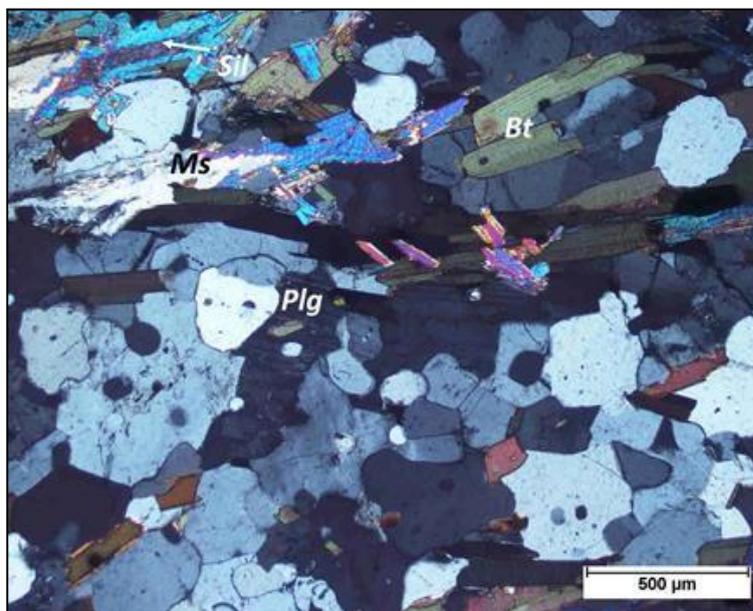
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 71 – Cristais de biotita em ortognaisse. Note os cristais fibrosos de silimanita que se associam à biotita. Nicóis paralelos. (Am. 46a).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 72 – Cristais de moscovita secundária, no centro da imagem, formando textura decussada em conjunto com a biotita. No canto superior da imagem a moscovita secundária inclui silimanita fibrosa. Nicóis cruzados. (Am. 57a).



Fonte: Elaborada pelo autor.

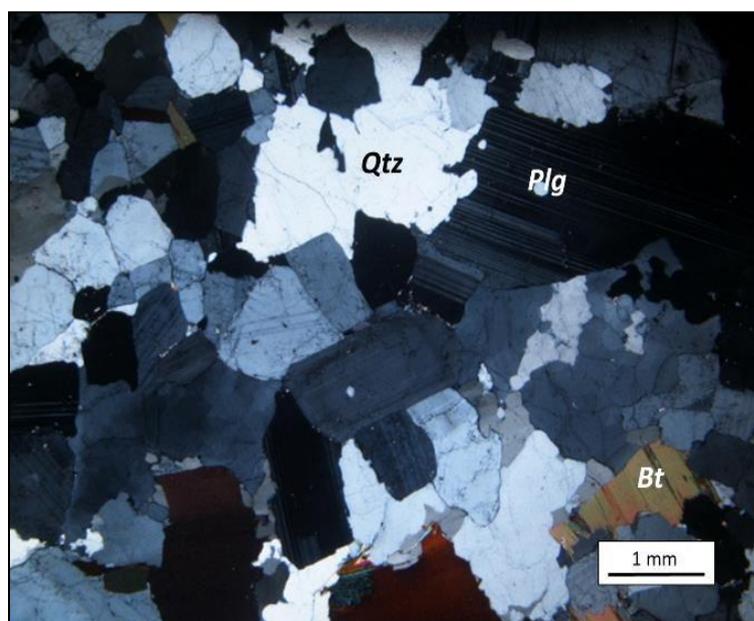
Leucossomas

Os leucossomas estromáticos alojados em afloramentos de ortognaisses migmatíticos são semelhantes aos leucossomas dos metatexitos estromáticos. Possuem composição granítica e são constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclínio. A biotita, a moscovita, a apatita e o zircão, em conjunto não ultrapassam os 5% de volume da rocha.

Nas lâminas observadas, a deformação D_3 é bastante heterogênea estando ausente ou, quando presente, é pouco intensa. No geral, possuem texturas magmáticas preservadas, de grão grosseiro, de tendência heterogranular, onde se observa, com frequência, cristais euédricos definindo contatos retos entre si (Figuras 73, 74).

Apesar das características mineralógicas serem semelhantes às encontradas nos leucossomas alojados nos metatexitos do CMB, é de destacar: 1) os cristais de plagioclásio euédricos com zonamento óptico que raramente mostram indícios de deformação (Figura 73 e 75); 2) os cristais de biotita largos (>1mm) e sem deformação, que parecem ter origem ígnea (Figura 76) e; 3) a ausência de granada nas amostras estudadas.

Figura 73 – Leucossoma exibindo textura ígnea sem aparente deformação. Observam-se cristais euédricos que estabelecem contatos retos entre si. Nicóis cruzados. (Am. 57b).



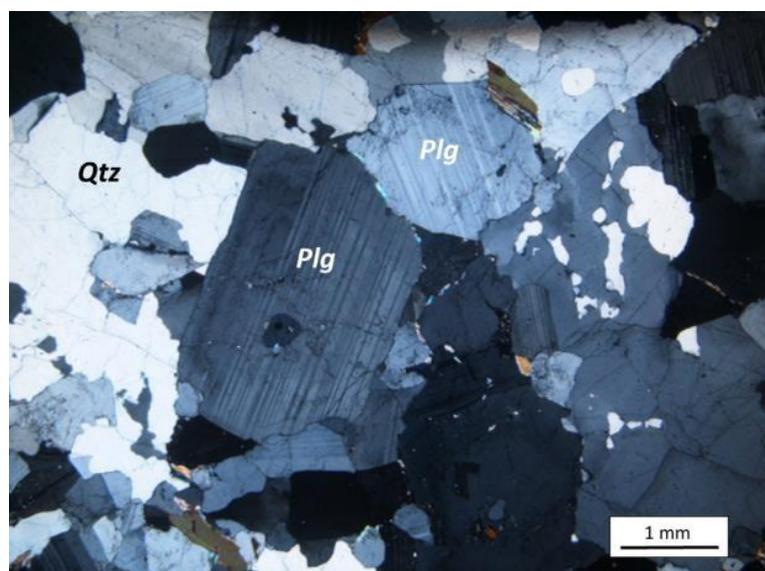
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 74 – Leucossoma exibindo textura ígnea heterogranular. Nicóis cruzados. (Am. 46b).



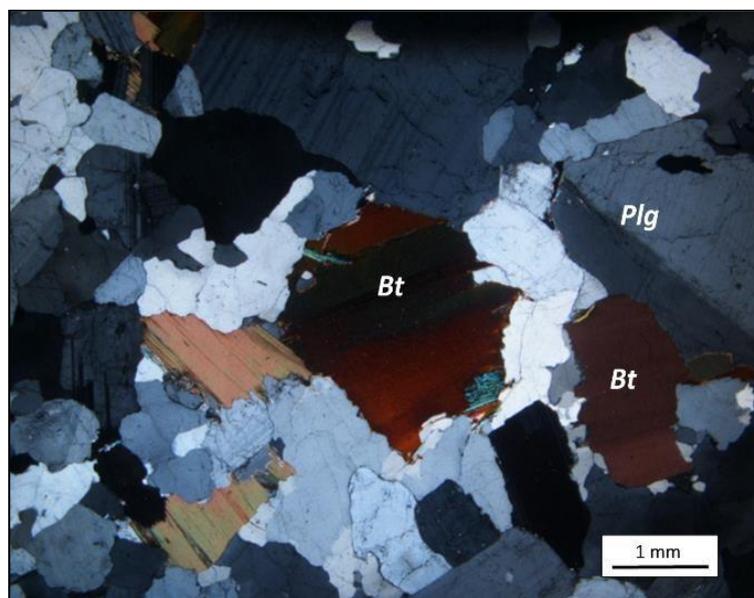
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 75 – Leucossoma com cristais de plagioclásio sem indícios de deformação e com um leve zonamento óptico. Nicóis cruzados. (Am. 57b).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 76 – Leucossoma exibindo cristais largos de biotita sem deformação. Nicóis cruzados. (Am. 57b).



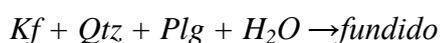
Fonte: Elaborada pelo autor.

Como referido, os ortognaisses exibem microestruturas indicativas de fusão parcial. Contudo não é claro que a fusão parcial destas rochas tenha sido responsável por ter gerado os fundidos anatéticos que se encontram intercalados (leucossomas estromáticos). Os leucossomas observados nunca são bordejados por melanossomas (faixas enriquecidas em minerais residuais e ou peritéticos), sugerindo que deverão ter derivado da fusão de protólitos posicionados num nível estrutural inferior. Tendo em conta que apresentam uma composição semelhante aos leucossomas intercalados nos metatexitos, não se pode descartar que se trate de *melts* com a mesma origem, que foram injetados nestas rochas durante a D₂.

Para as pequenas frações de fundido observadas em fronteiras intergrão, assume-se que tenham resultado da fusão *in situ* dos ortognaisses. Se a taxa de fusão for muito baixa, os fundidos não são segregados e ficam retidos nestas fronteiras. Por outro lado, se a taxa de fusão aumentar, os fundidos poderão escapar para níveis estruturais superiores.

Como foi discutido na secção 1.1.1 do primeiro capítulo deste trabalho, a fusão de protólitos graníticos pode ser alcançada a temperaturas relativamente baixas, na presença de uma fase fluída aquosa. De uma forma geral, os autores defendem que nestas condições geram-se pequenas quantidades de fundidos anatéticos. Em condições de temperatura mais elevada, dependendo do conteúdo modal em fases minerais hidratadas, a fusão dos ortognaisses poderá ser controlada por reações de fusão incongruente em condições anidras.

No presente caso, não existem evidências para que a fusão destas rochas tenha sido controlada pela fusão incongruente de moscovita e ou biotita. O conteúdo modal em filossilicatos é baixo ($\leq 20\%$) e não se observam fases minerais peritéticas nos ortognaisses (ex: silimanita, granada). Assim, acredita-se que a fusão parcial destas rochas tenha sido atingida, em condições de saturação em água, através da seguinte reação (e.g. MOYEN, 2004, WATKINS *et al.*, 2007, SAWYER, 2010):



A geração de pequenas películas de fundidos em fronteiras de cristais de plagioclásio e ou feldspato potássico poderão ser um indício da ocorrência desta reação. De modo a explicar o influxo de uma fase fluída no sistema, podem-se invocar dois cenários. No primeiro, a fase fluída aquosa poderá resultar das reações metamórficas que afetaram a sequência paraderivada adjacente. No segundo cenário, a fase fluída aquosa provém da exsolução de água durante a cristalização dos leucossomas alojados.

5.3.3 Granitos *Sin-tardi-D₂*

Os granitóides *sin-tardi-D₂* ocorrem em soleiras injetadas concordantemente aos metatexitos ou na forma de corpos de dimensões cartografáveis.

Em termos composicionais, os granitos distinguem-se dos leucossomas, pelas suas composições mais evoluídas, com predomínio de microclínio em relação ao plagioclásio e um conteúdo em filossilicatos superior, na ordem dos 15 a 20%. São compostos por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, moscovita, silimanita, granada, turmalina, apatita, zircão e monazita.

Possuem texturas ígneas, hipidiomórficas inequigranulares de grão fino a médio ou texturas pegmatíticas de grão grosseiro a muito grosseiro. Apesar disso existem evidências de deformação no estado sólido ao nível dos cristais que são descritas no decorrer desta secção. Por vezes observa-se um alinhamento dos filossilicatos, que se interpreta como uma foliação de fluxo magmático (Figura 77). Os granitos posicionados em corredores de cisalhamento *tardi-D₃* exibem um *fabric* milonítico *S₃*, onde se verifica um estiramento mineral e redução geral do grão (Figura 78).

A intrusão concordante às estruturas *S₂* e as evidências de deformação no estado

sólido identificadas nas lâminas dos granitos, indicam que estes deverão ter se instalado nas fases finais da D_2 e cristalizado durante a D_3 , antes do desenvolvimento dos corredores de cisalhamento.

O quartzo (30-35%) ocorre sob a forma de cristais anédricos a subédricos, num intervalo amplo de dimensões (0,1-1mm). Na maioria das amostras observadas, o quartzo evidencia sinais de deformação de intensidade variável, como a extinção ondulante, subgranulação e recristalização dinâmica. No granito milonitizado (Amostra FD-58), verifica-se que a recristalização dinâmica é muito mais acentuada, ocorrendo uma redução considerável do tamanho dos cristais (Figura 78).

A microclínio é mais abundante que o plagioclásio, perfazendo cerca de 25-30% do volume da rocha (Figura 79). Está presente na forma de cristais anédricos a subédricos com dimensões variáveis (0,2-2mm). Os cristais exibem a macla da periclina e por vezes são pertíticos. Apresentam sinais de deformação no estado sólido de grau variável com bordos corroídos, extinção ondulante e *flame perthites*.

O plagioclásio (20%) constitui cristais subédricos com dimensões entre 0,5 e 2mm (Figura 79). Os cristais são geminados segundo a 1ª lei da albite e por vezes mostram zonamento óptico. A determinação do plagioclásio, através do Método *Michel-Levi*, indica que as composições são albíticas (An_7). O plagioclásio evidencia sinais de deformação ao nível dos cristais exibindo, por vezes, bordos corroídos, maclas em cunha ou com membros desviados. A seritização do plagioclásio é frequente e revela o zonamento composicional de alguns cristais.

A moscovita é mais abundante que a biotita. A primeira exhibe cristais subédricos a anédricos, de dimensões variáveis que podem atingir os 2 mm, dispersos na matriz ou em agregados. São cristais com extinção ondulante mostrando frequentemente “*kink bands*”, o que sugere que estas rochas foram sujeitas a uma deformação intensa (Figura 80). A moscovita também constitui cristais secundários que se formam nas margens dos outros minerais, ou até mesmo nos seus núcleos, substituindo parcialmente as outras fases minerais.

Na amostra de granito milonitizado a moscovita aparece em porfiroclastos bastante deformados do tipo “mica-fish” (Figura 78).

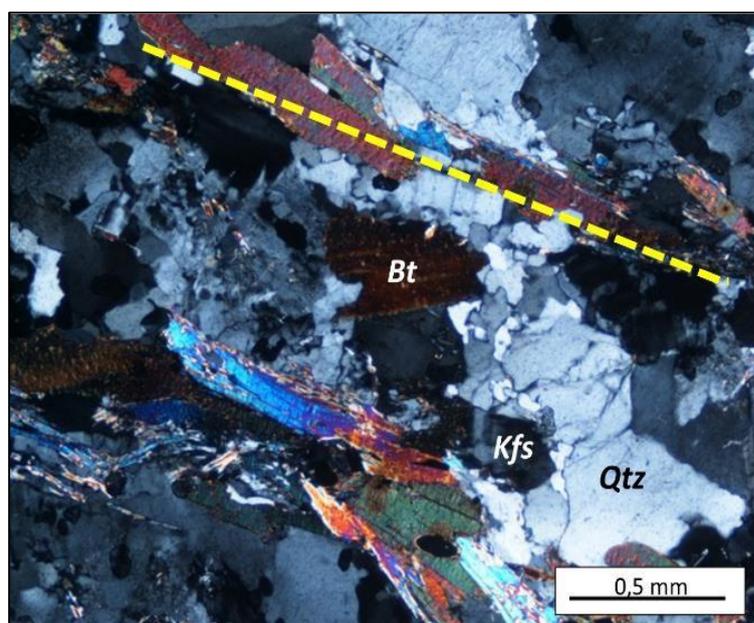
A biotita ocorre sob a forma de palhetas subidiomórficas (0,2-1 mm), por vezes alinhadas, definindo uma foliação de fluxo magmático. Os seus cristais são parcialmente substituídos por moscovita e clorita, sendo esta última acompanhada pela formação de “agulhas” de rutilo. A silimanita ocorre sob a forma de cristais fibrosos e inclusos em outras fases minerais, como o quartzo, a biotita e a moscovita (Figura 81). A granada apesar de rara, foi identificada em algumas amostras de granitos. Ocorre sob a forma de cristais idiomórficos

de dimensões que não ultrapassam 1 mm.

A turmalina surge na forma de cristais subédricos a euédricos e com secções basais de dimensões que atingem 1 mm. São cristais fraturados, com pleocroísmo inverso variando entre amarelo-torrado e bege. Exibem zonamento, com núcleos amarelo-pálido e bordos amarelo-torrado (Figura 82).

A apatita, o zircão e a monazita são as fases acessórias mais comuns nos granitos sin-tardi-D₂. Ocorrem sob a forma de diminutos cristais incluídos em outras fases minerais, sobretudo na biotita.

Figura 77 – Foliação de fluxo magmático em granito sin-tardi-D₂ definida pelo alinhamento da biotita e moscovita. Nicóis cruzados. (Am. 12).



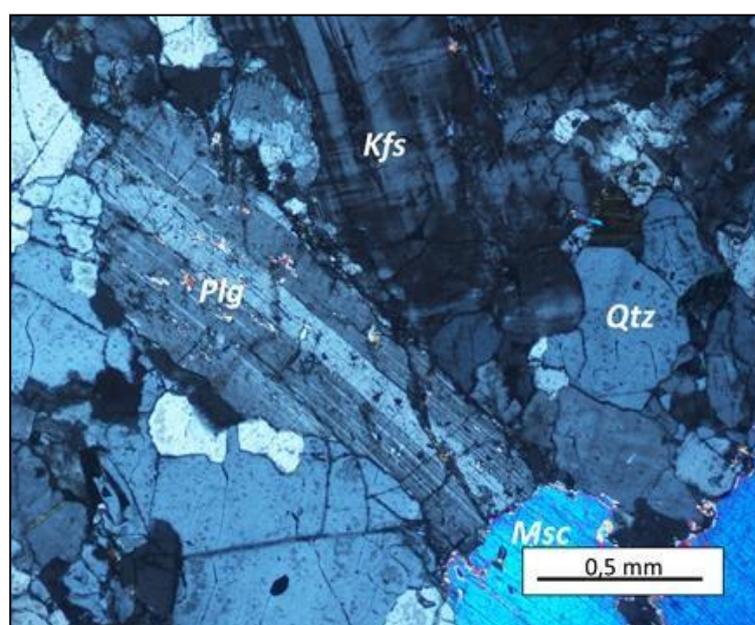
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 78 – Foliação milonítica S_3 em granito sin-tardi- D_2 . Destaca-se a recristalização dinâmica da matriz mais fina e dos porfiroclastos de moscovita do tipo “mica fish”. Nicóis cruzados. (Am.58).



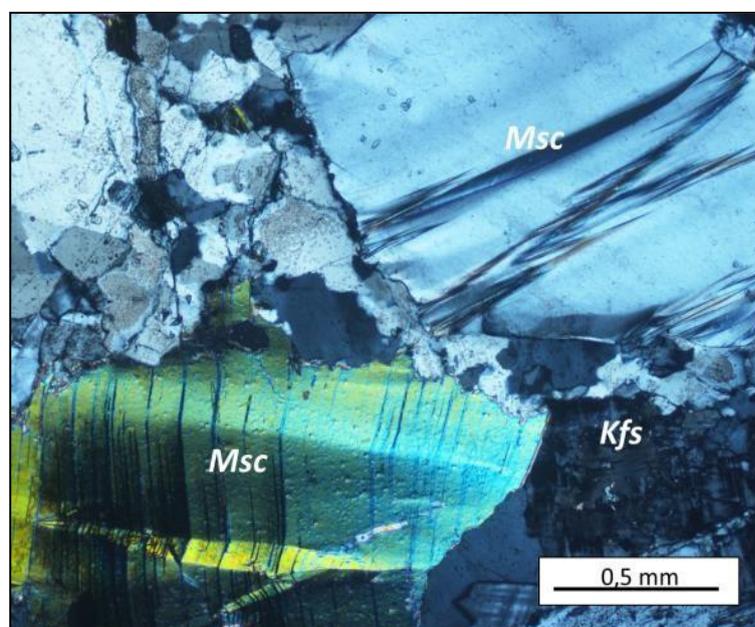
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 79 – Textura ígnea de grau médio mostrando o plagioclásio e a microclínio com bordos corruídos. Nicóis cruzados. (Am. 48).



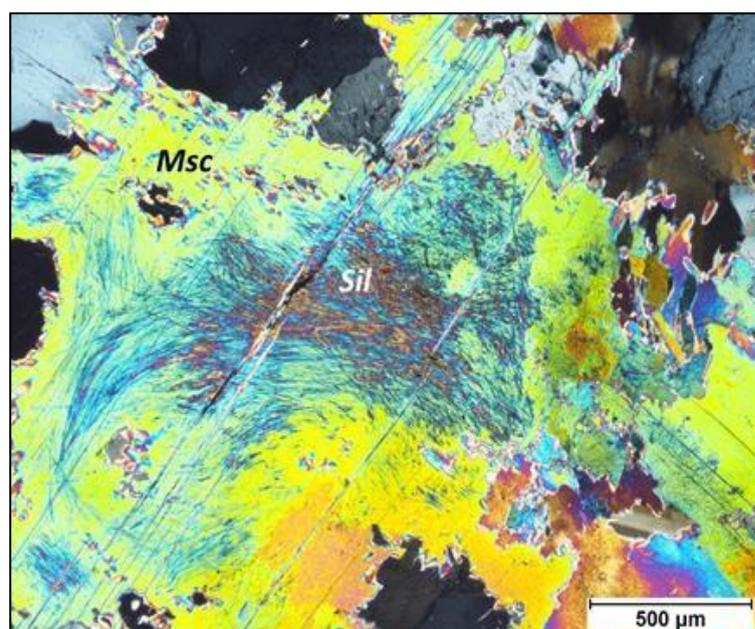
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 80 – Moscovitas mostrando “kink bands”, uma evidência de deformação no estado sólido. Nicóis cruzados. (Am.48).



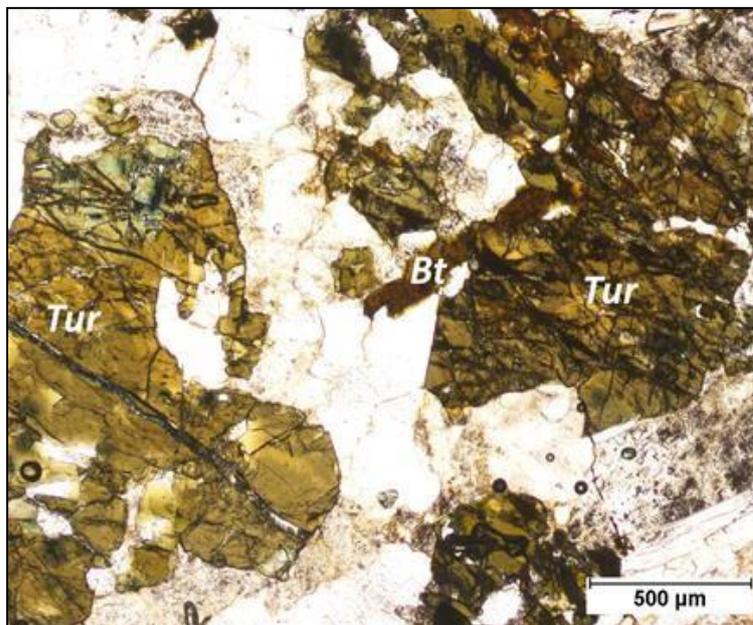
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 81 – Silimanita fibrosa incluída em cristal de moscovita tardio. Nicóis cruzados. (Am.16).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 82 – Cristais fraturados de turmalina exibindo um leve zonamento óptico (Bem observado no lado esquerdo da imagem). Nicóis paralelos. (Am.24).



Fonte: Elaborada pelo autor.

5.4 Evolução tectono-metamórfica do CMB

Com base no trabalho de campo e no estudo petrográfico, serão feitas, de seguida, considerações sobre a gênese e evolução metamórfica do Complexo Migmatítico de Bemposta durante a Orogenia Varisca. Ao mesmo tempo, discutem-se também as reações metamórficas envolvidas, bem como o seu posicionamento temporal em relação às diferentes fases da deformação Varisca.

A foliação S_2 é a estrutura mais penetrativa dos metassedimentos do Grupo do Douro. Porém, estas rochas mostram alguns indícios da presença de uma foliação prévia (S_1): 1) a existência de poiquiloblastos de biotita pré- D_2 com inclusões orientadas mimetizando uma foliação prévia discordante ($S_i=S_1$) e; 2) a ocorrência de porfiroblastos de estaurolita pré-cinemáticos em relação à D_2 . Estes elementos testemunham a evolução metamórfica prógrada, com aumento de temperatura e pressão, relacionado com a etapa de espessamento crustal que se deu durante a 1ª fase de deformação Varisca (D_1).

Apesar destas observações, é impossível delinear um trajeto completo para este episódio metamórfico, dado que as paragêneses foram praticamente apagadas por eventos tectono-metamórficos e plutónicos que ocorreram durante as fases posteriores da Orogenia

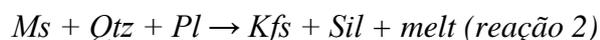
Varisca. No entanto, pode-se afirmar que durante a D_1 o metamorfismo evoluiu em condições de estabilidade da biotita, como demonstram os porfiroblastos de biotita sin- D_1 . A identificação de estaurolita em alguns metasedimentos mostra que durante a D_1 atingiu-se a zona da estaurolita, correspondente à fácies anfibolítica.

Embora os mesossomas possuam uma foliação correspondente à S_2 , também eles preservam microestruturas do episódio prógrado, anterior ao pico metamórfico. A presença de silimanita microdobrada entre planos de foliação S_2 , demonstra que durante a D_1 os mesossomas dos metatexitos atingiram condições de temperatura e pressão suficientes para cruzarem a primeira isógrada da silimanita. Contudo, não existem evidências de que as condições de fusão parcial tenham sido atingidas durante esta fase de deformação, uma vez que não se observam leucossomas associados a estruturas D_1 .

5.4.1 Condições P-T do pico metamórfico

Os metatexitos possuem um bandado estromático, em que os leucossomas estão dispostos de forma concordante à foliação S_2 , o que leva a crer que as condições de fusão parcial deverão ter sido atingidas durante a D_2 . Como as relações de campo e as observações petrográficas demonstram que os leucossomas não se encontram *in situ*, o que sugere uma origem a partir de fundidos anatéticos gerados em níveis crustais mais profundos, que posteriormente foram injetados nos mesossomas hospedeiros. As evidências petrográficas também sugerem que os próprios mesossomas foram afetados por fusão parcial, sendo a ausência de moscovita prógrada, o principal aspeto que apoia este facto. Por isso, os próprios mesossomas funcionaram como zonas de geração de fundidos que escaparam para níveis estruturais superiores, outrora presentes.

Com base na grande abundância de biotita e silimanita e a escassez de moscovita que caracteriza os mesossomas, assume-se que a anatexia destas rochas foi controlada pela fusão incongruente da moscovita, em condições anidras, mediante as seguintes reações metamórficas (LE BRETON e THOMPSON, 1988; PATIÑO DOUCE & HARRIS, 1998):

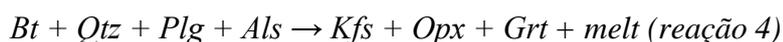


A ocorrência destas reações é justificada pela escassez de moscovita primária, que

deverá ter sido consumida para produzir silimanita e feldspato potássico peritéticos, encontrados nos mesossomas e leucossomas. A biotita ocorre em abundância nos mesossomas, o que indica que deverá ter sido um mineral espectador durante as reações 1 e 2.

Cabe afirmar ainda, que a grande maioria da silimanita observada é sin-cinemática com a D₂, o que apoia o fato das reações responsáveis pela anatexia terem ocorrido durante esta fase de deformação.

Em consonância com estas observações, reitera-se ainda que aos mesossomas nunca se associam cristais de granada e ou ortopiroxênio, o que leva a crer que a fusão parcial dos mesossomas expostos no CMB não atingiu a curva da fusão incongruente da biotita, onde ocorrem as seguintes reações (LE BRETON e THOMPSON, 1988; VIELZEUF e HOLLOWAY, 1988; PATIÑO DOUCE e JOHNSTON, 1991; STEVENS *et al.*, 1997):



A abundância de biotita e silimanita nos mesossomas sustentam a ideia de que as reações 3 e 4 não ocorreram, uma vez que levariam ao esgotamento destas fases minerais.

Cabe lembrar que foram identificados cristais de granada disseminados em leucossomas de metatexitos, assim como nalguns dos corpos graníticos intruídos nestes terrenos como soleiras concordantes. Porém, como as relações de campo e observações petrográficas indicam que os leucossomas intercalados não se encontram *in situ*, resultando da fusão parcial de protólitos metassedimentares posicionados em níveis mais profundos (não aflorantes). Nestes níveis mais profundos, admite-se que as temperaturas possam ter sido suficientemente intensas ao ponto de se atingir a curva da fusão incongruente da biotita (reação 3), onde se gerou granada peritética e abundantes volumes de líquidos anatético. Esta hipótese explicaria a presença de granada em alguns dos materiais ígneos estudados.

Conclui-se então, que os processos de anatexia responsáveis pela fusão dos mesossomas não devem ter sido responsáveis pela produção da maior parte dos leucossomas estromáticos e corpos graníticos que se encontram intruídos nestes terrenos. Admite-se, assim que o CMB deverá representar um segmento crustal em que se acumularam grandes volumes de magmas félsicos produzidos em níveis estruturais mais profundos, durante a D₂. A ausência generalizada de granada, na maioria dos leucossomas, sugere que a segregação dos magmas foi eficiente e deverá ter deixado resíduos ricos em granada, em níveis mais profundos (não aflorantes).

Todo o processo de anatexia que se deu durante a D_2 foi favorecido pela descompressão a altas temperaturas, que permitiu que as condições de fusão parcial se mantivessem. É ainda durante esta fase que ocorre a injeção dos magmas félsicos, favorecida pela tectónica extensional. A cristalização destes magmas deverá ter acontecido em condições retrógradas, já durante a D_3 , quando se cruzou a curva descrita para a reação 2 (sentido inverso) e a curva *solidus*. O facto dos leucossomas mostrarem evidências de deformação no estado sólido de grau variável mostra que a cristalização deverá ter ocorrido numa fase precoce da 3ª fase de deformação.

Durante a etapa de cristalização foi libertada água, que poderá ter servido de reagente para as reações de retrogradação das rochas hospedeiras, o que explica a presença de moscovita secundária. A exsolução de uma fase fluída rica em água, proveniente da cristalização dos fundidos (leucossomas) também poderá ter induzido a fusão parcial dos ortognaisses, como comprovam as microestruturas indicativas de fusão parcial que foram identificadas nestas rochas. Durante esta etapa também deverá se ter formado, por exsolução, uma fase fluída rica em boro, que foi responsável pela formação de turmalina nos mesossomas e nos metassedimentos proximais, bem como nos leucossomas.

5.4.2 Trajetória Pressão-Temperatura-tempo (PTt)

A evolução metamórfica destes terrenos, discutida nos parágrafos anteriores, é apresentada numa grelha petrogenética para o sistema *KFMASH* (Figura 83). Nela são projetados os trajetos *PTt* estimados para os mesossomas, bem como para os seus equivalentes em profundidade (não aflorantes). Os trajetos delineados para estas rochas descrevem um laço em sentido horário, em que o primeiro segmento representa o metamorfismo prógrado (pressão e temperatura aumentam), o segundo segmento em que ocorre a descompressão (decréscimo de pressão a altas temperaturas) e um terceiro segmento em que ocorre o metamorfismo retrógrado (etapa de arrefecimento).

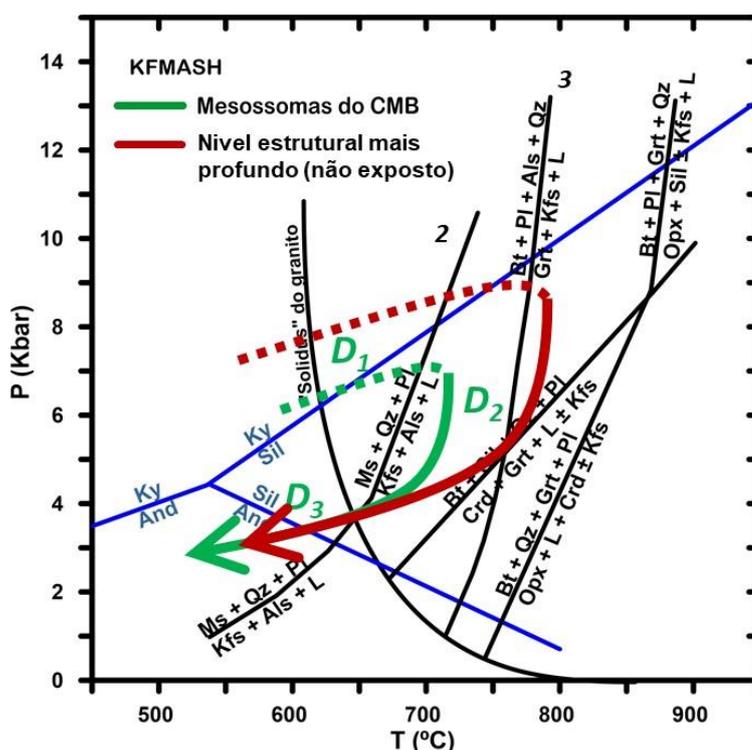
O percurso prógrado destas rochas está mal estrangido, uma vez que as paragêneses minerais mais antigas foram destruídas por etapas posteriores da evolução tectono-metamórfica e plutónica da região. Os segmentos do metamorfismo prógrado são desenhados de modo a passarem pelos pontos de interseção entre a linha que separa os campos de estabilidade da cianita e da silimanita e as curvas de desidratação da moscovita (T 700°; P 7,5 kbar) e biotita (T 780°; P 9,5 kbar).

Esta primeira etapa ter-se-á desenrolado durante a D_1 , culminando com a formação

das paragêneses minerais de pico metamórfico e com o início dos processos de anatexia crustal. A extremidade deste percurso coincide com o ponto em que as rochas aflorantes cruzaram a curva 2 e as rochas mais profundas (não aflorantes) cruzaram a curva 3. Esta etapa terá acontecido no princípio da segunda fase de deformação (D_2).

Após atingirem-se estas condições (Pico metamórfico) o regime extensional da D_2 favorece a descompressão a alta temperatura, onde a anatexia das rochas se mantém e ocorre a injeção dos veios leucocráticos e leucogranitos Sin-Tardi- D_2 no CMB.

Figura 83 – Grelha petrogenética para o sistema KFMASH representando a evolução metamórfica proposta para os mesossomas do CMB. A curva de desidratação da biotita e a curva “solidus” do granito foram extraídas de Le Breton e Thompson (1988).



Fonte: Adaptado de Spear *et al.*, 1999 e Pattison *et al.*, 2003).

Já na D_3 , as rochas seguem uma evolução retrógrada, intersetando a curva da fusão incongruente da moscovita (sentido inverso) a pressões superiores a 3,8 kbar e entrando no campo de estabilidade da andaluzita. Este percurso é explicado pela ocorrência de moscovita tardia e andaluzita nos mesossomas dos metatexitos. Também é nesta fase que as rochas intersetam a curva “solidus”, o que permitiu a cristalização dos líquidos anatéticos gerados durante a fase anterior (D_2). Os indícios de deformação no estado sólido que estas rochas

demonstram, indicam que a cristalização terá ocorrido numa fase precoce da D_3 , antes da formação dos corredores de cisalhamento Tardi- D_3 .

5. APRESENTAÇÃO DO ARTIGO I

O artigo I foi submetido ao periódico *Comunicações Geológicas* (ISSN: 0873-948X) e encontra-se na fase de avaliação pelos editores do referido periódico. É intitulado “The Bemposta Migmatitic Complex (NE Portugal): a petrographic and geochemical study” e como o nome indica aborda os resultados de Geoquímica de rocha total obtidos no Complexo Migmatítico de Bemposta. É exposto aqui na íntegra (com todas as figuras e referências), de acordo com o que foi submetido ao referido periódico. As composições químicas em elementos maiores e traço das amostras do CMB podem ser consultadas nos Anexos.

The Bemposta Migmatitic Complex (NE Portugal): a petrographic and geochemical study

F. Martins^{1,3}, A. Damas¹, M.R. Azevedo¹, M.E.Gomes², B.V. Aguado¹, J.A. Nogueira Neto³

¹ Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, GEOBIOTEC, Aveiro, Portugal

² Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Departamento de Geologia, Vila Real,
Portugal

³ Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geologia, Fortaleza, Ceará, Brasil

ABSTRACT

The Bemposta Migmatitic Complex (CMB) is an high-grade metamorphic belt composed by metasediments of Ediacarian-Lower Cambrian age affected by partial melting during the second Variscan deformation event (D₂). The anatexis culminated with intrusion of syn-tardi-D₂ leucogranites sills in the CMB. Field and petrographic evidences suggest that the anatexis of the metasediments was controlled by muscovite dehydration melting reactions. On the other hand, the stromatic leucosomes show evidences that were probably produced at a slightly deeper structural level (through biotite dehydration melting reaction) and subsequently injected in these terrains. The geochemical data reveals that leucosomes no longer corresponding to the original melt compositions. During melt migration and ascent, they were undergone fractional crystallization and accumulation of K-feldspar. Syn-tardi-D₂ Leucogranites that intrude CMB, should have been produced by high degrees of partial melting. They have fractionated compositions and variable degrees of contamination with residual accessory mineral phases.

Thus, CMB is interpreted as a Migmatitic Injection Complex, where anatexic melts produced at slightly deeper levels were accumulated.

INTRODUCTION

The study of the exposed migmatitic terranes is an unique opportunity to understand the tectonic-metamorphic processes associated with the generation of granitic magmas in deep zones of the continental crust, during the mountain building. A careful and comprehensible study of the metamorphic and deformation processes overprinted in the migmatitic rocks and associated leucogranites aid to understand the evolved mechanisms, in these deep levels of the crust.

At the Bemposta region, located in the northern Portugal, outcrops a Variscan Migmatitic Complex, known as Bemposta Migmatitic Complex (BMC). BMC represents a segment of the Variscan Belt where stands out the presence of pelite-derived stromatic migmatites, minor boddies of orthogneisses and variscan leucogranites.

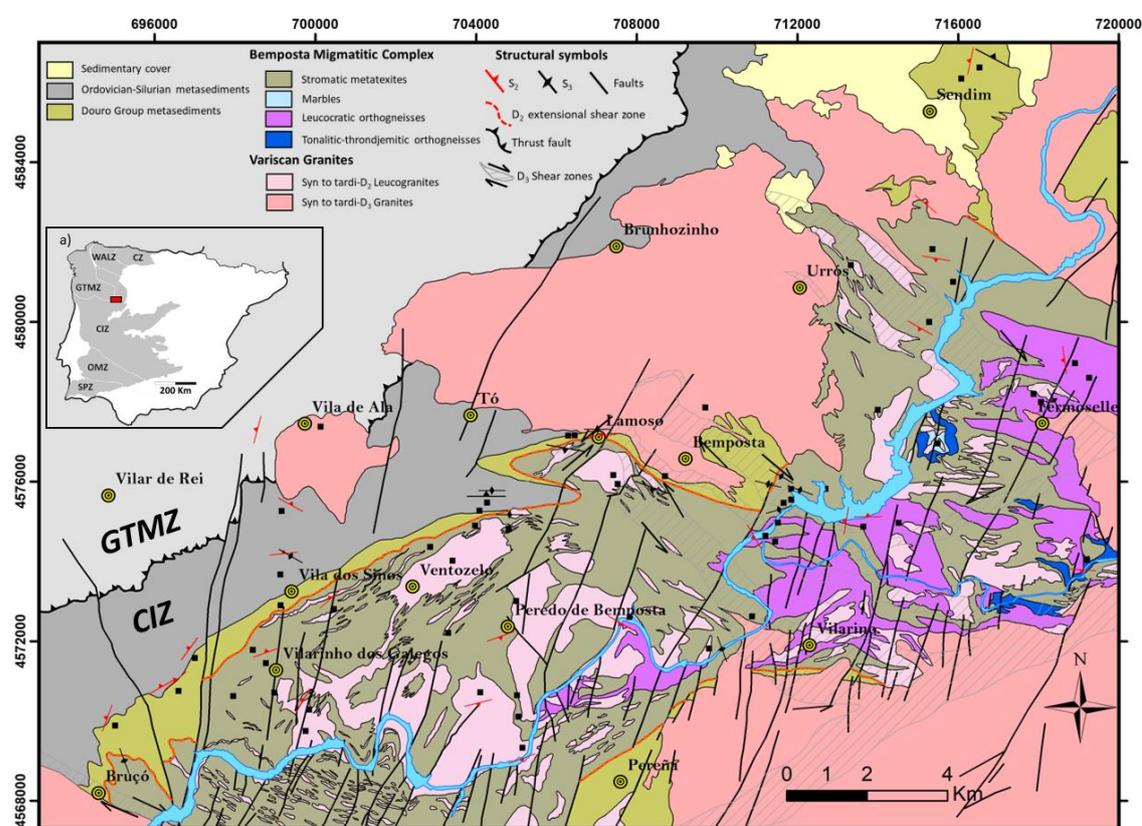
In this paper, we present the new petrographical and geochemical data for metasediments, migmatites and leucogranites exposed in Bemposta Migmatitic Complex (NE Portugal) in order to evaluate the genetic relationship between them, and consequently understanding the partial melting processes and generation of granitic magmas which took place in this sector of the Variscan Belt.

GEOLOGICAL SETTING

The region of Bemposta is located in the NW sector of the Iberian Massif, between latitudes 41°23'40''N-41°14'30''N and longitudes 6°42'00''W-6°23'00''W Greenwich (Figure 84). The Iberian Massif represents the westernmost segment of the European Variscan Belt, formed during the collision between Gondwana and Laurentia that culminated with formation of the super-continent Pangea, in the final of the Paleozoic (Behr *et al.*, 1984). This sector of the Variscan Belt has been divided in 6 zones, according to different geological characteristics (Julivert *et al.*, 1972, 1974; Arenas *et al.*, 1986). These are, from NE to SW: Cantabrian Zone (CZ); West Asturian Leonese Zone (WALZ); Central Iberian Zone (CIZ); Galiza Trás-os-Montes Zone (GTMZ); Ossa-Morena Zone (OMZ) and; South Portuguese Zone (SPZ).

The studied area is located in the CIZ and to the northwest it is bordered by the parautochthonous and allochthonous terranes of the GTMZ (Figure 84a).

Figure 84 – (a) Iberian Massif and their subdivision in six zones, showing the location of the study area (red square). CZ: Cantabrian Zone; WALZ: West Asturian Leonese Zone; CIZ: Central Iberian Zone; ZGTM: Galiza Trás-os-Montes Zone; OMZ: Ossa-Morena Zone; SPZ: South Portuguese Zone. (b) Geological map of the Bemposta Migmatitic Complex (BMC) limited by D₂- extensional shear zone. Samples location are plotted with black squares.



Fonte: Modified from Lazuen Alcón *et al.*, (1981), Sanz Santos *et al.*, (2000a, b), Pereira *et al.*, (2001) and Dias da Silva (2013).

CIZ is interpreted as an internal zone of the Iberian massif, characterized by the presence of high-grade metamorphic complexes of regional extent and extensive granitic magmatism. The architecture printed in CIZ terranes is consequence of three deformation phases, which acted during Variscan Orogeny (e.g. Noronha *et al.*, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Dias & Ribeiro, 1995; Valle Aguado *et al.*, 2005; Martínez Catalán *et al.*, 2004; 2007; Dias *et al.*, 2006; 2013; 2016).

The D₁ deformation phase, related to the crustal thickening stage, was compressive and induced a Barrovian-Type prograde metamorphism in the CIZ domain. The D₁ structures were variably overprinted by D₂ extensional deformation phase attributed to a large-scale gravitational collapse of the thickened continental crust (e.g. Arenas & Catalán, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 1994; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Valle Aguado *et al.*, 2005). At this deformation stage, it was achieved the metamorphic peak conditions and consequently were formed metamorphic domes, which was accompanied by the formation of migmatitic complexes at deep structural levels.

And lastly, a D₃ deformation phase which related to strike-slip, sinistral and dextral, subvertical shear zones, in the final stages of Variscan Orogeny (Martínez Catalán *et al.*, 2009). During D₃, the metamorphism has developed under retrograde conditions achieving greenschist facies at high crustal levels, whilst in lower crustal levels, high temperatures could have locally persisted as a result of the high thermal gradients inherited from D₂ and the intrusion of syn-D₃ kinematic granitoids.

The Bemposta Migmatitic Complex

The Bemposta Migmatitic Complex (BMC), observed in Figure 84b, constitutes an high grade metamorphic belt aligned according to NE-SW trend, outcropping along the Douro River canyon, between Bemposta (NE Portugal) and Fermoselle (Spain). It is mainly composed by Ediacarian-Lower Cambrian metasediments from Douro Group, intensely migmatized during Variscan Orogeny (Escuder Viruete *et al.*, 1994, 1997, 1998, 2000; Pereira *et al.*, 2006; Dias da Silva, 2013).

Particularly in the spanish territory of the study area, the migmatitic metasediments are interspersed with lenticular bodies of orthogneisses. These ortho-derived rocks are leucocratic, display “augen” textures or gneissic banded textures and, in some areas, they also appear migmatized. Recently, geochronological studies (U/Pb on zircon) in similar orthogneisses from Miranda do Douro and orthogneisses from Fermoselle provided a crystallization ages interval between 480 and 499 Ma, indicating a Cambro-ordovician age for their magmatic precursors (Bea *et al.*, 2006; Zeck *et al.*, 2007, Talavera *et al.*, 2013).

The BMC contacts with a narrow strip of non-migmatized metasediments from Douro Group or, in some places, by Ordovician-Silurian metasediments. The contact between them corresponds to a major extensional shear zone which acted during D₂ variscan

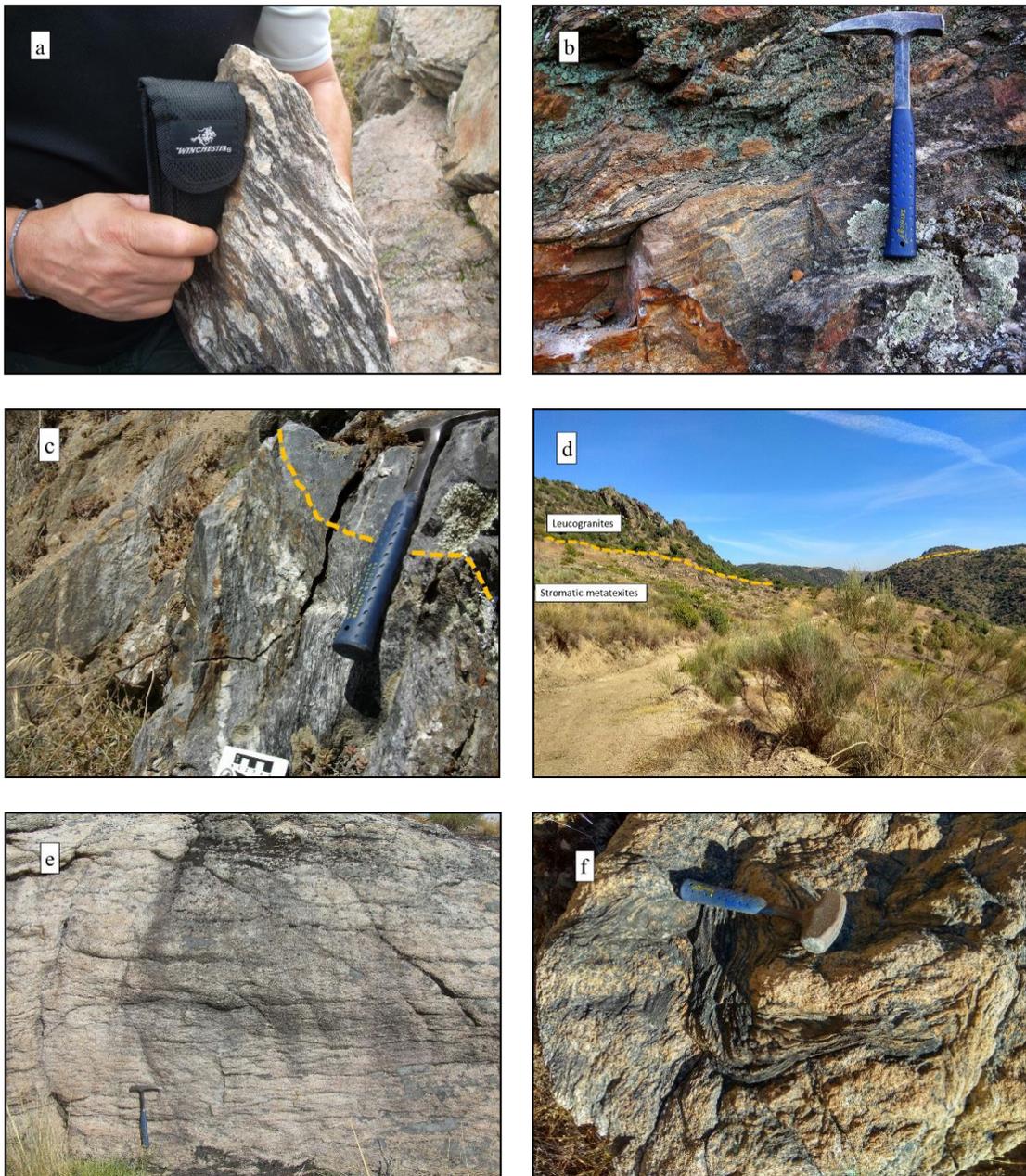
deformation phase, related with a large-scale gravitational collapse of the thickened continental crust (Escuder Viruete *et al.*, 1994, 1997, 1998, 2000).

At outcrop scale, the migmatitic metasediments are characterized by an horizontal stromatic banded, marked by an alternation between quartz-feldspathic bands (leucosomes) and dark biotite-sillimanite-rich layers (mesosomes) (Figure 85a). According to Sawyer (2008), the regular alternation between leucosomes and mesosomes observed in migmatites permits to classify as *stromatic metatexites*. The leucosomes bands (thickness ranges from centimetric to decimetric) are according with S_2 mesosome foliation, suggest that the stromatic banded was generated during D_2 extensional event (Figure 85b). The stromatic metatexites often appear affected by D_3 , producing open folds with vertical axial planes and NW-SE axis. During D_3 , also act a strike-slip sub-vertical shear zones that may responsible to verticalizes the S_2 stromatic banded (e.g. Dias da Silva, 2013). Due to the D_2 fabric intensity, the D_1 structures are not recognizable at mesoscopic scale.

The stromatic metatexites outcrops usually enclose competent discontinuous layers of calc-silicate and metapsamitic rocks, which are considered resistant phases to partial melting processes (Figure 85c). In spite of the massive aspect, these rocks accompanied the D_2 structures and may appear weakly foliated.

The studied area was intensely intruded by variscan granites that are grouped in two types. The first group corresponds to Syn-tardi- D_2 leucogranites sills that occur associated with BMC (Figure 85d). They are medium to coarse-grained and sometimes exhibit centimetre-sized metasediment enclaves (Figure 85e, f). The second group, composed by syn-tardi- D_3 granites, occur mainly associated with country rocks of the BMC and appear to describe discordant relations with D_2 .

Figure 85 – a) Detail of the stromatic metatexites showing the alternation between quartz-feldspathic bands (leucosomes) and dark biotite-sillimanite-rich layers (mesosomes). b) Field aspect of the metatexites showing the stromatic structure concordantly to S_2 foliation. c) Metapsamitic rock enclosed by the stromatic metatexite. d) Geomorphologic aspect of the leucogranite sill above the stromatic metatexites. Note that the sub-horizontal contact between them, marked with yellow dashes. e) Mesoscopic aspect of the leucogranite sill. f) Leucogranite displaying a metasedimentary enclave.



Fonte: Elaborada pelo autor.

PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY

The petrographic study comprises the analysis of metasedimentary rocks from Douro Group, BMC stromatic metatexites and associated sin-tardi-D₂ leucogranites. Representative samples from BMC rocks were selected for microprobe analyses at the Electron Probe Microanalyser Laboratory in University of São Paulo (USP). Chemical analysis were performed on plagioclase, K-feldspar, biotite and garnet.

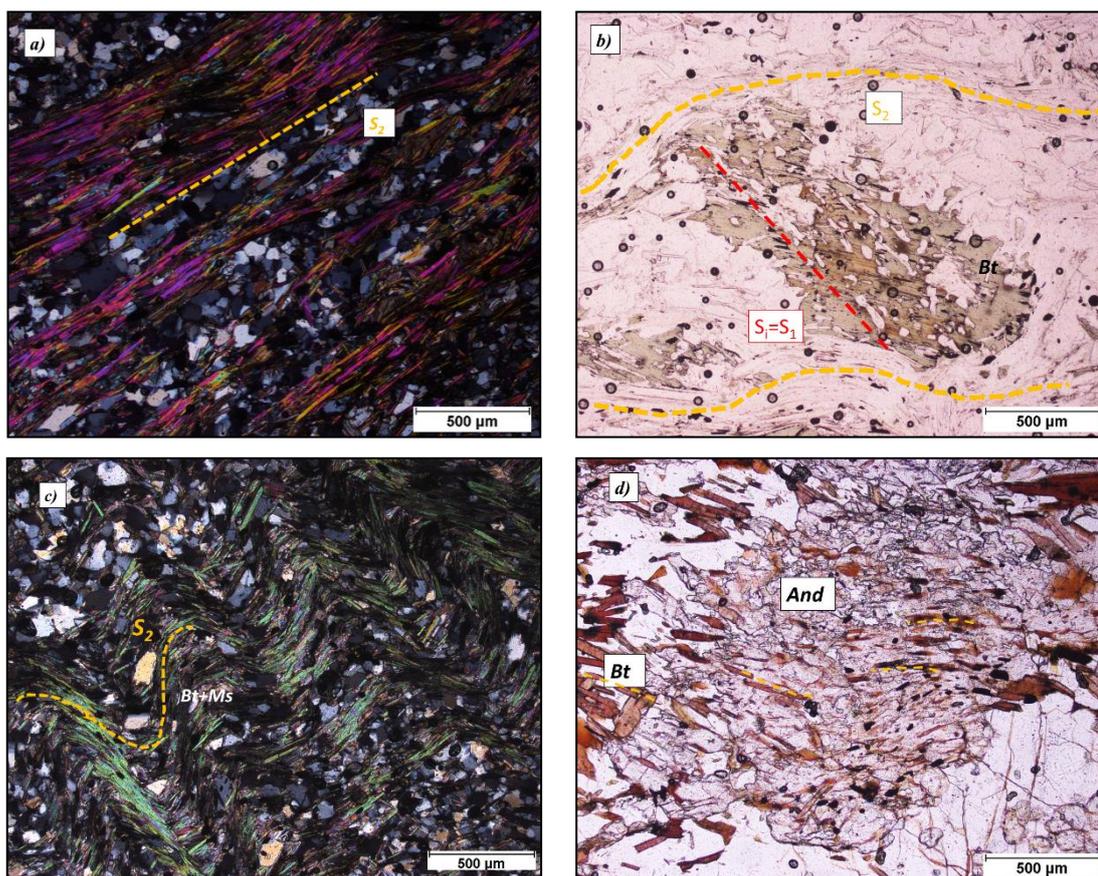
The metasedimentary rocks have pelitic-greywacke composition and their main mineral assemblage is composed by biotite (Bt), muscovite (Ms), quartz (Qtz), plagioclase (Pl), ± staurolite (St), ± sillimanite (Sil) ± andalusite (And) ± cordierite (Crd), ± tourmaline (Tur). The most common accessory mineral phases are the zircon (Zrn), monazite (Mnz), apatite (Ap), rutile (Rt) and opaque minerals. Their textures are lepidogranoblastic or lepidogranoporphyroblastic. Based on identified mineralogy, the metamorphic zoning along the metasediments of Douro Group varying in a short extension from biotite-zone to sillimanite-zone.

The main foliation of these rocks, defined by phyllosilicates, is sub-horizontal and corresponds to S₂ (Figure 86a). Among S₂ planes of metasediments, there may be pre-kinematic poikiloblasts of biotite with discordant inclusion trails, which is evidence of a previous foliation (S₁) (Figure 86b). Despite of these evidences, it is very difficult to establish the evolution of these rocks during D₁, once of D₂ was very intensive and erased the previous mineral paragenesis. The sillimanite corresponds to the fibrous variety and is aligned with S₂-lepidoblastic domains, which seems to indicate that the sillimanite zone was attained during D₂.

The S₂ may appear affected by D₃ folds (Figure 86c) and, in some cases, near to strike-slip sub-vertical shear zones, a S₃ mylonitic foliation is developed. The andalusite poikiloblasts may include biotite, sillimanite and staurolite, showing textural evidences that are post-S₂, and suggest that their blastesis occurred in retrograde metamorphic trend, during D₃ (Figure 86d).

Furthermore, the andalusite usually erase the previous paragenesis and prevent understand the metamorphic evolution. The cordierite poikiloblasts often contains inclusions of sillimanite and also shows evidences that it grew during retrograde metamorphic trend.

Figure 86 – Photomicrographs of Douro Group metasediments. a) S_2 foliation marked by biotite and muscovite alignment in metasedimentary sample; b) Pre- S_2 poikiloblast of biotite showing inclusion trails, evidencing a previous foliation ($S_i=S_1$). c) S_2 foliation folded by D_3 in metasedimentary sample. d) Post- S_2 poikiloblast of andalusite showing inclusions of biotite that grew during the development of S_2 foliation.



Fonte: Elaborada pelo autor.

The stromatic metatexites have mesosomes with lepidogranoblastic textures, defined by the alternance of millimetre-thick biotite-sillimanite-rich and highly recrystallized quartz-feldspar layers (Figure 87a). Mesosomes also may have muscovite and andalusite. Muscovite have textural evidences that is secondary, which demonstrate that it grew during D_3 . Andalusite was observed in some mesosomes and has the same characteristics to those of Douro Group metasediments. The garnet was never observed in the mesosome domains. The accessory phases are tourmaline, zircon, monazite, apatite and rutile.

Biotites constitutes aligned sub-idiomorphic crystals that often include accessory minerals such as, zircon, monazite and rutile (Figure 87b). The biotite crystals have $X_{Mg} = (Mg/Mg+Fe)$ ratios ranging from 0,32 to 0,46. Titanium content is relatively high, varying between 0,29 and 0,43 atoms per formula unit (a.p.f.u) and Mn content is low (0,02 to 0,05

a.p.f.u). Biotite from mesosomes are plotted in the annite-siderophilite series field. Sillimanite is aligned with biotite and occur mainly as fibrous variety. Despite of that, sillimanite also appear in some mesosomes as prismatic crystals with diamond shape. Analysed plagioclase from mesosomes range between oligoclase-andesine (An_{25-39}) and K content is very low ($<0,01$ a.p.f.u).

The abundance of biotite together with sillimanite and the absence of primary muscovite and garnet in the mesosomes, show that the partial melting conditions was controlled by the muscovite dehydration, producing melt, sillimanite and K-feldspar, as peritectic minerals. This reaction is interpreted as the metamorphic peak, which should have been attained during D_2 .

Leucosomes have igneous textures (Figure 87c), are coarser than mesosomes and some of them have solid deformation evidences with variable extent and intensity. The igneous fabric has heterogranular texture and medium- to coarse-grained size, acquiring sometimes pegmatitic textures. They are composed dominantly by quartz (30-35%), K-feldspar (25-30%) and plagioclase (15-20%) with minor contents of biotite, muscovite, garnet, sillimanite, tourmaline, apatite and zircon. Quartz forms xenomorphic crystals with variable dimensions (0.1-2mm), showing straight or jagged contacts with other crystals. The deformation evidences include sub-granulation, undulose extinction, dynamic recrystallization and sutured boundaries. The potassic feldspar corresponds to the microcline and forms xenomorphic to subidiomorphic crystals. The microcline crystals show pericline twinning and may contain microperitic textures. They may also exhibit straight or sutured crystalline shapes and may have recrystallized boundaries, indicating deformation under subsolidus conditions at high temperatures. Microcline contains variable amounts of Na (0,05-0,1 a.p.f.u) and Ba content is low ($<0,02$ a.p.f.u).

Plagioclase is frequently twinned on the albite law, shows compositional zoning and according to probe analysis, their composition ranges from andesine to albite ($An_{30}-An_6$). Their crystals sometimes show deformation signs like flame-shape twinning, dislocation of twinning and sutured boundaries. Biotite, sillimanite and other minor phases, except garnet, occur in remains of aligned mesosomes in leucosomatic matrix or otherwise, as dispersed isolated crystals within the matrix. The biotite of the leucosomes have similar compositions to the mesosomes with $X_{Mg} = (Mg/Mg+Fe)$ ratios ranging from 0,27 to 0,41, relatively high Ti content (0,32-0,47 a.p.f.u) and low Mn (0,02-0,04 a.p.f.u).

The garnet is corroded and may contain inclusions of globular quartz, being interpreted to as a peritectic phase (Figure 87d). Their presence in these rocks seems to suggest

that melts resulted from anatexis of metasedimentary rocks through biotite dehydration reaction, at slightly deeper structural levels. According to these evidences, the anatectic melts were produced in depth and were injected into their host during D₂, letting a garnet-richest residuum in depth. The absence of melanosomes in the leucosomes margins empathizes the idea that they are not in situ and have been injected in the BMC like leucosome veins (Sawyer, 2008; Morfin *et al.*, 2013). Therefore, it is considered that CMB shows petrographic evidences that it is a Migmatitic Injection Complex generated during the extensional deformation D₂ (Leitch & Weinberg, 2012; Morfin *et al.*, 2013; 2014).

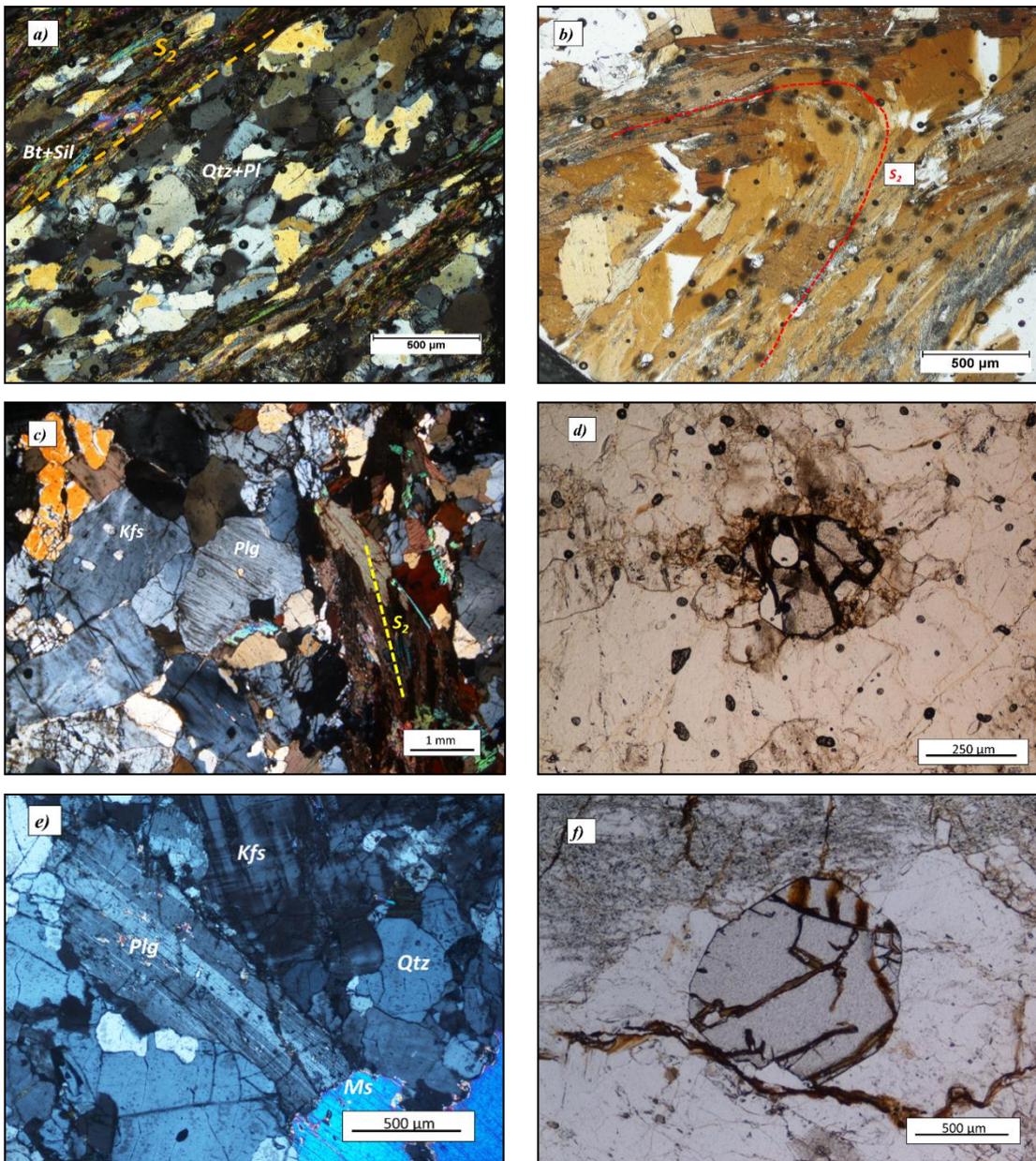
Microprobe analysis of garnet reveal that their composition is dominated by end-members almandine ($X_{Alm}= 0,49-0,79$) and spessartine ($X_{Sps}= 0,13-0,5$) and low contents in pyrope ($X_{py}=0,04-0,07$) and grossular ($X_{Grs}=0,01-0,03$). Their zoning is generally homogeneous, despite of subtly decreases of X_{Alm} , X_{py} and X_{Grs} and small increase of X_{Sps} on the edge of the garnets. These chemical changes are attributed to retrograde garnet consumption by net transfer reactions (Escuder Viruete *et al.*, 2000).

The evidences of deformation observed in leucosomes are heterogeneous. However, it is notorious that folded leucosomes are not always affected by deformation, preserving igneous fabric. The deformation seems to have been more intense in leucosomes of stromatic metatexites that was affected by D₃-shear zones. Based on this idea, the leucosomes should have crystallized during the D₃, when shear deformation acted.

The leucogranites are mainly composed by quartz, microcline, plagioclase, biotite, muscovite (Figure 87e). The identified accessory minerals are tourmaline, sillimanite, garnet, apatite, monazite and zircon. The microcline (30-35%) is more abundant than plagioclase (20-25%). The microcline has less Na content than leucosomes (0,02-0,10 a.p.f.u) and Ba content also is low. Plagioclase is twinned on the albite law and their composition is more uniform (An_2-An_{10}). The proportion between biotite and muscovite is variable and together they often define an orientation concordant with D₂ structures. Biotite have $X_{Mg}= (Mg/Mg+Fe)$ ratios tendentially lower between 0,25 and 0,33 a.p.f.u, low Ti content (0,01-0,1 a.p.f.u) and low Mn (0,02-0,05 a.p.f.u). The observed garnet has the same characteristics to those of leucosomes (Figure 87f).

Such as in the leucosomes, the leucogranites have igneous fabric but not always show evidences of deformation, leading to support that crystallization of the melts still occurred during the D₃, but should have been more intense near to strike-slip sub-vertical shear zones.

Figure 87 – Photomicrographs of CMB rocks. a) Mesosome sample showing the alternance of biotite-sillimanite-rich and highly recrystallized quartz-feldspar layers. b) Detail of the intergrowth of biotite and sillimanite defining S_2 foliation in mesosome. Note that the abundance of pleochroic halos around zircon included in the biotite. c) leucosome composed by Kfeldspar and plagioclase with no evidence of solid-deformation; d) Peritectic garnet with quartz inclusion in the leucosome matrix. e) Medium-grained leucogranite showing quartz, microcline, plagioclase and muscovite. f) idiomorphic garnet in the leucogranite sample.



Fonte: Elaborada pelo autor.

METAMORPHIC EVOLUTION

According to the petrographic study, it is proposed a metamorphic path which aims to explain the tectono-metamorphic evolution of the CMB during Variscan Orogeny.

In short, the most penetrative structure found in the Douro Group metasedimentary rocks corresponds to S_2 foliation. Due to this, it is very difficult to constrain the metamorphic prograde path, which took place during the D_1 . However, the mineral assemblage in these rocks, show that attained high amphibolite metamorphic facies (sillimanite zone) during D_2 .

The stromatic banded observed in metatexites with leucosomes disposed concordantly to S_2 foliation, indicates that partial melting conditions are reached during D_2 . Based on the absent of primary muscovite and the abundance of biotite and sillimanite in the mesosomes, the partial melting was controlled by the following muscovite dehydration reactions, under anhydrous conditions (Thompson 1982; Le Breton & Thompson, 1988; Patiño Douce & Harris, 1998):



This mineral assemblage together with the absent of garnet in the mesosomes indicate that they didn't attained temperature enough to the biotite dehydration, defined by following reaction (Le Breton & Thompson 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988; Johannes & Holtz, 1996):



The leucosomes hosted in the mesosomes exhibit petrographic evidences that they are not in situ. Most of the leucosomes and leucogranites hosted in BMC show evidences that they resulted from partial melting of metasediments positioned in depth. The peritectic garnet in some of these igneous rocks, indicates that precursor melts should have a deep origin and derived from biotite dehydration reaction (reaction 3).

After reaching the partial melting conditions (metamorphic peak), the rocks followed the decompression path motivated by the extensional deformation (post-peak decompression stage), persisting the partial melting conditions. The decompression is responsible by the ascent and consequent injection of the melts in the BMC.

After the decompression event, already during D₃, the rocks follow a cooling path, marked by reversal reactions and the crystallization of the anatectic melts. The injected melts hosted in the BMC crystallize like leucosome veins and leucogranite sills.

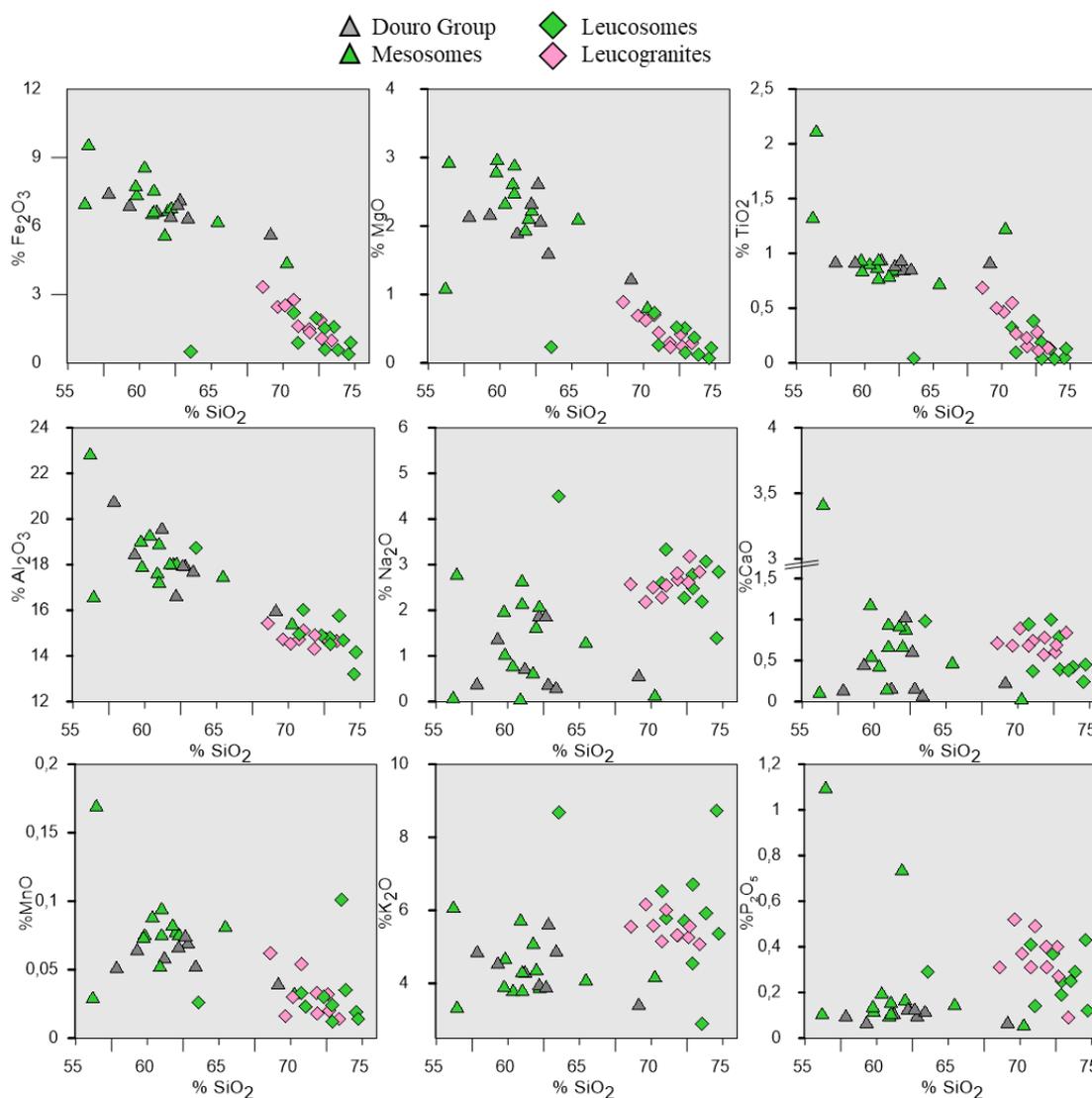
ANALYTICAL METHODS

Representative samples from Bemposta rocks were selected for whole-rock geochemistry analysis. In case of the migmatitic rocks, care was taken to separate the mesosome from the leucosome. After this, the rock samples were crushed and milled, until to obtain a powder. The analysis were carried out by Activation Laboratories- Actlabs (Ontario, Canadá), using the analytic package designated by *4LITHORESEARCH*. The major elements were analysed by IPC-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry), whereas the trace elements were analysed by ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). The major and trace element compositions are given in supplementary Table 1 and 2 (Anexos).

Whole Rock Geochemistry

The Douro group metasediments show solid evidences that are the likely protolith of stromatic metatexites and leucogranites that occur in the BMC. For this reason, it is relevant to compare metasediments together with BMC rocks using Harker variation diagrams (Figure 88).

Figure 88 – Harker diagrams of major element of Douro Group metasediments, mesosomes, leucosomes and leucogranites.



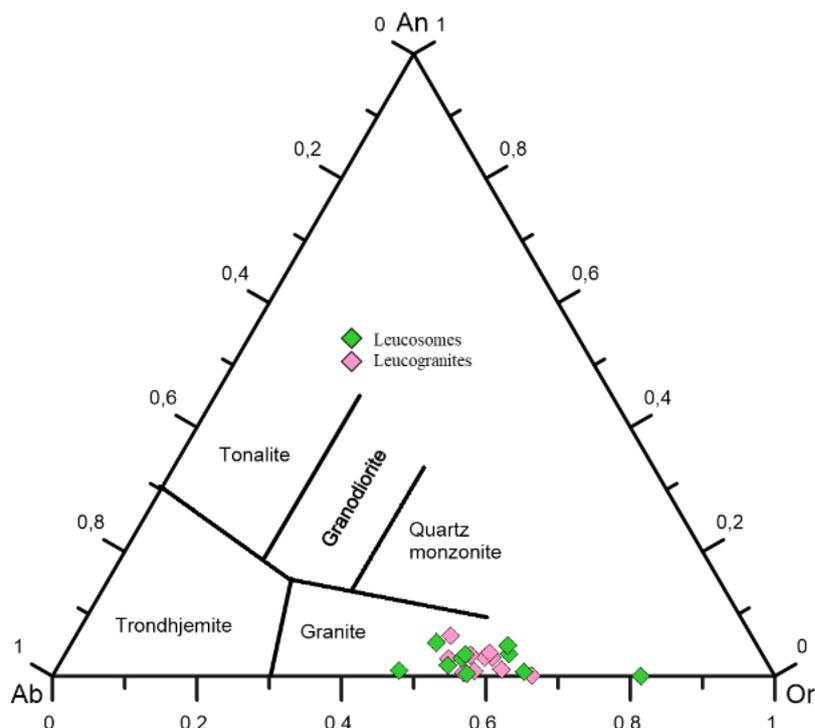
Fonte: Elaborada pelo autor.

The variation diagrams reveal significant differences between Douro Group metasediments, mesosomes and leucosomes from stromatic metatexites and associated leucogranites. The Douro Group metasedimentary rocks and mesosomes have remarkable similarities with lower content in SiO₂, Na₂O, K₂O, CaO and P₂O₅ and higher content in Fe₂O₃, MgO, TiO₂, MnO and Al₂O₃, defining the most mafic segment of the sequence. The composition of metasedimentary rocks reflects specially the abundance of phyllosilicates and, in the case of mesosomes, the greater abundance of biotite and sillimanite. The remarkable chemical similarity presented by metasediments and mesosomes suggest that Douro Group represented an important source of fertile material involved in variscan anatexis event.

Leucosomes and leucogranites are plotted in the acid extreme of the diagrams ($\text{SiO}_2 > 63,56\%$), describing coherent alignments with mesosomes and metasedimentary rocks.

They reveal lower contents in Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , MnO , CaO , Al_2O_3 and higher contents in Na_2O , K_2O and P_2O_5 compared to mesosomes and Douro Group. The increment of SiO_2 together with Na_2O and K_2O observed in the igneous samples is compatible with rocks that resulted from crystallization of the anatectic melts with modal compositions dominated by quartz and feldspars. Among the igneous samples, some leucogranites have higher contents of Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO and P_2O_5 , indicating that melts may have retained residual crystals in their composition (i.e. biotite, apatite or garnet) (Bea *et al.*, 1994; Bea 1996; Milord *et al.*, 2001; Solar & Brown, 2001;). CIPW norm for studied igneous samples was calculated and Ab, An and Or molecules were plotted in ternary diagram, proposed by O'Connor (1965) and modified by Barker (1979) (Figure 89). Leucosomes and leucogranites are projected at the bottom of the diagram and fall within granite field. Leucosomes are scattered along the granite field but all of them reveal Or molecule enrichment suggesting that may have occurred accumulation of K-feldspar during magmatic evolution of the melts. On the other hand, the granites show less variability (constant Ab/Or) and should not represent compositions affected by feldspar accumulation. The normative An content is not significant indicating that plagioclase composition is dominated by Ab molecule.

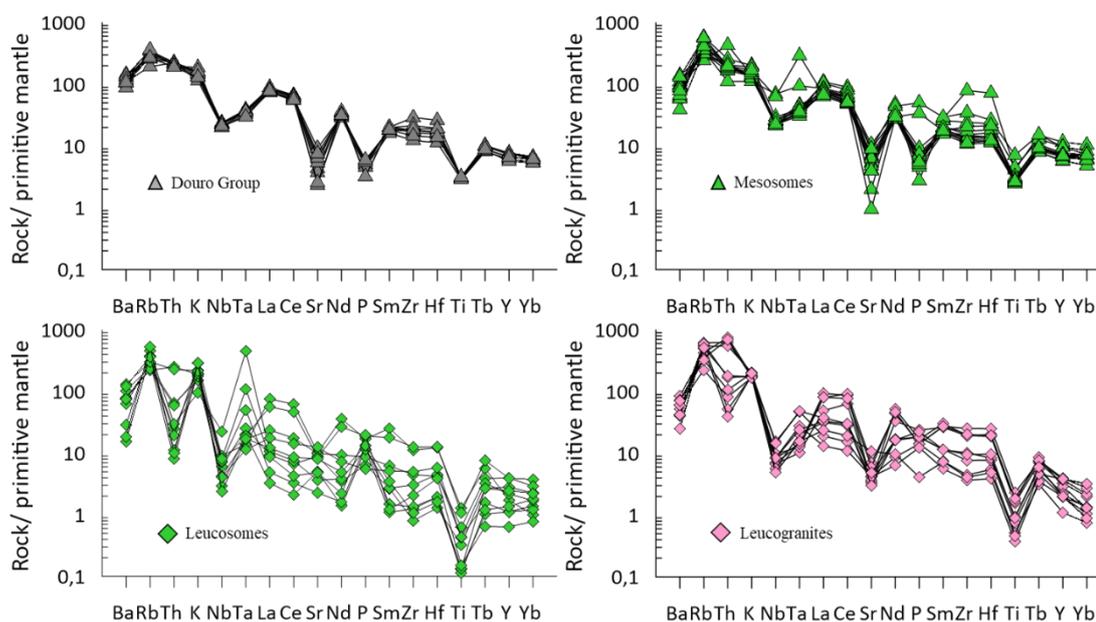
Figure 89 – Normative Anorthite–Albite–Orthoclase diagram for leucosomes and leucogranites, proposed by O'Connor (1965) and modified by Barker (1979).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Multi-element diagrams for Douro Group metasediments and BMC rocks normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989) are given in Figure 90. Despite of some variability, particularly in leucosomes and leucogranites, the analysed rocks have similar-shaped patterns with positive LILE/HFSE (Rb_N/Yb_N and Th_N/Zr_N) and negative anomalies in Ba, Nb, Sr and Ti. The similarity between them suggests once again that anatectic melts resulted from partial melting of rocks with equivalent composition of Douro Group.

Figure 90 – Multi-element diagrams normalized to primitive mantle values of Sun & McDonough (1989).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Mesosomes have multi-element patterns that closely resemble those of the Douro group metasedimentary rocks with negative anomalies in Ba, Nb, Sr, P and Ti, reflecting that rocks inherited these features from source rocks. Despite of some variability, leucosomes show sloping patterns with positive Rb_N/Yb_N and Th_N/Zr_N , marked Th, Nb and Ti anomalies and positive inflections in Rb, K, Ta e P. These features are compatible with the abundance of K-feldspar (positive anomalies in K and Rb) and the absent of biotite (anomalies in Th and Nb and marked anomaly in Ti). The positive anomalies in Ta and P and the variable concentration noted by the transition elements, suggest the presence of accessory minerals in some leucosomes, such as apatite, monazite and zircon.

Leucogranites also have steep patterns with negative anomalies in Nb, Sr and Ti and positive inflections in Rb and K. Their patterns are compatible with fractionated melts (steady positive K-anomaly and negative anomaly in Sr). The variable concentration observed in Th, Ti and transition elements indicate the presence of biotite and accessory minerals. This geochemical feature expresses that some leucosomes and leucogranites may have retained residual crystals in their composition (i.e. biotite, apatite, monazite and zircon) (Bea *et al.*, 1994; Bea, 1996; Milord *et al.*, 2001; Solar & Brown, 2001).

Chondrite normalized REE contents (Evensen *et al.*, 1978) for Douro Group and BMC rocks are given in figure 91. REE patterns for Douro Group metasedimentary rocks

exhibit a considerable enrichment in REE ($\sum\text{REE}=226,2-277,2$ ppm), a moderate fractionation with LREE/HREE positive ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=11,59-14,71$) and negative Eu-anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,52-0,73$) (Figure 91a). The REE patterns of mesosomes (Figure 91b) match with Douro Group REE patterns, indicating that they have same sedimentary origin and attest the involvement of these rocks in the anatexis (mesosomes: $\sum\text{REE}=204,4-368,2$ ppm; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=8,85-14,15$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,44-0,74$). Mesosomes tend to present an REE-enrichment compared to metasedimentary rocks from Douro Group. This observation may be attributed to the high biotite content in the mesosomes. As previously reported in petrography, biotite of mesosomes often encloses accessory REE-minerals, being responsible to elevate the REE content.

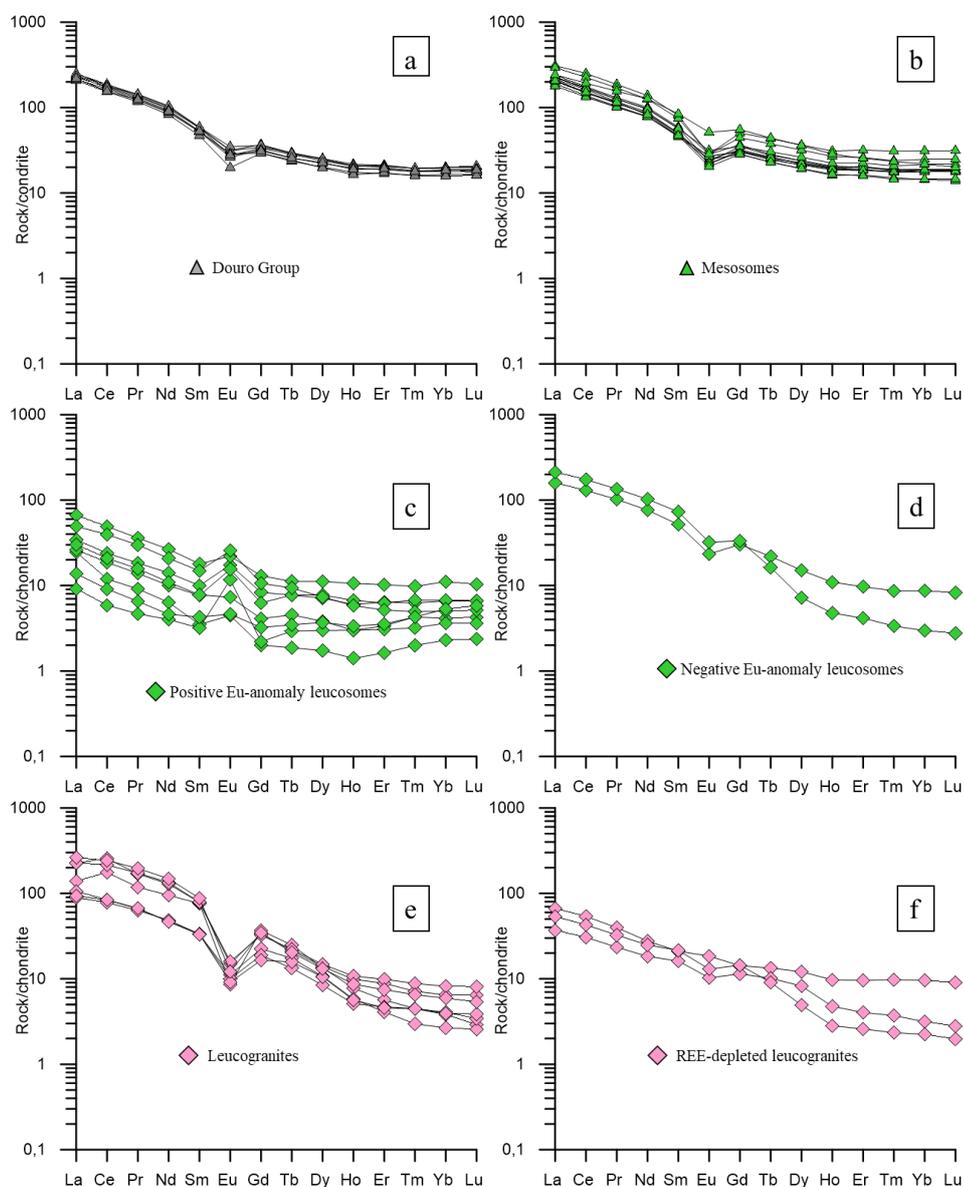
Based on the REE patterns of leucosomes, it is possible to distinguish the following two major groups: (1) positive Eu-anomaly leucosomes (Figure 91c); (2) negative Eu-anomaly leucosomes (Figure 91d). The first group and the most numerous, is characterized by a REE depletion ($\sum\text{REE}=12,5-78,1$ ppm) and marked positive Eu-anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,23-4,35$), indicating a mineral composition dominated by plagioclase or K-feldspar and suggesting the accumulation of these minerals during the magmatic evolution of the anatectic melts (Ellis & Obata, 1992; Johannes *et al.*, 2003). Based on the petrography and geochemical data, the positive Eu-anomaly is attributed to greater abundance of K-feldspar.

The leucosomes from second group are enriched in the REE ($\sum\text{REE}=191,9-248,4$ ppm) and their REE patterns are sloping with high LREE/HREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=18,36-71,49$) and negative Eu-anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,57-0,60$). These characteristics suggest that leucosomes resulted from the crystallization of the evolved melts that underwent by fractionated crystallization (Ellis & Obata, 1992; Johannes *et al.*, 2003). However, the enrichment in LREE also indicates the presence of residual minerals, such as zircon or apatite (Milord *et al.*, 2001; Solar & Brown, 2001).

The leucogranites exhibit relative heterogeneity in REE concentration, being possible to identify two main groups. The first group (Figure 91e) is characterized by an enrichment of REE ($\sum\text{REE}=114,8-336,8$ ppm), REE patterns with high LREE/HREE rates ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=21,96-44,15$) and marked negative Eu-anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,15-0,40$). Their REE patterns support that the precursor melts were produced by high partial melting rates, allowing an higher dissolution of residual mineral phases in the melt (enrichment of REE) (Ayres & Harris, 1997). The negative Eu-anomaly verified in this group indicate that leucogranites crystallized from fractionated granitic melts (no evidences of feldspar accumulation).

The second group of leucogranites (Figure 91f) is characterized by a lower REE content ($\sum\text{REE} = 48,9\text{-}82,5$ ppm) and REE patterns with low to moderate LREE/HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6,96\text{-}23,9$) and small negative to positive Eu-anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72\text{-}1,04$). Their REE patterns, together with the lower TiO_2 and Zr contents, may to express that granites from second group are depleted in accessory minerals. In petrography analysis it was observed that accessory minerals phases (ex: zircon, rutile, monazite) are sequestered as inclusions in biotite of the mesosomes. This suggests that precursor melts may have been generated through low melting rates of Douro Group, where it was not attained the biotite dehydration, explaining the lower contents of REE and consequently the lower abundance of accessory minerals in these granites (Watt & Harley, 1993; Bea 1996; Milord *et al.*, 2001; Solar & Brown, 2001).

Figure 91 – Rare earth diagrams normalized to chondrite values of Evensen *et al.*, (1978). a) Douro Group; b) Mesosomes; c) Leucosomes with positive Eu-anomaly; d) Leucosomes with negative Eu-anomaly; e) Leucogranites; f) REE-depleted leucogranites.



Fonte: Elaborada pelo autor.

DISCUSSION

In order to summarize the processes and factors that controlled the geochemical heterogeneity observed in the BMC, the samples are projected in the $Fe^{*+}Mg+Ti-Na+Ca-K$ ternary diagram developed by Solar & Brown (2001) (Figure 92). In this diagram were plotted the starting materials and equivalent experimental melts from Patiño Douce & Harris (1998) and Castro *et al.*, (1999).

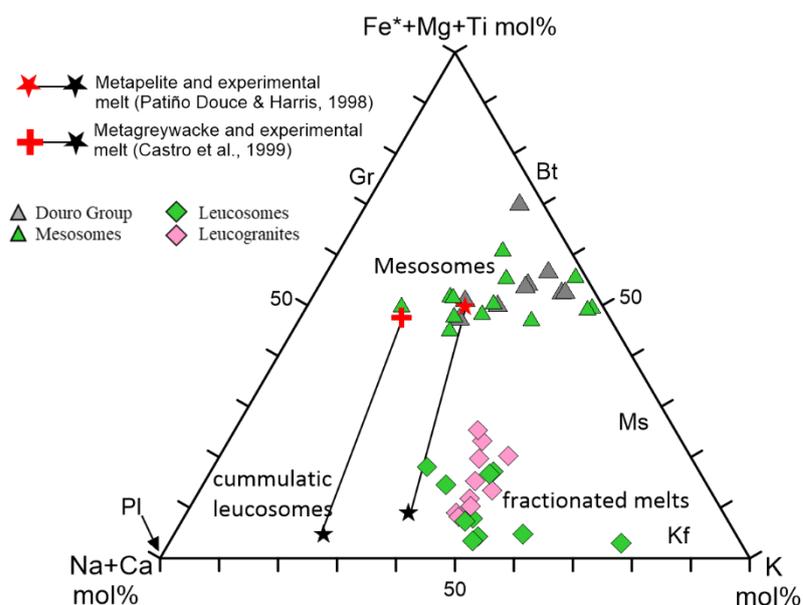
In the ternary diagram, mesosomes overlap with Douro Group metasediments and they are the samples more enriched in $Fe^{*}+Mg+Ti$. Douro Group have compositions that resembling to the metapelite and metagreywacke used as starting materials in partial melting experimental studies, indicating that these rocks constitute a fertile material during anatectic event.

Leucosomes and leucogranites are plotted near to the $Na+Ca-K$ axes, reflecting compositions dominated by quartz and feldspars. The samples are enriched in K and are projected in the right side of the Patiño Douce & Harris (1998) experimental melt, in the fractionated melt field. Despite of some variability found in the igneous samples, all of them are plotted in the field of fractionated melts, indicating that injected leucosomes veins and leucogranites in the BMC no longer represent original compositions. Overall the compositional spectre observed, indicates that melts already had undergone magmatic differentiation before to intrude the BMC.

Most of leucosomes have cummulative composition (REE pattern with positive Eu-anomaly) indicating crystallization and removal of K-feldspar from already fractionated melts (Morfin *et al.*, 2014). These samples are plotted along to the $Na+Ca-K$ axes and reflecting different degrees of K-feldspar accumulation.

The samples with no effects of accumulation are represented by two leucosomes and the leucogranites. They show less variability along the $Na+Ca-K$ axis and describe a trend towards to $Fe^{*}+Mg+Ti$ extreme. These rocks should have resulted from fractionated melts with different concentration/retention of residual minerals phases, as it was suggested by the REE diagrams and Spider diagrams. There is an exception to the group of leucogranites with lower REE and Zr contents. Among leucogranites, these samples have the lowest $Fe^{*}+Mg+Ti$ content, which indicate that rocks crystallized from melts depleted in residual mineral phases.

Figure 92 – Projection of analysed rocks in the Molar Fe+ Mg + Ti–Na + Ca–K ternary diagram developed by Solar & Brown (2001). The red star symbol represents metapelite composition used as starting material in the Patiño Douce & Harris (1998) experiment, whereas red cross symbol represents metagreywacke used as starting material in the Castro *et al.*, (1999) experiment. Bt=biotite; Gr=Garnet; Kf=K-feldspar; Ms=muscovite.



Fonte: Elaborada pelo autor.

CONCLUSIONS

Based on field relations, petrographical and geochemical data presented in this study, it is possible to draw the follow conclusions:

The Bemposta Migmatitic Complex represents an high-grade metamorphic belt, mainly composed by Douro Group metasediments that were undergone partial melting during variscan extensional deformation (D₂). The CMB was abundantly intruded by syn-tardi-D₂ leucogranites.

The metamorphic paragenesis identified in the mesosomes (particularly the abundance of biotite and sillimanite and the absence of primary muscovite and garnet) indicates that partial melting of them was controlled by muscovite dehydration reaction.

However, the stromatic leucosomes and leucogranites show evidences that mostly precursor melts resulted from anatexis of metasedimentary rocks through biotite dehydration reaction, at a deeper structural level. After to reach the partial melting conditions, the extensional deformation induced the decompression stage, where should have persisted the anatexis conditions. The decompression stage also promotes the ascent and migration of the

melts towards to the BMC. During D₃, the rocks follow a cooling path, marked by reversal reactions and the crystallization of the melts. The injected melts hosted in the BMC crystallize like leucosome veins and leucogranite sills.

The geochemical data evidences the involvement of Douro Group metasediments in the anatexis event and show that this unit to be among the source materials for the Variscan granites in the CIZ (e.g. Azevedo *et al.*, 2005; Beetsma, 1995; Neiva & Gomes, 2001; Teixeira, 2008; Valle Aguado *et al.*, 2005; Villaseca *et al.*, 2008).

The geochemistry also reveals that leucosomes and leucogranites no longer corresponding to the original melt compositions. They have evidences that during melt migration, they were undergone fractional crystallization and accumulation of K-feldspar. Some samples also evidence retention of residual minerals, indicating higher degrees of partial melting. Other samples, such as some leucogranites, exhibit REE and Zr depletions, suggesting that low degrees of partial melting not allow the dilution of residual mineral phases in the anatectic melt.

Thus, the CMB is interpreted as a Migmatitic Injection Complex, where anatectic melts produced at slightly deeper levels were accumulated. During the ascent, the anatectic melts was affected by processes of magmatic differentiation and variable degrees of contamination with residual mineral phases.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by GeoBioTec Research Unit. The Authors also thank the Department of Geosciences of the University of Aveiro (UA), Department of Geology of the University of Trás-os-Montes and Alto Douro (UTAD), Department of Geology of the Federal University of Ceará (UFC) and Institute of Geosciences of the University of São Paulo (USP).

This study also was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES).

BIBLIOGRAPHY

- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J., ORTEGA GIRONÉS, E., PABLO MACÍA, J., PEINADO, M. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. **Hercynica**, **II**, n. 2, p. 87–110. 1986.
- ARENAS, R. & MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). **Tectonophysics**, n. 365, p. 143–164. 2003.
- AYRES, M. & HARRIS, N. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. **Chemical Geology**, n. 139, p. 249–269. 1997.
- AZEVEDO, M., VALLE AGUADO, B., NOLAN, J., MARTINS, M., MEDINA, J. Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. In: Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., Rosenbaum, G. (Eds.), The Southern Variscan Belt, **Journal of the Virtual Explorer**, Electronic Edition, n. 19 (Paper 7). 2005.
- BARKER, F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. **Developments in Petrology**, v. 6. Elsevier, Amsterdam. 1979.
- BEA, F., PEREIRA, M. D., STROH, A. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). **Chemical Geology**, n. 117, p. 291–312. 1994.
- BEA, F. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for the chemistry of crustal melts. **Journal of Petrology**, n. 37, p. 521–552. 1996.
- BEA F, MONTERO P, TALAVERA C, ZINGER T. A revised Ordovician age for the oldest magmatism of Central Iberia: U–Pb ion microprobe and LA-ICPMS dating of the Miranda do Douro orthogneiss. **Geologica Acta**, n. 4, p. 395–401. 2006.
- BEETSMA, J. J. The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, **N Portugal**. 223 f. (Ph.D. Thesis) Vrije University, Netherlands. 1995.
- BEHR, H. J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P., WEBER, K. The Variscan belt in central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. **Tectonophysics**, n. 109, p. 15–40. 1984.
- CASTRO, A., PATIÑO DOUCE, A. E., CORRETGÉ, L. G., DE LA ROSA, J. D., EL-BIAD, M., EL-HIMIDI, H. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n. 135, p. 255–276. 1999.
- DIAS DA SILVA, I. **Geología de las Zonas Centro Ibérica Y Galicia–Trás–Os-Montes en la parte oriental del Complejo De Morais, Portugal/España**. 391 f. Tese de Doutorado. Universidad de Salamanca, Salamanca, Espanha. 2013.

DIAS, R., RIBEIRO, A. The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent? **Tectonophysics**, n. 246, p. 13-128. 1995.

DIAS, R., COKE, C., RIBEIRO, A. Da deformação da Serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: DIAS, R., ARAÚJO, A., TERRINHA, P., KULLBERG, J. C. (Eds). **Geologia de Portugal no contexto da Ibéria**, Évora, Universidade de Évora, p. 35-61. 2006.

DIAS, R., RIBEIRO, A., COKE, C., PEREIRA, E., RODRIGUES, J., CASTRO, P., MOREIRA, N., REBELO, J. Evolução estrutural dos sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: DIAS, R., ARAÚJO, A., TERRINHA, P., KULLBERG, J. C. (Eds.), **Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal**, Escolar Editora, p. 73–147. 2013.

DIAS, R., RIBEIRO, A., ROMÃO, J., COKE, C., MOREIRA, N. A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetical models, **Tectonophysics**, n. 681, p. 170-194. 2016.

DÍEZ BALDA, M. A., VEGAS, R., GONZÁLEZ LODEIRO, F. Central Iberian Zone: Structure. In: DALLMEYER, R. D., MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds). **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**. Springer, Berlin Heidelberg, p. 172-188. 1990.

ELLIS, D. J. & OBATA, M. Migmatite and melt segregation at Cooma, New South Wales. **Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.**, n. 83, p. 95–106. 1992.

ESCUDEIR VIRUETE, J., ARENAS, R. & MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). **Tectonophysics**, n. 238, p. 117–138. 1994.

ESCUDEIR VIRUETE, J., INDARES, A. & ARENAS, R. P–T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain. **Journal of Metamorphic Geology**, n. 15, p. 645–663. 1997.

ESCUDEIR VIRUETE, J., HERNÁIZ HUERTA, P. P., VALVERDE-VAQUERO, P., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. & DUNNING, G. Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). **Tectonophysics**, n. 290, p. 87–109. 1998.

ESCUDEIR VIRUETE, J., LINDARES, A., ARENAS, R. P-T Paths Derived from Garnet Growth Zoning in an Extensional Setting: an example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). **Journal of Petrology**, n. 41, (10), p. 1489-1515. 2000.

EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J., O'NIONS, R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 42(8), p. 1199-1212. 1978.

JOHANNES, W., HOLTZ, F. **Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks**. Springer, Berlin. 335 p. 1996.

JOHANNES, W., EHLERS, C., KRIEGSMAN, L. M., MENGEL, K. The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, southern Finland. **Lithos**, n. 68 (3–4), p. 69–90. 2003.

JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. **Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1: 1 000 000**. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 1972.

JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. **Memoria explicativa do Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1: 1.000.000)**. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 p. 1974.

LAZUEN ALCÓN, F. J., ROLDÁN TORRES, R.; GABALDÓN LÓPEZ, V. **Mapa geológico de España, escala 50.000**. Instituto Geológico y Minero de España, Hoja 395-Zamora, Muga de Sayago. 1981.

LE BRETON, N. & THOMPSON, A. B. Fluid-absent dehydration melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n. 99, p. 226–237. 1988.

LEITCH, A. M., WEINBERG, R. F. Modelling granite migration by mesoscale pervasive flow. **Earth and Planetary Science Letters**, n. 200, p. 131–146. 2002.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., JENNER, G. A., BELOUSOVA, E. & DÍEZ MONTES, A. Provenance constraints from detrital zircon U–Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Paleozoic plate configuration and Variscan evolution. **Journal of the Geological Society**, London, n. 161, p. 461–473. 2004.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R. *et al.* Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the Variscan belt. In: HATCHER, R. D., JR., CARLSON, M. P., MCBRIDE, J. H. & MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (eds) 4-D Framework of Continental Crust. **Geological Society of America**, Boulder, Memoirs, n. 200, p. 403–423. 2007.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R. *et al.* A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. **Comptes Rendus Geoscience**, n. 341, p. 114–126. 2009.

MILORD, I., SAWYER, E.W., BROWN, M. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. **Journal of Petrology**, n. 42, p. 487–505. 2001.

MORFIN, S., SAWYER, E. W., BANDYAYERA, D. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: an injection complex in northern Quebec. **Lithos**, n. 168–169, p. 200–218. 2013.

MORFIN, S., SAWYER, E.W., BANDYAYERA, D. The geochemical signature of a felsic injection complex in the continental crust: Opinaca Subprovince, Quebec. **Lithos**, n. 196, p. 339–355. 2014.

NEIVA, A. M. R., GOMES, M. E. P. Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos Hercínicos portugueses. **Memórias Academia das Ciências de Lisboa XXXIX**, p. 53–95. 2001.

NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., REBELO, J. A., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L. Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le nord-ouest Péninsulaire. **Leidse Geologische Mededel**, n. 52, p. 87-91. 1981.

O'CONNOR, J. T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. **US Geological Survey**, n. 525B, p. 79-84. 1965.

PATIÑO DOUCE, A. E., HARRIS, N. Experimental constraints on Himalayan anatexis. **Journal of Petrology**, n. 39, p. 689-710. 1998.

PEREIRA, E., RIBEIRO, A., MARQUES, F., MUNHÁ, J., CASTRO, P., RIBEIRO, M. L., PEREIRA, D., NORONHA, F., FERREIRA, N. **Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000, Folha 2 - Trás os Montes**, Serviços Geológicos de Portugal. 2001.

PEREIRA, E., PEREIRA, D. Í., RODRIGUES, J. F., RIBEIRO, A., NORONHA, F., FERREIRA, N., SÁ, C. M., FARINHA RAMOS, J., MOREIRA, A., OLIVEIRA, A. F. **Notícia Explicativa da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000**. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 119 p. 2006.

RIBEIRO, A., QUESADA, C., DALLMEYER, R. D. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER, R. D., MARTÍNEZ-GARCIA, E. (Eds.). **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 397-410. 1990.

SANZ SANTOS, M. A., CARRASCO GONZÁLEZ, R. M., RUBIO PASCUAL, J. F., MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., ESCUDER VIRUETE, J., VILLAR ALONSO, P., DÍEZ MONTES, A., FERNÁNDEZ RUIZ, J. **Mapa Geológico De España, Escala 50.000**. Instituto Geológico y Minero de España, Hoja 423-Zamora, Fermoselle, 2000a.

SANZ SANTOS, M. A., CARRASCO GONZÁLEZ, R. M., RUBIO PASCUAL, J. F., MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., ESCUDER VIRUETE, J., DÍEZ MONTES, A. **Mapa Geológico De España, Escala 50.000**. Mapa Geológico De España, Hoja 422- Salamanca, Aldeadávila De La Ribera, 2000b.

SAWYER, E. W. Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication. **NRC Research Press**, Ottawa, Ontario, v. 9, 371 p. 2008.

SOLAR, G. S., BROWN, M. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons?. **Journal of Petrology**, n. 42, p. 789–823. 2001.

SUN, S. & MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D. & NORRY, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. **Geological Society London**, Special Publication, London, n. 42, p. 313-345. 1989.

7 GEOLOGIA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb

De modo a contextualizar o tema, o capítulo inicia-se com um breve resumo dos princípios e fundamentos teóricos em que se baseia a Geologia Isotópica. Na segunda parte, para além de se fazer um breve resumo dos princípios e fundamentos teóricos em que se baseia o sistema isotópico U-Pb é apresentado o artigo II que tem como foco principal os resultados U-Pb obtidos neste trabalho.

7.1 Introdução

Os átomos de um dado elemento químico possuem núcleos com o mesmo número de prótons (Z), mas com um número de neutrões (N) variável. Os átomos de um dado elemento, com mesmo número atómico (Z) mas diferente número de massa ($A = Z + N$), designam-se de isótopos.

Embora o núcleo do átomo represente apenas uma pequena porção do seu volume total, é nele que está contida a maior parte da sua massa porque os prótons e os neutrões que o constituem têm uma massa muito superior à dos electrões que gravitam à sua volta.

A estabilidade nuclear depende das forças de repulsão e de atração entre as partículas que o compõem. Se a repulsão se sobrepõe à atração, o núcleo desintegra-se emitindo partículas e/ou radiação, enquanto se prevalecer a atração, o núcleo é estável. O processo pelo qual os isótopos instáveis se decompõem espontaneamente até atingirem uma configuração nuclear estável é designado por decaimento radioativo.

O decaimento radioativo consiste, assim, na transformação de um isótopo instável, também chamado radioativo ou isótopo-pai, num isótopo estável radiogénico (ou isótopo-filho) de número atómico e/ou massa atómica diferentes. Os principais mecanismos de decaimento radioativo são: a) o decaimento alfa b) o decaimento beta; c) o decaimento por captura electrónica e d) a fissão nuclear (FAURE, 1986).

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, o número de átomos do isótopo-pai instável que se desintegra por unidade de tempo é proporcional ao número de átomos desse isótopo remanescente no sistema ao fim do tempo t (Faure, 1986). Com base neste pressuposto, foi possível deduzir a lei fundamental do decaimento radioativo que é traduzida pela seguinte equação:

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

Onde:

D - o número de átomos do isótopo-filho presentes no sistema ao fim do tempo t .

D_0 - o número de átomos do isótopo-filho presentes originalmente no sistema ($t=0$).

N - quantidade de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo t .

λ - constante de decaimento.

Como a velocidade de decaimento radioativo é constante e não é afetada nem por variações nas condições de pressão e temperatura, nem pelas reacções químicas em que os isótopos estão envolvidos, pode usar-se a razão entre o número de átomos do isótopo-pai e do isótopo-filho de uma rocha ou mineral para determinar a sua idade absoluta, desde que a constante de decaimento (λ) seja conhecida.

Além da sua aplicação na datação de rochas e minerais (Geocronologia), os isótopos têm vindo a ser cada vez mais utilizados, sobretudo nas últimas décadas, como traçadores de processos geoquímicos (Geoquímica Isotópica). Dos vários sistemas isotópicos com aplicação em Geologia, os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd estão entre os que fornecem informação mais relevantes sobre a natureza das fontes e processos envolvidos na génese de rochas e minerais.

7.1.2 Sistema Rb-Sr

O rubídio (Rb) é um metal alcalino (grupo IA) que substitui o potássio (K) na estrutura cristalina dos feldspatos e das micas. Tem dois isótopos naturais: o isótopo estável ^{85}Rb com uma abundância de 72,17%; e o isótopo ^{87}Rb que é radioativo e tem uma abundância de 27,83% (DICKIN, 1995). O ^{87}Rb decai para ^{87}Sr por emissão de uma partícula β .

O estrôncio (Sr) é um metal alcalino-terroso (grupo IIA) que, por ter uma valência igual à do cálcio (Ca^{2+}) e um raio iónico semelhante, é incorporado na estrutura cristalina de vários minerais ricos em Ca (ex: plagioclásio, apatita, calcita). Para além do isótopo radiogénico ^{87}Sr , este elemento possui mais três isótopos estáveis: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{88}Sr .

O decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr constitui a base do método de datação Rb-Sr. O crescimento do estrôncio radiogénico num mineral/rocha contendo rubídio pode ser traduzido pela seguinte equação derivada da lei da radioatividade (FAURE, 1986):

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{total} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{inicial} + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right) (e^{\lambda t} - 1)$$

^{87}Sr - número total de átomos do isótopo-filho (^{87}Sr) presentes na amostra atualmente;

$^{87}\text{Sr}_0$ - número de átomos do isótopo-filho (^{87}Sr) que existiam quando a rocha ou mineral se formaram;

^{87}Rb - número de átomos do isótopo-pai (^{87}Rb) presentes na amostra atualmente;

^{86}Sr - número de átomos do isótopo estável ^{86}Sr ;

λ - constante de decaimento.

Por questões de facilidade de medição, os valores de ^{87}Sr , $^{87}\text{Sr}_0$ e ^{87}Rb são normalizados para o isótopo estável ^{86}Sr que não é produzido durante o decaimento radioativo. A constante de decaimento para o par isotópico $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ tem um valor de $1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹, equivalente a um tempo de meia vida de 48 Ga (NEUMANN & HUSTER, 1976).

7.1.3 Sistema Sm-Nd

O samário (Sm) e o neodímio (Nd) são terras raras leves. Ocorrem, sobretudo, em substituição dos elementos maiores na estrutura cristalina de minerais como os feldspatos, anfibólios, granada, monazita, zircão, apatita, etc. O samário tem 5 isótopos naturais estáveis e dois radioativos (^{147}Sm e ^{148}Sm), enquanto o neodímio tem 7 isótopos naturais, um dos quais é radiogênico (^{143}Nd) e resulta do decaimento do ^{147}Sm por emissão de uma partícula α .

A equação fundamental do decaimento radioativo aplicada a este sistema é traduzida pela seguinte relação (FAURE, 1986):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)(e^{\lambda T} - 1)$$

Onde:

^{143}Nd - número total de átomos do isótopo-filho presentes na amostra atualmente;

$^{143}\text{Nd}_0$ - número de átomos do isótopo-filho que existiam quando a rocha ou mineral se formou;

^{147}Sm - número de átomos do isótopo-pai presentes na amostra atualmente;

^{144}Nd - número de átomos do isótopo estável ^{144}Nd

λ - constante de decaimento.

Tal como no caso do sistema Rb-Sr, as quantidades de átomos dos isótopos pai e filho (^{147}Sm , ^{143}Nd , $^{143}\text{Nd}_0$) são normalizados para o isótopo estável ^{144}Nd . A constante de

decaimento para este sistema isotópico é de $6,54 \times 10^{-12}$ anos⁻¹, que corresponde a um tempo de meia vida de 106 Ga (LUGMAIR & MARTI, 1978).

7.1.4 Geoquímica isotópica Sr-Nd

O comportamento dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd ao longo do tempo geológico é hoje bem conhecido, permitindo, em muitas situações, estabelecer constrangimentos sobre a proveniência das rochas e a natureza dos processos envolvidos na sua petrogénese.

Quando a Terra se formou, há aproximadamente $4,6 \times 10^9$ anos, a mesma constituiu um reservatório uniforme com razões Rb/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ idênticas às dos outros materiais do sistema solar. Em fases subsequentes da evolução do planeta, a crosta diferenciou-se do manto e o Rb, devido ao seu carácter mais incompatível do que o do Sr, foi extraído ao manto e adicionado à crosta, enquanto o Sr ficou mais enriquecido no manto. Com o decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr , as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentaram em ambos os reservatórios, mas as composições isotópicas dos materiais crustais ($> \text{Rb/Sr}$) foram-se tornando progressivamente mais radiogénicas do que as das rochas mantélicas ($< \text{Rb/Sr}$).

Como os coeficientes de partilha (K_D) do Sm para as paragéneses mantélicas são significativamente mais altos do que os do Nd, o sistema Sm-Nd seguiu uma trajectória inversa, levando à retenção do Sm no manto e à incorporação do Nd na crosta. Com a desintegração do $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sofreram um incremento muito mais pronunciado nas rochas mantélicas (razões Sm/Nd mais elevadas) do que nas rochas crustais (razões Sm/Nd mais baixas).

Os estudos isotópicos em condritos e rochas lunares permitiram determinar as razões Rb/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no manto primordial, antes da diferenciação da crosta. Com base nestes valores, podem comparar-se as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de qualquer amostra com as do manto primordial, num qualquer tempo t . Para o efeito, usa-se, em geral, o parâmetro épsilon (ϵ) introduzido por De Paolo e Wasserburg (1976):

$$\epsilon_{\text{Sr}(t)} = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Amostra}(t)}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}(t)}} - 1 \right] \times 10^4 \quad \epsilon_{\text{Nd}(t)} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Amostra}(t)}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10^4$$

Nesta equação, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR}}$ referem-se aos valores determinados para o manto primordial a partir da análise de meteoritos acondríticos basálticos e amostras lunares

(*Uniform Reservoir – UR*). Já as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ foram obtidas em meteoritos condríticos (*Chondritic Uniform Reservoir – CHUR*).

Conjugando os dados isotópicos Sr-Nd obtidos em rochas basálticas, verificou-se que o manto é extremamente heterogêneo, incluindo vários tipos de reservatórios. As zonas do manto envolvidas em processos de fusão parcial prévios (*manto empobrecido*) tendem a apresentar valores positivos de ϵNd e negativos de ϵSr . Por outro lado, as assinaturas isotópicas dos reservatórios mantélicos pouco fraccionados e/ou primitivos aproximam-se da composição do manto homogêneo primordial (*Bulk Earth*). Já as zonas do manto afetadas por processos de metassomatismo/injeção de material crustal (*manto enriquecido*) possuem razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ baixas e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variáveis, ao passo que os efeitos da contaminação do manto com crosta oceânica antiga alterada (manto *HIMU*) se refletem em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ intermédias.

Em contraste, a crosta continental superior é caracterizada por razões Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ claramente inferiores às do manto, pelo que todos os magmas resultantes da fusão parcial de protólitos crustais antigos se distinguem claramente dos de origem mantélica pelos seus valores positivos de ϵSr e fortemente negativos de ϵNd .

7.1.5 Idades modelo (T_{DM})

O cálculo das idades-modelo permite estimar o tempo decorrido desde que uma dada rocha crustal se separou do manto. Partindo do pressuposto que a razão Sm/Nd da rocha não se modificou desde que esta foi extraída do seu reservatório-fonte, pode determinar-se a sua idade-modelo usando um dos seguintes modelos:

- O modelo CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*), em que a idade modelo T_{CHUR} mede o intervalo de tempo que decorreu desde que a razão isotópica da rocha era igual à do reservatório condrítico uniforme;
- O modelo do manto empobrecido (*Depleted Mantle - DM*), em que a idade modelo T_{DM} se refere ao tempo decorrido desde que a rocha tinha uma composição isotópica igual à deste reservatório mantélico (DE PAOLO, 1981).

Uma vez que as regiões do manto a partir das quais se gerou a crosta continental ficaram enriquecidas em Sm ($> \text{Sm}/\text{Nd}$) relativamente ao CHUR, as idades T_{DM} fornecem uma melhor aproximação da idade do episódio de extração crustal. Por isso, têm sido mais utilizadas que as idades T_{CHUR} (DICKIN, 2005). A sua determinação é feita recorrendo à seguinte

expressão:

$$T_{DM} = \left(\frac{\ln}{\lambda} \right) \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}} \right]$$

7.2 Resultados isotópicos Sr-Nd

Entre os litotipos estudados, selecionaram-se amostras de mesossomas, leucossomas e granitos sin-D₂ e analisaram-se as suas composições isotópicas nos pares Rb-Sr e Sm-Nd.

De acordo com a bibliografia mais recente, a idade da fase extensional varisca (D₂) e consequente migmatização, em setores próximos ao estudado, terá ocorrido por volta dos 320 Ma (e.g. VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 2007; RUBIO PASCUAL *et al.*, 2013; GOMES *et al.*, 2015; LOPEZ-MORO *et al.*, 2018). Por esse motivo, optou-se por usar essa idade (320 Ma) para calcular as razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd e os valores de εSr_i e εNd_i das amostras selecionadas. Os resultados obtidos são apresentados Tabela 3.

Tabela 3 – Intervalos de variação das razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd e dos valores de εSr e εNd nos diferentes litótipos estudados. As respetivas idades TDM são apresentadas na última coluna.

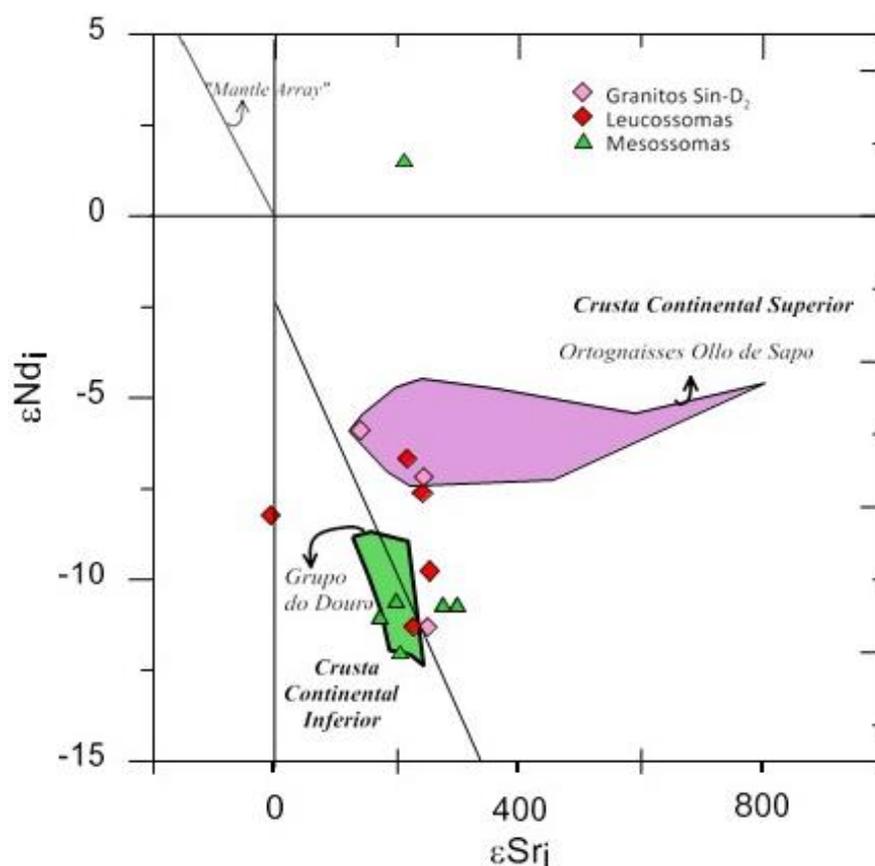
Litotipos	Idade de referência	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	εSr _i	εNd _i
<i>Mesossomas</i>	320 Ma	0,718131	0,511605	171,27	-15,37
		0,725242	0,512299	299,86	1,43
<i>Leucossomas</i>	320 Ma	0,703748	0,511647	-5,39	-11,30
		0,721235	0,511834	256,81	-7,65
<i>Granitos Sin-D₂</i>	320 Ma	0,714178	0,511647	142,73	-11,30
		0,721794	0,511922	250,90	-5,93

Fonte: Elaborada pelo autor.

Todas as amostras analisadas, à exceção de um leucossoma (FD92e) e um mesossoma (FD15), apresentam valores positivos de εSr₃₂₀ e valores muito negativos de εNd₃₂₀. Essas amostras projetam-se no quadrante inferior direito do diagrama de correlação εSr vs εNd (DE PAOLO & WASSERBURG, 1976) refletindo a participação de fontes supracrustais com longos tempos de residência na petrogénese dos fundidos anatóxicos gerados durante o evento de anatexia (Figura 93).

Apesar de haver dispersão nos valores de ϵ_{Nd} , entre as amostras analisadas, a dispersão nos valores de ϵ_{Sr} é mais acentuada. Isto prende-se pelo facto do sistema isotópico Rb- Sr ser mais suscetível a perturbações causadas por eventos tardios (ex: ação de fluídos metamórficos e ou hidrotermais).

Figura 93 – Projeção das amostras analisadas no diagrama $\epsilon_{Sr_{320}}$ vs $\epsilon_{Nd_{320}}$ de De Paolo e Wasserburg (1976). Os campos a verde e a roxo representam as composições do Grupo do Douro e dos Ortognaisses Olo de Sapo, respetivamente.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Em certas situações poderão obter-se valores de ϵ_{Sr} geologicamente irrealistas, como é o caso do leucossoma FD92e ($\epsilon_{Sr} = -5,39$). Contrariamente, o sistema isotópico Sm-Nd é muito menos sensível aos processos de interação rocha-fluído, sendo um ótimo parâmetro para discriminar fontes envolvidas na petrogénese de fundidos anatóticos.

Mesmo assim, existe um mesossoma (FD15) que se destaca dos restantes, por apresentar um valor de ϵ_{Nd} positivo ($\epsilon_{Nd} = 1,43$). A amostra em questão apresenta uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,12$ ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,13$), o que indica que poderá ter sofrido fracionamento

isotópico durante o metamorfismo e ou a fusão parcial, o que levaria a uma modificação da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Em alternativa, o enriquecimento em minerais que incorporam terras raras leves, poderá ser responsável pelo aumento desta razão e consequentemente levar ao aumento do valor ϵNd . Esta segunda hipótese poderá ser considerada, uma vez que este mesossoma contém cristais de apatita bem desenvolvidos (KD positivo para Sm e Nd), identificados na análise petrográfica.

Mesmo assim, é importante considerar que esta amostra poderá se tratar de um paleossoma, intercalado nas rochas migmatíticas, com um menor tempo de residência na crosta e com uma paragénese de maior afinidade com o manto (?).

De modo a avaliar as potenciais fontes envolvidas na génese dos leucossomas e granitos sin-D₂, projetaram-se, em conjunto, os valores ϵSr e ϵNd de amostras de metassedimentos do Grupo do Douro e ortognaisses Ollo de Sapo disponíveis na literatura (Amostras do Grupo do Douro de Teixeira (2008) e Lopez Plaza *et al.*, (2004); Amostras de ortognaisses Ollo de Sapo de Talavera (2013) e Montero *et al.*, (2017)) (Figura 93).

Os mesossomas possuem composições isotópicas semelhantes às dos metassedimentos do Grupo do Douro, o que permite interpretá-los como os seus equivalentes em alto grau metamórfico. Já os leucossomas e os granitos sin-D₂ possuem composições isotópicas variáveis (nomeadamente nos valores de ϵNd), que tanto se sobrepõem às dos mesossomas e Grupo do Douro, como às dos ortognaisses Ollo de Sapo. Como a geoquímica de rocha total sugeriu, deverão ser os metassedimentos do Grupo Douro, as principais fontes envolvidas na fusão parcial e geração de magmas anatóticos durante o evento Varisco. Contudo, não se pode descartar que estes fundidos anatóticos se tenham misturado, em parte, com *melts* provenientes da fusão dos ortognaisses glandulares da região (equivalentes aos ortognaisses Ollo de Sapo). Esta condição explicaria os valores de ϵNd menos negativos, obtidos em alguns fundidos anatóticos.

7.2.1 Idades Modelo (T_{DM})

Com base nos dados isotópicos de Nd, calcularam-se as idades modelo (T_{DM}) para as amostras analisadas. É importante mencionar que algumas das amostras apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,12$, o que de acordo com a literatura, indica que poderá ter ocorrido fracionamento isotópico. O cálculo dos T_{DM} , nesta situação, produz idades geologicamente irrealistas. No entanto, a maioria das amostras com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,12$, que não excedem os 0,14, geram idades modelo T_{DM} que estão dentro do intervalo documentado na literatura, pelo que se optou por incluí-las nesta discussão.

Para além dos litotipos analisados, também se incluem na Tabela 4, as idades T_{DM} obtidas, por diferentes autores, em metassedimentos do Grupo do Douro e em ortognaisses Ollo de Sapo.

Tabela 4 – Idades modelo T_{DM} dos litotipos analisados. No conjunto, apresentam-se também as idades modelo T_{DM} , extraídas da literatura, que foram obtidas em metassedimentos do Grupo do Douro e em ortognaisses Ollo de Sapo.

Litotipos	T_{DM} (Ga)
Mesossomas	1,69
Amostra FD15	1,82
	0,9
Leucossomas	1,63
	1,84
Granitos Sin- D_2	1,64
	1,81
Grupo do Douro	1,49
In Teixeira (2008), Lopez-Moro <i>et al.</i> , (2004)	1,68
	1,88
Ortognaisses Ollo de Sapo	1,42
In Talavera (2003) e Montero <i>et al.</i> , (2017)	1,8

Fonte: Elaborada pelo autor.

A maioria dos mesossomas possui idades T_{DM} que se assemelham às obtidas em metassedimentos do Grupo do Douro, o que permite concluir que estes sejam os prováveis protólitos dos metatexitos de Bemposta. O mesossoma com o valor positivo de ϵNd forneceu uma idade T_{DM} de 0,9 Ga, o que a torna na amostra mais juvenil entre todas as analisadas.

Quanto aos leucossomas e granitos, estes apresentam um intervalo amplo de Idades T_{DM} (1,63-1,84), que tanto se sobrepõe às idades T_{DM} obtidas no Grupo do Douro como às idades T_{DM} dos Ortognaisses *Ollo de Sapo*. Apesar dos fundidos anatéticos intercalados no

CMB terem derivado, em grande parte, da fusão parcial de materiais metassedimentares com composições análogas às do Grupo do Douro, as idades T_{DM} podem sugerir a participação de fundidos derivados da fusão parcial de ortognaisses.

De modo a investigar a hipótese da contribuição de fundidos anatéticos derivados da fusão parcial de ortognaisses, terão de ser analisadas as composições isotópicas de rochas ortoderivadas e leucossomas associados que afloram na região. A este lote de amostras a ser analisado, deveria se incluir mais amostras de granitos e leucossomas, de modo a criar um leque de amostragem mais amplo e representativo.

Se a mistura de *melts* anatéticos tiver ocorrido, essa hipótese também pode ser explorada através da datação de zircões de leucossomas e granitos da região. Para isso, as heranças destas rochas deverão conter zircões com idades equivalentes às dos precursores magmáticos dos Ortognaisses.

7.3 O Sistema U-Pb

O urânio (U) é um elemento químico que pertence aos actínídeos (grupo VIIB). Apesar de ocorrer em proporções muito baixas tanto em rochas mantélicas como crustais, o U encontra-se presente em minerais acessórios como o zircão, a esfena e a monazite. O zircão é o mineral mais utilizado em datações pelo método U-Pb, uma vez que está presente numa grande variedade de rochas, apresenta elevadas temperaturas de fecho para o sistema isotópico U-Pb ($> 800^{\circ}\text{C}$) e não incorpora Pb comum na sua estrutura.

O Urânio tem três isótopos naturais (^{238}U , ^{235}U e ^{234}U) e todos eles são radioactivos. O decaimento do ^{238}U e do ^{235}U é complexo, originando cadeias de isótopos intermédios, também radioactivos, que se desintegram para isótopos estáveis de chumbo (^{206}Pb e ^{207}Pb). O chumbo é um elemento do grupo IVA e possui quatro isótopos naturais, o ^{208}Pb , o ^{207}Pb e o ^{206}Pb , originados por decaimento dos isótopos de urânio e de tório. O ^{204}Pb , também referido como “Pb comum” não é radiogénico nem radioactivo.

O decaimento do ^{238}U para ^{206}Pb e do ^{235}U para ^{207}Pb é traduzido pelas seguintes equações:

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda t} - 1)$$

Usando o ^{204}Pb não radiogénico como isótopo estável de referência, estas equações podem ser escritas sob a forma:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{206}\text{Pb}_0}{{}^{204}\text{Pb}_0} + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{207}\text{Pb}_0}{{}^{204}\text{Pb}_0} + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

em que ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ são as razões isotópicas de chumbo actuais, ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_0$ e ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_0$ as razões iniciais, ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ as razões isotópicas do urânio actuais e λ_1 e λ_2 as constantes de decaimento do ${}^{238}\text{U}$ e do ${}^{235}\text{U}$, respetivamente.

Resolvendo as duas equações em ordem ao tempo (t), obtém-se:

$$t = \frac{1}{\lambda_1} \ln \frac{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0}{\frac{{}^{238}\text{Pb}}{204\text{Pb}}} + 1$$

$$t = \frac{1}{\lambda_2} \ln \frac{({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0}{\frac{{}^{235}\text{Pb}}{204\text{Pb}}} + 1$$

Assumindo que o ${}^{206}\text{Pb}^*$ e o ${}^{207}\text{Pb}$ representam apenas os isótopos de origem radiogénica (${}^{206}\text{Pb}^* = {}^{206}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}_0$ e ${}^{207}\text{Pb}^* = {}^{207}\text{Pb} - {}^{207}\text{Pb}_0$), as equações anteriores passarão a ser expressas por:

$${}^{206}\text{Pb}^* = {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$${}^{207}\text{Pb}^* = {}^{235}\text{U}(e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Resolvendo estas equações em ordem ao tempo obtém-se o seguinte:

$$t = \frac{1}{\lambda_1} \ln \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{238\text{U}} + 1 \right)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_2} \ln \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{235\text{U}} + 1 \right)$$

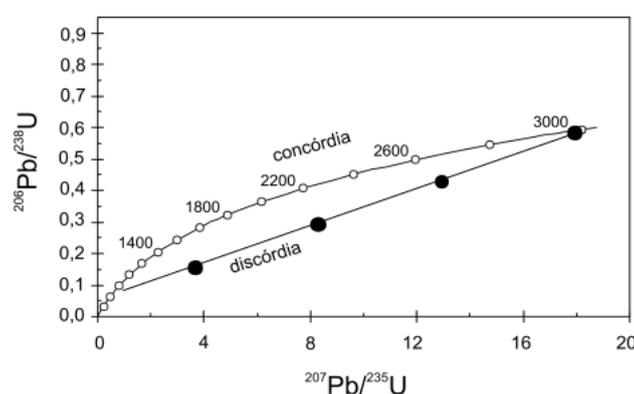
Tendo em conta que a razão ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}$ tem um valor constante de 137,82 em quase todas as rochas crustais (Hiess *et al.*, 2012), é possível calcular ainda a idade ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{207}\text{Pb}^*$ através da medição das razões ${}^{206}\text{Pb}/{}^{207}\text{Pb}$, o que constitui uma das características importantes do sistema isotópico U-Pb:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{206}\text{Pb}^*} = 1/137,82 \frac{e^{\lambda_1 t} - 1}{e^{\lambda_2 t} - 1}$$

Se o mineral se comportar como um sistema fechado, as idades ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{235}\text{U}$, ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$ e ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{207}\text{Pb}^*$ deverão ser idênticas (concordantes). Porém, em muitos casos, os minerais perdem ou ganham U, Pb ou isótopos intermédios das duas cadeias, provocando uma

discrepância entre as idades $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. Para contornar este problema recorre-se frequentemente à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que não é tão sensível a perdas recentes de chumbo (ou ganhos de urânio). As análises isotópicas obtidas pelo método U-Pb são geralmente apresentadas em diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, nos quais se projecta uma curva, designada por Concórdia (Wetherill, 1956). A Concórdia representa a curva de evolução isotópica ao longo do tempo de um sistema ideal que tenha permanecido fechado. Quando as idades $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ são concordantes, a amostra projeta-se num ponto sobre a Concórdia que representa a sua idade (Figura 94).

Figura 94: Exemplo de um diagrama de uma curva concórdia (Sato et al., 2008).



Quando as amostras se projetam abaixo da linha da concórdia são designados de discordantes, o que indica que houve perturbações no sistema e este não se manteve fechado. A discordância pode também refletir a existência de uma ou mais componentes herdadas, i.e., mistura de grãos formados em eventos cronologicamente distintos ou até a presença de domínios com idades diferentes num único cristal.

Devido à grande mobilidade do Pb (mais do que o U) em fluidos metamórficos e hidrotermais, sistema abre, constituindo um processo conhecido por perda de chumbo. As elevadas quantidades de radiação acumuladas nos grãos de zircão pelo decaimento do urânio provocam frequentemente a danificação da sua estrutura cristalina (metamitização), levando a perdas parciais ou totais de Pb.

Nestas situações, é possível ajustar uma linha reta aos pontos discordantes (Discórdia), cuja intersecção superior com a Concórdia dá uma estimativa da idade de cristalização do mineral, enquanto a intersecção inferior indica o tempo decorrido desde o último episódio de perda de Pb ou ganho de U (Figura 94).

7.4 Apresentação do artigo II

O artigo II publicado no periódico *The Canadian Mineralogist* Vol. 58, pp. 847-861 (2020) DOI: 10.3749/canmin.2000015, intitulado “SHRIMP U-Pb ages and REE patterns for zircon from an anatectic variscan two-mica granite from the Bemposta Migmatite Complex (Central Iberian Zone), é apresentado neste capítulo. É exposto aqui na íntegra (com todas as figuras e referências), de acordo com o que foi submetido e aceite no periódico.

SHRIMP U-Pb ages and REE patterns for zircons from an anatectic Variscan two-mica granite from the Bemposta Migmatite Complex (Central Iberian Zone)

Martins, F.^{1,2*}, Azevedo, M.R.¹, Valle Aguado, B.¹, Gomes, M.E.³,
Tassinari, C.⁴, Nogueira Neto, J.²

¹ University of Aveiro, Department of Geosciences; Research Unit GeoBioTec (UIDB/04035/2020), Campus Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal.

² Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geologia, Campus do Pici, Bloco 912, 60455-760, Fortaleza, CE, Brasil.

³ University of Trás-os-Montes and Alto Douro, Department of Geology, Quinta de Prados, 5000-801 Vila Real, Portugal, Centro de Geociências.

⁴ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-900 São Paulo, SP, Brasil.

Corresponding author:

*fabioamartins@ua.pt

Highlights

- The Variscan Bemposta Migmatite Complex;
- Anatectic granite;
- New U-Pb age constraints for crustal anatexis in the Iberian Variscan Belt;
- Zircon trace element compositions.

ABSTRACT

The Variscan Bemposta Migmatite Complex (BMC) in northern Portugal (Central Iberian Zone) is a NE-SW trending high-grade metamorphic core complex, comprising upper-amphibolite- to low-granulite facies metapelites and metagreywackes of Ediacaran-Cambrian age and subordinate Ordovician orthogneisses showing evidence of intense migmatization.

The available petrological data indicate that these rocks reached peak metamorphic conditions at the end of the first Variscan contractional deformation event (D_1), followed an isothermal decompression path during D_2 crustal extension and underwent subsequent retrogression during D_3 shearing.

The whole BMC complex hosts numerous concordant intrusive bodies (several meters thick sheets) of syn- D_2 two-mica granites, genetically linked to the leucosomes, suggesting that the emplacement of these magmas was synchronous with core complex extension.

U–Pb SHRIMP ages obtained in zircons from one of these syn- D_2 tabular plutons (Faia d'Água Alta granite) yielded a crystallization age of 324 ± 3 Ma providing a good estimate for the age of the D_2 -anatectic event in the region.

Keywords: Bemposta Migmatic Complex, Faia d'Água Alta syn- D_2 granite, SHRIMP U-Pb zircon ages.

1 INTRODUCTION

The role of partial melting and magma storage in the crust during orogeny are critical issues for better understanding the evolution of orogenic belts. Field and petrographic evidence from migmatite terranes reveals that muscovite and biotite fluid-absent melting reactions are the main melt-generating reactions during high-grade regional metamorphism of pelitic and semipelitic rocks (e.g. Taylor *et al.*, 2014). This is strongly supported by the results from fluid-absent partial melting experiments using similar, fertile sedimentary starting materials (e.g. Vielzeuf & Holloway, 1988; Patiño Douce & Johnston, 1991; Montel & Vielzeuf, 1997; Patiño Douce & Harris, 1998; Pickering & Johnston, 1998) and phase equilibria modelling (e.g. White *et al.*, 2001; Korhonen *et al.*, 2010; Yakymchuk & Brown, 2013).

As documented by Yakymchuk & Brown (2014), some zircons from high-grade metamorphic rocks (metapelites and metagreywackes) are expected to survive the prograde evolution to peak temperature and subsequent isothermal decompression of both types of

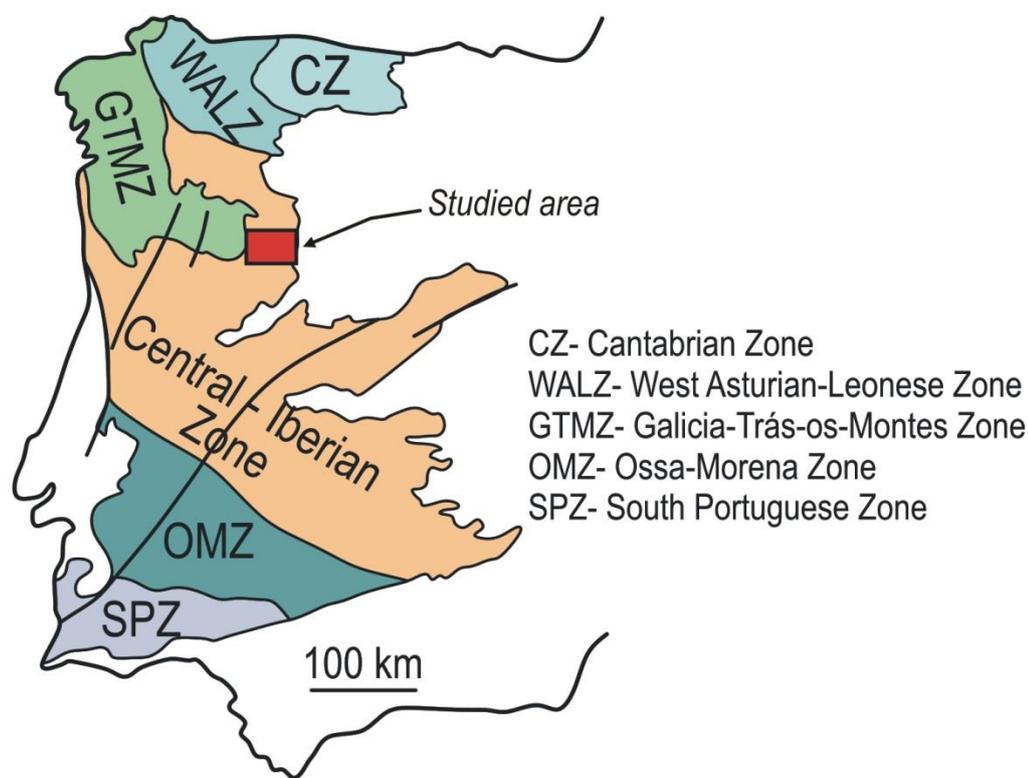
protoliths, whilst, by contrast, zircons from leucosomes in migmatites and anatectic granites are generally newly formed crystals with minimal inherited components. The ages retrieved from zircons from leucosomes and anatectic granites may therefore provide important constraints on the timing of crustal melting events (migmatization) operating in the deep crust during orogenesis (e.g. Yakymchuk & Brown, 2014; Rubatto, 2017).

In this work, we present a new SHRIMP U-Pb zircon age for an anatectic two-mica granite from the Variscan Bemposta Migmatite Complex in northern Portugal. The granite emplacement age obtained in this study will be compared to the available geochronological data for leucosomes from other well-known anatectic complexes and late-tectonic discordant plutonic bodies in order to best precise the age relationships between deformation, metamorphism, crustal melting and late-stage granite plutonism in this sector of the Iberian Variscan belt.

2 REGIONAL GEOLOGY

The Variscan Belt of Western Europe was formed at the end of Paleozoic as a result of oblique convergence between Laurussia (Laurentia + Baltica) and Gondwana continents (e.g. Matte 1986, 2001; Franke *et al.*, 2000; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Kroner and Romer, 2013; Stampfli *et al.*, 2013; Von Raumer *et al.*, 2013; Dias *et al.*, 2016 and references therein). Exposures of these terranes in Iberia constitute the so-called Iberian Massif, which includes the following major tectonic zones from north to south: Cantabrian, West Asturian-Leonese, Galicia-Trás-os-Montes, Central-Iberian, Ossa-Morena and South Portuguese Zones (Figure 95).

Figure 95 – Major geotectonic zones of the Iberian Massif according to Vera (2004) showing the location of the studied area.



Fonte: Vera (2004).

The study area is located in the northwestern sector of the Central Iberian Zone (CIZ), close to the contact with the Galicia-Trás-os-Montes Zone (GTMZ). The GTMZ comprises a nappe stack of allochthonous units juxtaposed onto a series of thrust sheets collectively referred to as the parautochthonous domain (e.g. Farias *et al.*, 1987; Ribeiro *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1996; Dias da Silva *et al.*, 2015). Directly underlying the GTMZ accreted terranes, the autochthonous basement of the CIZ consists of highly deformed and metamorphosed rocks of Neoproterozoic and Paleozoic age intruded by large volumes of syn-, late- and post-tectonic Variscan granites (e.g. Arenas *et al.*, 1986, 2014; Ribeiro *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009; 2014; Díez Fernández and Arenas, 2015; Dias da Silva *et al.*, 2016; Díez Fernández and Pereira, 2016).

Variscan deformation in the CIZ involved an initial event of folding, thrusting and crustal thickening (D_1), followed by crustal extension and doming (D_2) and, at a later stage, subhorizontal shortening (D_3) related to strike-slip tectonics (e.g. Escuder Viruete *et al.*, 1994, 1998; Díez Balda *et al.*, 1995; Valle Aguado *et al.*, 2005; Díez Fernández *et al.*, 2012; 2013; Díez Fernández and Pereira, 2016).

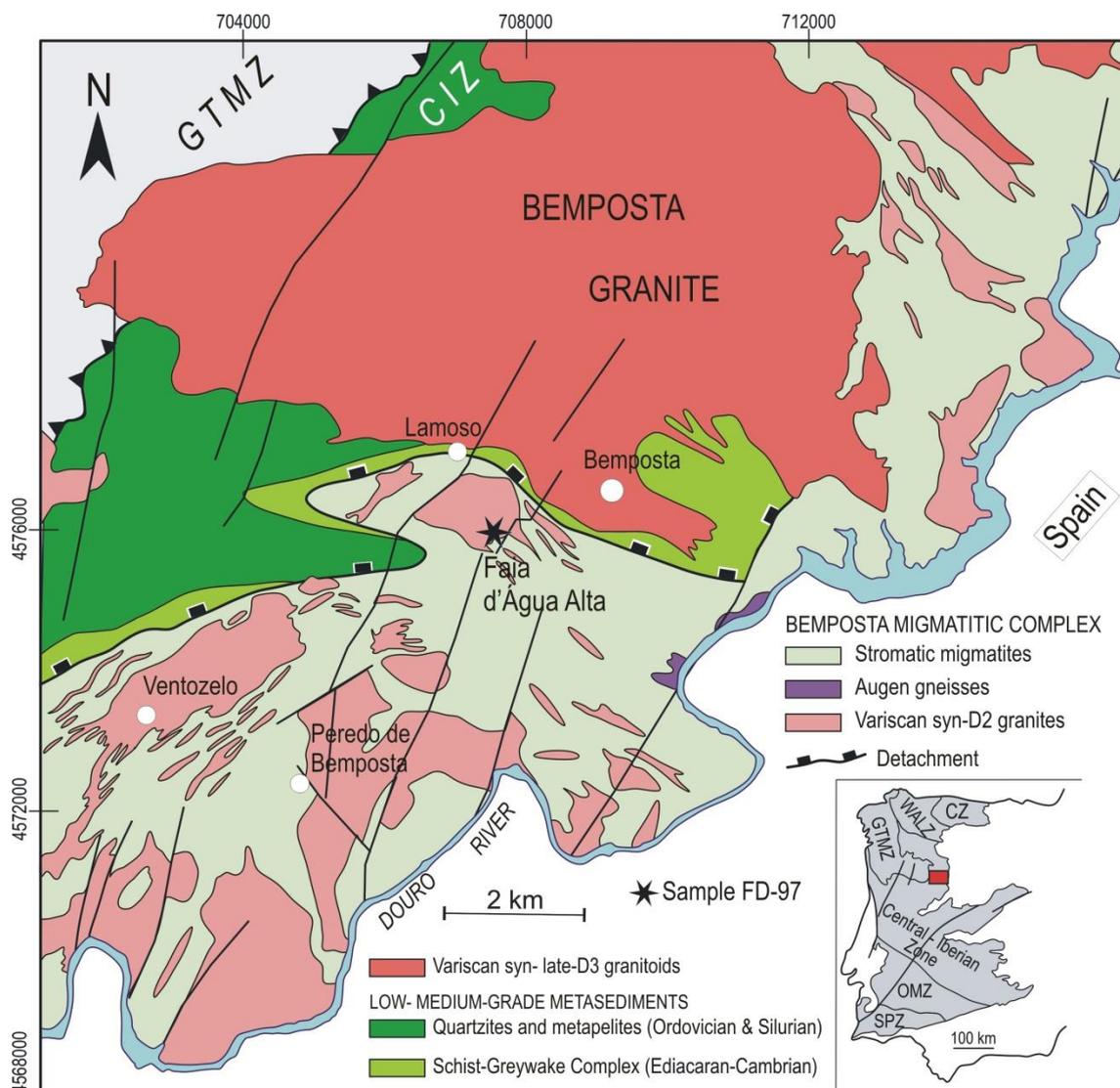
In the CIZ, regional metamorphism ranges from low-grade to partial melting conditions. High-grade metamorphic rocks (including migmatite), exposed in the cores of D₂ domal structures, record a component of isothermal decompression, in contrast to the mantling metasediments of lower metamorphic grade. On broad terms, the available petrological data indicate that the high-grade metamorphic rocks from the CIZ preserve evidence of a clockwise P–T evolution, which started with a Barrovian-type prograde metamorphic event coeval with D₁ crustal thickening. At deep crustal levels, peak metamorphic conditions commonly reached ca. 0.6 - 0.8 GPa and 750°C - 850°C (e.g. Díez Balda *et al.*, 1995; Escuder Viruete *et al.*, 1997; Valle Aguado *et al.*, 2005; Rubio Pascual *et al.*, 2013; Díez Fernández and Pereira, 2016). During the exhumation stage (D₂), decompression from peak pressures of 0.6 - 0.8 GPa to re-equilibration pressures of \cong 0.4 GPa occurred at nearly isothermal conditions (e.g. Barbero and Villaseca, 1992; Escuder Viruete *et al.*, 1997; 1998; Valle Aguado *et al.*, 2005; Castiñeiras *et al.*, 2008). Isobaric cooling and retrograde metamorphic reactions took place at the end of D₂ and continued during D₃ shearing, allowing the crystallization of previously formed anatectic melts and culminating with the emplacement of several suites of syn-late-D₃ granitoids (e.g. Escuder Viruete *et al.*, 1997; 1998; Valle Aguado *et al.*, 2005; Villaseca *et al.*, 2008; Teixeira *et al.*, 2011; Orejana *et al.*, 2012; Costa *et al.*, 2014; Gomes *et al.*, 2014; Díez Fernández and Pereira, 2016; López Moro *et al.*, 2018; Pereira *et al.*, 2018).

Finally, after the main tectonic events, large volumes of late-post-D₃ granite magmas intruded into the Variscan continental crust, strongly overprinting its previous tectono-metamorphic history (e.g. Ferreira *et al.*, 1987; Dias *et al.*, 1998, 2002; Fernández Suárez *et al.*, 2000, 2011; Azevedo *et al.*, 2005; Villaseca *et al.*, 2009; Gutiérrez Alonso *et al.*, 2011; Valle Aguado *et al.*, 2017).

3 THE BEMPOSTA MIGMATITE COMPLEX (BMC)

The Bemposta Migmatite Complex (BMC) in northern Portugal is a NE-SW trending high-grade metamorphic core complex, comprising stromatic metatexites derived mainly from metapelites and metagreywackes of Ediacaran-Cambrian age and, more locally (near the margin of the Douro river), also from Ordovician orthogneisses (Figure 96).

Figure 96 – Simplified geological map of the Bemposta Migmatite Complex showing the location of the Faia d'Água Alta two-mica granite (modified from Dias da Silva 2013). The star indicates the location of the sample used for U-Pb zircon dating (this study). GTMZ – Galicia Trás-os-Montes Zone; CIZ – Central Iberian Zone.



Fonte: Modified from Dias da Silva 2013.

Previous studies in the Bemposta region include regional mapping (1:200,000 scale) by the Geological Survey of Portugal (Pereira, 2000) and a detailed geological investigation in the region by Dias da Silva (2013; 2014), focusing, in particular, the deformational and tectonic relationships within the different structural levels across the area.

Metamorphic conditions in the BMC range from upper-amphibolite- to low-granulite-facies, with metamorphic grade increasing continuously from NW to SE (Dias da

Silva, 2013). To the west, the units of the BMC are juxtaposed against low-grade Neoproterozoic to lower Paleozoic metamorphic sequences through a major low angle extensional syn-D₂ detachment (Figure 96). Metamorphic isograds tend to be parallel to the D₂-detachments (Dias da Silva, 2013).

Migmatitic paragneisses and orthogneisses within the BMC show a conspicuous flat lying S₂ stromatic layering defined by the occurrence of thin cm-scale leucosomes distributed in a “lit par lit” manner within the metasedimentary-derived (and/or orthogneiss-derived) mesosomes. The whole complex also contains numerous concordant intrusive bodies (several meters thick sheets) of syn-D₂ two-mica granites (Figure 96). Field evidence reveal that these wider sheeted felsic plutons follow the structural pattern produced by D₂, but may, in places, cross the foliation and bedding at a low angle indicating an intrusive origin (Morfin *et al.*, 2013). Based on the observed relationships, we conclude that the injection of these melts was synchronous with core complex extension. Their compositions are similar to many of the thinner leucosomes (a discussion of geochemical aspects is in preparation) suggesting a strong genetic link between tabular syn-D₂ granite bodies and leucocratic veins.

Contractional deformation related to D₃ is much less pervasive than D₂ and manifests as locally developed high-strain strike-slip subvertical, NW-SE and ENE-WSW trending, dextral and sinistral shear zones, seen on the scale of metres to tens of metres across both low- and high-grade metamorphic terranes (Dias da Silva, 2013; 2014). Along these shear zones (not shown in the map of Figure 96), the rocks display S-C structures and a steeply dipping S₃ mylonite foliation (Dias da Silva, 2013; 2014).

Finally, the emplacement of km-scale plutons of syn-D₃ two-mica granites, such as the Bemposta granite (Figure 96), showing intrusive crosscutting relationships with D₂ structures and minor internal deformation, marks the final stage of the D₃ tectonic event in the area (Dias da Silva, 2013; 2014; Gomes *et al.*, 2014). Gomes *et al.*, (2014) characterized the Bemposta syn-kinematic granitoids as a highly differentiated peraluminous granite suite (A/CNK = 1.06 - 1.44) generated by partial melting of middle to lower crust metasediments (S-type). U-Pb zircon ages for this granite suite range from 315 to 313 Ma (Gomes *et al.*, 2014), providing chronological constraints for the waning stages of the Variscan orogeny in the studied sector.

4 THE FAIA D'ÁGUA ALTA SYN-D₂ GRANITE

The Faia d'Água Alta granite is one of the numerous syn-D₂ plutons intruded in the BMC metatexites (Figure 96). It occurs as a sub-horizontal m-scale tabular body (Figure 97) concordant with the S₂ stromatic layering of the host metasedimentary-derived metatexites.

Figure 97 – Sub-horizontal tabular body of the Faia d'Água Alta two-mica granite.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Sample FD-97 is representative of the main facies of this intrusive body (Figure 96). It corresponds to a fine-grained, inequigranular, weakly foliated granite with a mineral assemblage dominated by quartz + K-feldspar (microcline) + sodic plagioclase + biotite + muscovite + sillimanite (fibrolite) with subordinate amounts of apatite, zircon, monazite and opaque minerals (Figures 98a-b).

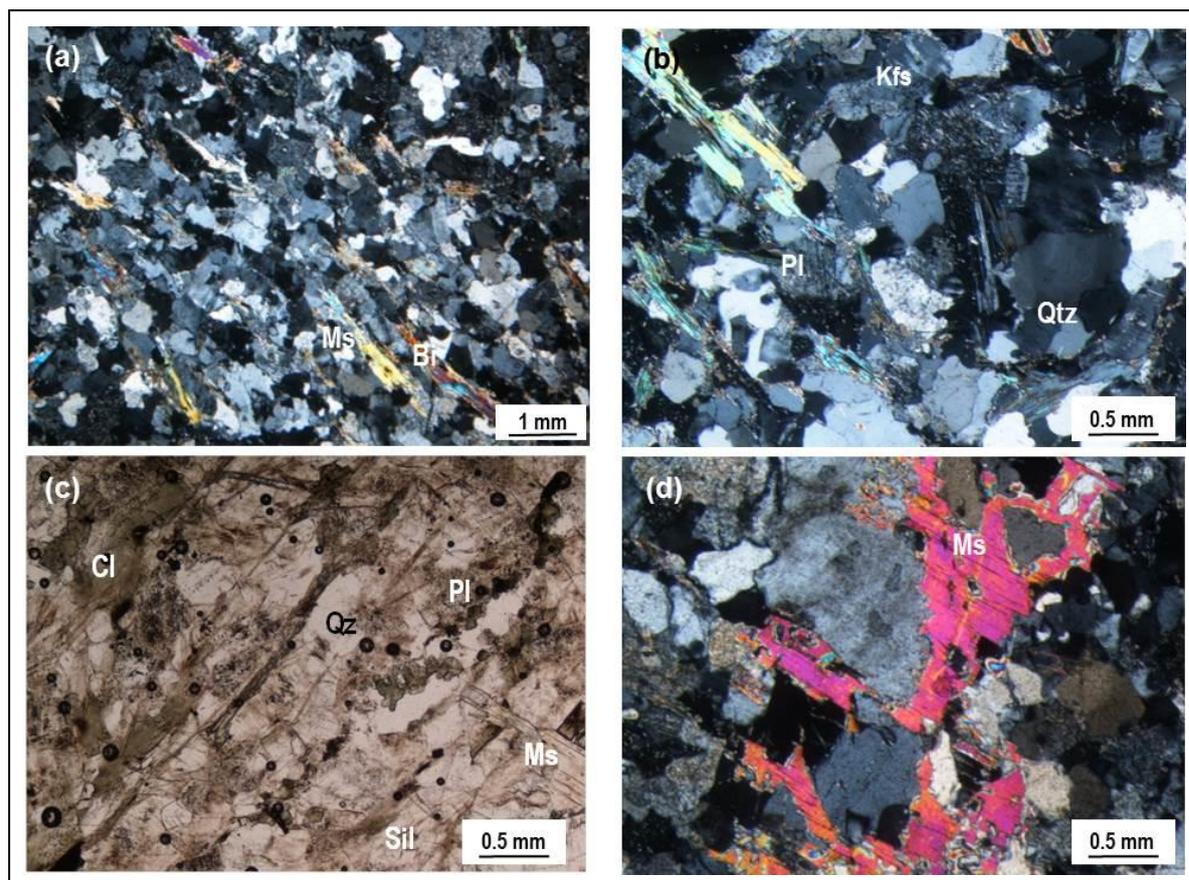
The microstructure of this sample consists of an interlocking framework of subhedral plagioclase crystals filled with interstitial quartz and K-feldspar, interpreted to be a primary igneous texture. Quartz is anhedral and displays weak undulose extinction and some lobate grain boundaries indicating recovery and recrystallization after moderate deformation. K-feldspar (microcline) occurs as interstitial grains with well-developed crosshatch twinning,

whilst plagioclase is mostly subhedral, twinned on the albite polysynthetic law, slightly zoned and strongly altered to sericite (Figure 98b). Both feldspars show, in places, a weak alignment, but evidence of pervasive solid-state deformation is lacking.

Red-brown biotite (< 5 % of rock volume) is extensively replaced by chlorite and occurs in intimate association with fibrolitic sillimanite defining the foliation, which is sub-parallel to the regional S_2 migmatite layering (Figures 98b-c). Given the close resemblance with the lepidoblastic layers found in the adjacent metatexites, much of the biotite and sillimanite found in this leucocratic sill appear to represent disrupted biotite-sillimanite-rich schlieren coming from the metasedimentary host rocks. Muscovite is less abundant than biotite and may form lath-shaped crystals intergrown with biotite or larger isolated flakes of late stage origin overgrowing the other rock forming minerals and crosscutting the main fabric (Figure 98d). Most of the accessory phases (including zircon) occur as inclusions within biotite. Garnet, orthopyroxene and cordierite are absent in the sample examined in this study.

Geochemically, this granite sample is characterized by high silica contents ($SiO_2 = 72\%$), a strong peraluminous character ($A/CNK = 1.24$) and relatively high Ba, Rb, Zr and ΣREE abundances (Ba = 291 ppm; Rb = 321 ppm; Zr = 203 ppm; $\Sigma REE = 229$ ppm).

Figure 98 – Photomicrographs of the microtextures observed in the Faia d’A’ gua granite. (a) Foliation S_2 defined by the preferred orientation of biotite (Bi) and muscovite (Ms) (cross-polarized light). (b) Detail of the fine-grained inequigranular texture showing polycrystalline quartz (Qz) with lobate grain boundaries. Grains of perthitic K-feldspar (Kfs) and sericitized plagioclase (Pl) are also shown (cross-polarized light). (c) Fibrolitic sillimanite (Sil) and biotite, altered to chlorite (Cl), defining the foliation S_2 (plane-polarized light). (d) Flakes of late muscovite overgrowing the other rock forming minerals (cross-polarized light).



Fonte: Elaborada pelo autor.

5 ANALYTICAL TECHNIQUES

Zircons were extracted from one sample of the Faia d’Água Alta granite (FD-97) using conventional density and magnetic techniques, followed by handpicking under binocular microscope. The separated zircon grains were mounted in epoxy resin and then polished. Selection of spots for U-Pb zircon dating was based on the examination of cathodoluminescence (CL) images obtained prior to analysis at Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) of the University of São Paulo (Brasil) (Figure 99).

The analytical procedure for SHRIMP analyses at CPGeo follows that outlined in Sato *et al.*, (2014). U–Pb ratios were calibrated using the 417 Ma TEMORA-2 reference zircon (Black *et al.*, 2004), which was analysed every five determinations. Point-to-point errors, calculated on replicates of the TEMORA-2 standard at 95% confidence interval, range from 0.22 to 0.32% for $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, and from 0.39 to 0.88% for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, depending on the analytical session. Standard SL13 (238 ppm) was used as U composition reference. Data reduction was done using SQUID 1.6 software (Ludwig, 2009) and plotted via ISOPLOT 3 (Ludwig, 2003). Ages reported are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrected for common lead using ^{204}Pb (Table 5). Uncertainties are at 2σ level (95% confidence).

Additional trace element data for zircons were obtained by LA-ICP-MS at the Laboratory of Chemistry of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo (Brazil) and are shown in Table 6.

Figure 99 – Cathodoluminescence images of representative zircon grains from syn-D₂ granite dated in this study with ablation points and corresponding ages.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Table 5 – U-Th-Pb SHRIMP analytical data for zircons from the Faia D'Água Alta two-mica granite (FD-97).

SPOT	U(ppm)	Th(ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^{(1)}$	$\pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^{(1)}$	$\pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{(1)}$	$\pm \%$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age ⁽¹⁾	Disc (%)
11.1	2071	1152	0.57	0.238	33.7	29.3	2.5	0.0506	0.1	33.6	216±5	5
14.1	1412	851	0.62	0.272	31.2	25.8	1.2	0.0509	0.0	31.2	245±3	3
4.1	1457	716	0.51	0.335	15.3	21.5	1.0	0.0523	0.1	15.3	293±3	3
3.1	1913	883	0.48	0.341	29.4	21.2	1.7	0.0523	0.1	29.3	298±5	5
15.1	1199	1363	1.17	0.352	10.0	20.7	1.0	0.0528	0.1	9.9	304±3	3
7.1	1765	1115	0.65	0.364	28.8	19.8	1.3	0.0524	0.0	28.7	317±4	4
10.1	2227	503	0.23	0.377	11.6	19.6	1.9	0.0534	0.2	11.4	321±6	6
6.1	1070	130	0.13	0.387	8.7	19.4	1.0	0.0544	0.1	8.7	324±3	3
1.1	1963	576	0.30	0.375	10.7	19.3	0.9	0.0526	0.1	10.7	325±3	3
8.1	1696	359	0.22	0.379	20.2	19.3	1.0	0.0531	0.1	20.2	326±3	3
5.1	1901	1200	0.65	0.410	10.3	18.2	1.7	0.0540	0.2	10.1	345±6	6
13.1	2490	216	0.09	0.427	1.8	17.3	0.9	0.0536	0.5	1.6	362±3	3
12.1	1573	1342	0.88	0.444	34.4	17.2	1.9	0.0554	0.1	34.3	364±7	7
9.1	1971	214	0.11	0.446	2.2	16.6	0.8	0.0537	0.4	2.1	378±3	3
2.1	2650	681	0.27	0.537	15.8	14.5	1.6	0.0566	0.1	15.7	429±7	7
16.1	3184	387	0.13	0.652	6.9	12.1	1.2	0.0572	0.2	6.7	512±6	6

Fonte: Elaborada pelo autor.

Legenda: * Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Table 6 – Rare earth element (REE) and Ti data for zircons from the Faia D'Água Alta two-mica granite (FD-97).

SPOT	Ti	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
11.1	51.79	430.35	1281.53	238.36	1268.41	590.26	21.25	528.71	83.38
14.1	58.94	449.09	1502.81	433.56	2242.11	1065.23	40.40	889.54	139.58
4.1	69.30	223.7	763.45	135.00	888.02	495.83	19.19	452.52	81.32
3.1	141.21	355.79	640.33	216.91	1228.14	844.82	36.01	708.32	119.04
15.1	81.01	656.46	1590.93	294.98	1517.77	684.24	21.28	608.80	95.9
7.1	257.5	549.59	2201.86	596.69	3446.19	2101.27	82.89	1834.83	271.33
10.1	49.95	251.66	648.22	186.07	1077.88	629.24	27.64	542.65	74.81
6.1	38.76	559.11	689.93	135.64	529.15	157.91	4.76	152.63	32.42
1.1	37.79	69.98	269.88	91.22	560.78	352.32	18.96	383.5	79.97
8.1	16.11	12.00	58.09	10.86	62.67	50.01	1.96	65.21	16.71
5.1	18.05	29.06	84.31	31.84	188.81	118.56	5.97	112.75	18.00
13.1	27.89	52.29	237.93	61.26	404.44	346.22	17.19	361.15	65.41
12.1	58.15	431.41	1045.66	378.65	2011.20	994.13	36.80	797.41	111.57
9.1	11.69	10.76	67.41	17.86	102.20	78.23	4.43	99.86	24.45
2.1	19.38	28.13	158.02	34.63	237.55	203.11	8.65	244.60	53.56

SPOT	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La_N/Yb_N	Eu_N/Eu^*
11.1	464.34	94.27	289.78	44.60	343.73	52.78	0.84507	0.11408
14.1	779.03	157.40	486.16	75.70	576.95	96.34	0.52539	0.12356
4.1	452.8	99.49	300.37	50.06	372.52	59.63	0.40533	0.12172
3.1	597.48	116.97	312.22	46.32	353.62	52.41	0.67912	0.13865
15.1	501.44	104.02	292.67	48.45	360.90	56.2	1.22776	0.09882
7.1	1264.48	220.34	562.26	81.88	598.26	87.15	0.62007	0.12629
10.1	392.86	82.31	230.26	36.54	265.60	38.9	0.63955	0.14132
6.1	233.33	55.62	175.17	29.31	218.78	33.79	1.72496	0.09257
1.1	507.95	119.51	374.32	61.46	423.61	62.98	0.11151	0.15692
8.1	129.67	33.15	105.65	18.81	146.68	23.33	0.05522	0.10492
5.1	111.10	22.36	80.33	14.95	128.21	21.85	0.15299	0.11850
13.1	380.61	82.99	246.50	39.42	292.03	45.58	0.12086	0.14755
12.1	530.64	106.75	300.89	46.56	348.00	55.79	0.83676	0.12246
9.1	180.60	41.54	138.80	22.55	201.99	32.95	0.03596	0.15320
2.1	345.84	79.40	236.78	37.28	279.53	43.14	0.06793	0.11850

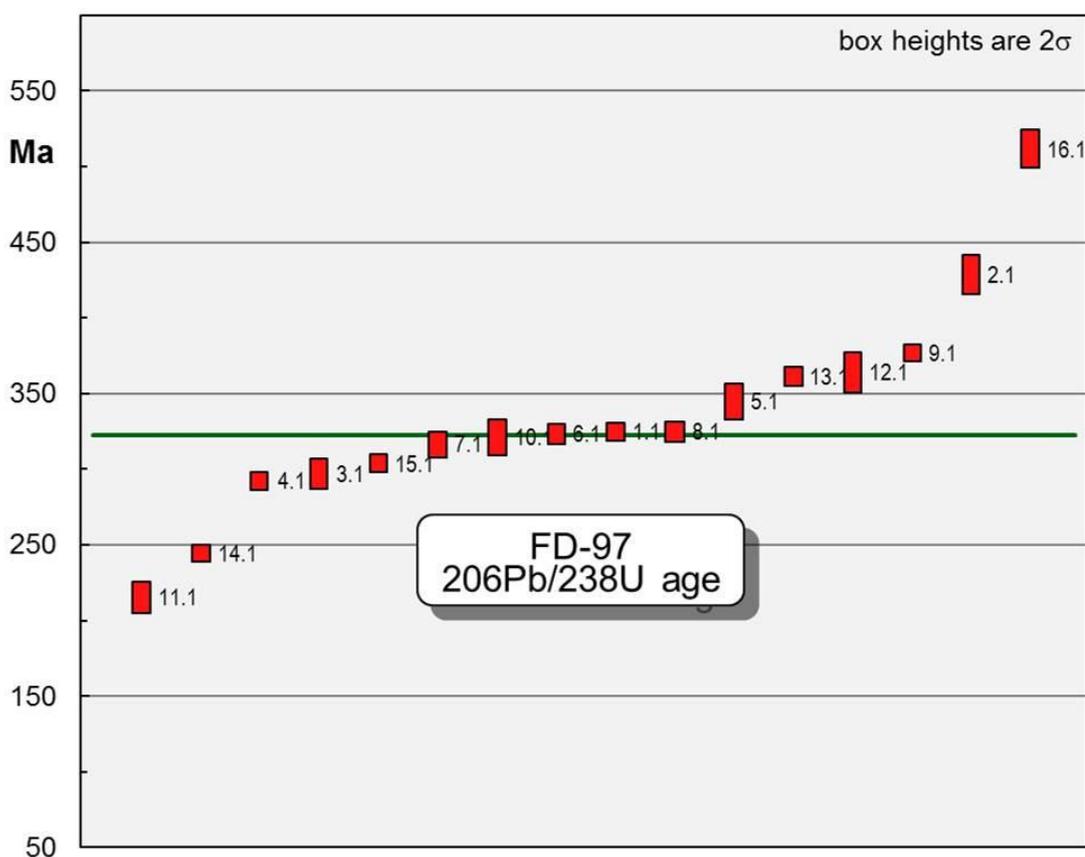
Fonte: Elaborada pelo autor.

6 U-Pb SHRIMP GEOCHRONOLOGY

Zircon grains from sample FD-97 are mostly long prismatic and frequently display compositional oscillatory zoning (Figure 99), indicating growth from a melt. Their U and Th contents are in the range 1070-3184 ppm and 130-1342 ppm, respectively, with Th/U ratios generally higher than 0.1 (Th/U = 0.09-1.17), which is consistent with an igneous origin (e.g. Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002, 2017; Hoskin and Schaltegger, 2003; Yakymchuk and Brown, 2014).

From the 16 analysed zircon spots, two yielded pre-Variscan $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (512 ± 6 Ma; 429 ± 7 Ma; Figure 100), that may represent Cambro-Ordovician inherited or xenocrystic components.

Figure 100 – Distribution of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages in zircon grains from sample FD97.



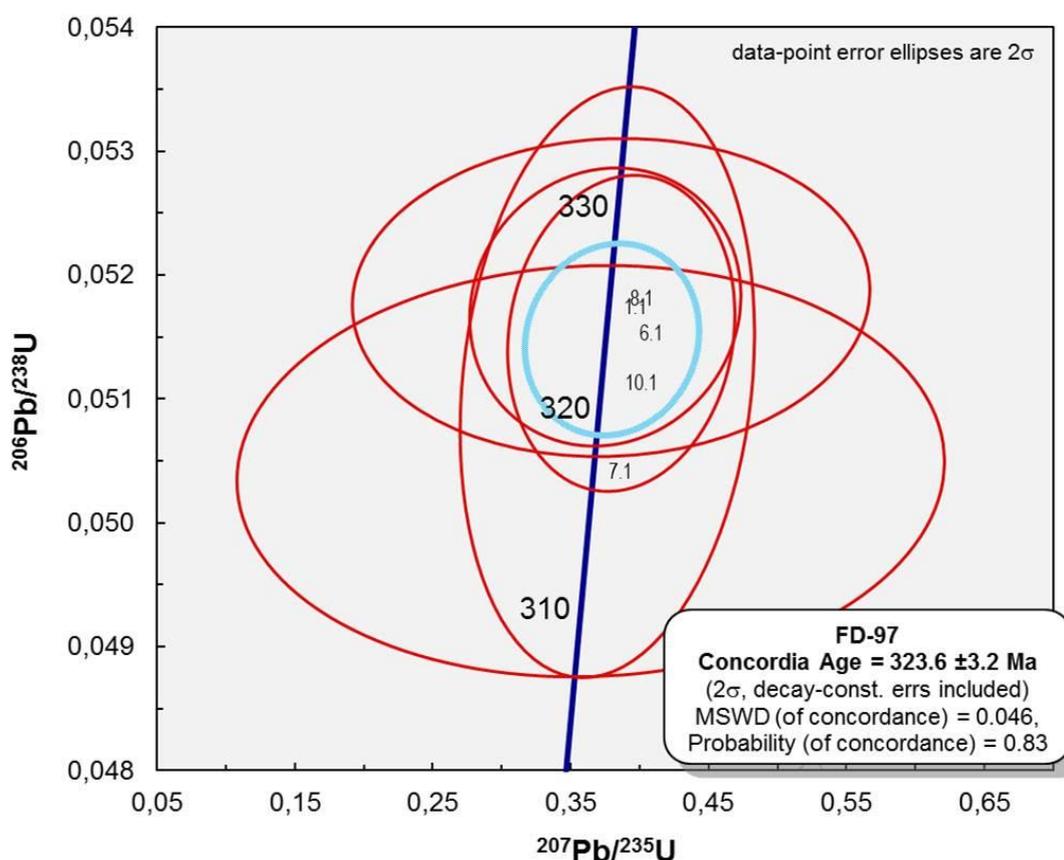
Fonte: Elaborada pelo autor.

The remaining spots gave highly scattered sub-concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (discordance less 10%), varying between 378 ± 3 Ma and 293 ± 3 Ma with two spurious values at 245 ± 3 Ma and 216 ± 5 Ma (Figure 100; Table 5). While the zircon ages in the interval 378-

362 Ma may correspond to mixed ages between different zircon populations, the youngest ages 245 ± 3 Ma and 216 ± 5 Ma probably reflect Pb loss in zircon domains that experienced radiation damage of their crystal lattice during post-crystallization perturbing events (e.g. Tichomirowa *et al.*, 2019).

Nevertheless, five of the analysed zircon grains show broadly coherent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages and define an average Concordia age of 324 ± 3 Ma (2σ) with a MSWD=0,046 (Figure 101), providing the best estimate for the crystallization age of the Faia d'Água Alta two-mica granite.

Figure 101 – Concordia diagram for five zircon spots from sample FD-97.



Fonte: Elaborada pelo autor.

7 Ti-IN-ZIRCON THERMOMETRY

Ti contents in zircons from sample FD-97 were measured along with U-Th-Pb and REEs so that Ti-in-zircon thermometry (Watson and Harrison, 2005; Watson *et al.*, 2006; Ferry and Watson, 2007) could be applied. Most of the analysed crystals have unusually high Ti

concentrations ($\text{Ti} > 30$ ppm; Table 6), possibly due to presence of ilmenite inclusions, and were not considered in the calculations. The five remaining crystals show rather homogeneous Ti contents (from 11 to 19 ppm; Table 6) and yield temperature estimates of 761°C to 811°C. Such estimates suggest that the crystallization temperature of zircon in the Faia d'Água Alta granite is in the range 761-811°C and that zircon grew from an anatectic magma formed under fluid-absent conditions (e.g. Zhang *et al.*, 2016; 2018).

8 ZIRCON REE CHEMISTRY

The relative abundance of REE in zircon varies according to the environment in which zircon was formed. Magmatic zircon crystallized from felsic-intermediate magmas tends to exhibit steeply fractionated HREE chondrite-normalised patterns with positive Ce anomalies (Ce/Ce^*) and negative Eu anomalies (Eu/Eu^*) (e.g. Hoskin and Ireland, 2000; Hoskin & Schaltegger, 2003; Whitehouse and Kamber, 2003; MacDonald *et al.*, 2015). In contrast, zircon formed or modified during metamorphism generally deviates from this general pattern (e.g. Rubatto, 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003; Kelly and Harley, 2005; MacDonald *et al.*, 2015).

Zircon grains from sample FD-97 display widely variable REE concentrations and, in many cases, very high LREE contents, reduced HREE enrichment (Table 6) and nearly flat HREE profiles (not shown). As reported by several authors, accidental sampling of REE-bearing submicroscopic mineral inclusions (including monazite and apatite) and/or metamictization can lead to such LREE enrichment and scatter (e.g. Zhang *et al.*, 2010; Chapman *et al.*, 2016). A closer inspection of the data also reveals that the more elevated LREE concentrations are observed in zircon crystals with anomalously high Ti contents (spots 1.1; 3.1; 4.1; 6.1; 7.1; 10.1; 11.1, 12.1; 15.1; Table 6), which coupled with their high LREE abundances, suggests that micron-scale inclusion phases have contributed to the analyses. For these reasons, the REE patterns for the suspected spots (with Ti contents higher than 30 ppm) will not be discussed here.

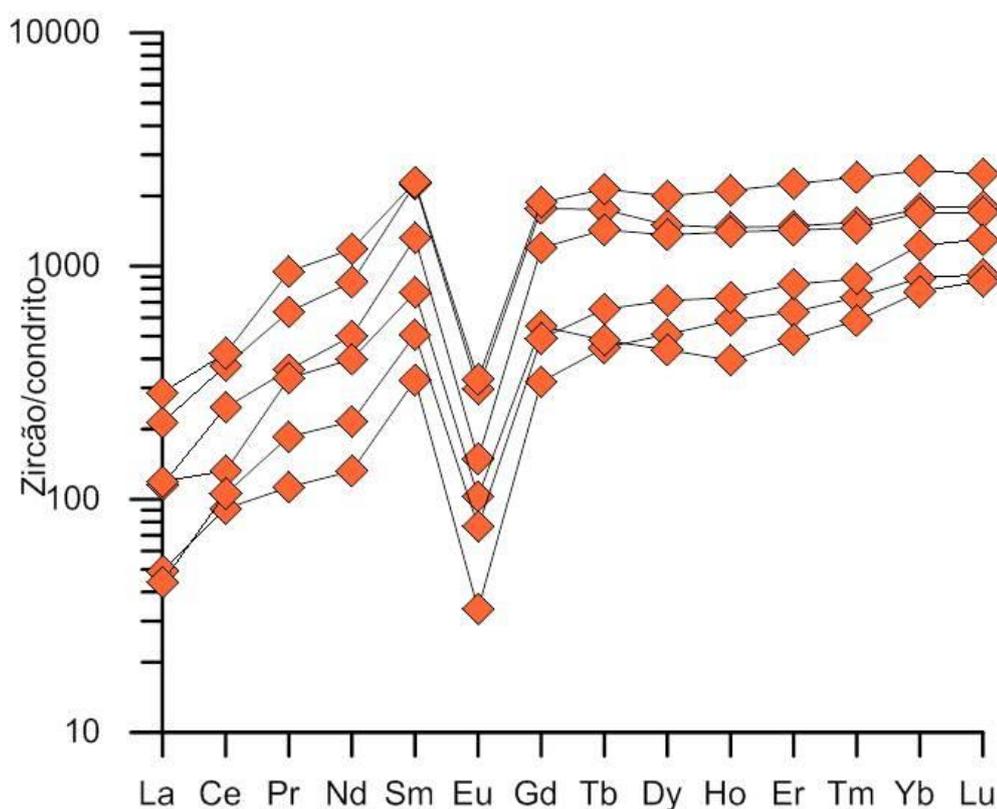
The few remaining zircon crystals (spots 2.1; 5.1; 8.1; 9.1; 13.1) have total REE contents ranging from 194 to 1102 ppm and exhibit characteristic flat MREE - HREE patterns ($\text{Lu}_N/\text{Dy}_N = 1.2\text{-}1.9$), pronounced Eu negative anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.09\text{-}0.16$) and relatively low abundances of LREE (Figure 102; Table 6).

While the marked negative Eu anomaly in these zircon crystals can be attributed to concurrent crystallization with feldspar (plagioclase and K-feldspar), the lack of significant

HREE enrichment in the targeted grains may indicate that zircon formed in the presence of a HREE-sequestering mineral (such as peritectic garnet) (e.g. Bea and Montero, 1999; Rubatto, 2002). The zircon age of 324 ± 3 Ma obtained in this study could therefore represent zircon growth between peak P–T conditions and the solidus.

At the present level of exposure, garnet is very scarce both in the leucosomes / anatectic granites and in the host metatexites, being likely that the Faia d'Água Alta granite melt has been sourced from deeper crustal levels where ambient temperatures were high enough to promote partial melting through incongruent breakdown of biotite.

Figure 102 – Chondrite-normalized REE patterns for five zircon spots from sample FD97. Normalizing values from McDonough & Sun (1995).



Fonte: Elaborada pelo autor.

9 CONCLUDING REMARKS

The Faia d'Água Alta granite is a sub-horizontal m-scale tabular body intruded into a sequence of metatexitic host rocks of the BMC during the exhumation stage, which developed coevally with partial melting, in the final stages of the D₂ regional extensional event.

The SHRIMP U-Pb crystallization age obtained for this granite (324 ± 3 Ma) provides a good estimate for the age of the D₂-anatectic event in the CMB metamorphic terrane. This age is concordant, within error, with the ages published for other well-known anatectic complexes from Iberia (337-317 Ma; Escuder Viruete *et al.*, 1998; Bea *et al.*, 2006; Castañeiras *et al.*, 2008; Pereira *et al.*, 2018). Moreover, the age of Faia d'Água Alta granite is clearly older than the ages of the nearby syn-D₃ Bemposta granites (315-313 Ma; Gomes *et al.*, 2014), which is consistent with the sequence of magmatic events inferred from field and structural evidence for the studied area.

The results of Ti-in-zircon thermometry obtained in some zircons from the Faia d'Água Alta granite indicate that zircon crystallized from an evolving anatectic melt at temperatures of 761-811°C.

One remarkable feature of these zircons is the wide variation in their REE concentrations and rather flat MREE - HREE profiles. This feature suggests synchronous zircon growth with peritectic garnet, implying that the Faia d'Água Alta granite magma may have formed under fluid-absent through incongruent breakdown of biotite at deeper crustal levels before being injected in the upper metasedimentary sequence of the CMB.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the reviewers Alvaro Rubio Ordoñez and Maria dos Anjos Marques Ribeiro for their constructive comments, which substantially improved this manuscript. This work received financial support from the Research Unit GeoBioTec (UIDB/04035/2020) sponsored by FCT (Foundation of Science and Technology, Ministry of Education and Science, Portugal, COMPETE/FEDER).

REFERENCES

- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J. I., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J.R., ORTEGA GIRONES, E., PABLO MACIA, J.G.d., PEINADO, M. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. **Hercynica**, n. 2, p. 87-110. 1986.
- ARENAS, R., DÍEZ FERNÁNDEZ, R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., GERDES, A., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., ALBERT, R. Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. **Gondwana Research**, n. 25, p. 756-763. 2014.

AZEVEDO, M., VALLE AGUADO, B., NOLAN, J., MARTINS, M., MEDINA, J. Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. In: (eds.) CAROSI, R., DIAS, R., IACOPINI, D., AND ROSENBAUM, G. The southern Variscan belt, **Journal of the Virtual Explorer**, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 19, Paper 7. 2005.

BARBERO L., VILLASECA C. The layos granite, hercynian complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. **Trans R Soc Edinburgh. Earth Sci**, n. 83, p. 127–138. 1992.

BEA, F., MONTERO, P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 63, p. 1133–1153. 1999.

BEA, F., MONTERO, P. G., GONZALEZ LODEIRO, F., TALAVERA, C., MOLINA, J. F., SCARROW, J. H., WHITEHOUSE, M. J., ZINGER, T. Zircon thermometry and U–Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo Anatectic Complex, Central Iberia. **Journal of the Geological Society**, n. 163, p. 847–855. 2006.

BLACK, L. P., KAMO, S. L., ALLEN, C. M., DAVIS, D. W., ALEINIKOFF, J. N., VALLEY, J. W., MUNDIL, R., CAMPBELL, I. H., KORSCH, R. J., WILLIAMS, I. S., FOULIS, C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. **Chemical Geology**, n. 205(1-2), p. 115-140. 2004.

CASTIÑEIRAS, P., VILLASECA, C., BARBERO, L., ROMERA, C. M. SHRIMP U–Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of Central Spain: implications in the Hercynian evolution of Central Iberia. **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)**, n. 97, p. 35–50. 2008.

CHAPMAN, J. B., GEHRELS, G. E., DUCEA, M. N. GIESLER, N., PULLEN, A. A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. **Chemical Geology**, n. 439, p. 59–70. 2016.

COSTA, M. M., NEIVA, A. M. R., AZEVEDO, M. R., CORFU, F. Distinct sources for syntectonic Variscan granitoids: Insights from the Aguiar da Beira region, Central Portugal. **Lithos**, n. 196, p. 83–98. 2014.

DIAS, G., LETERRIER, J., MENDES, A., SIMOES, P. P., BERTRAND, J. M. U–Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). **Lithos**, n. 45, p. 349–369. 1998.

DIAS, G., SIMÕES, P. P., FERREIRA, N., LETERRIER, J. Mantle and crustal sources in the genesis of late-Hercynian granitoids (NW Portugal): geochemical and Sr–Nd isotopic constraints. **Gondwana Research**, n. 5 (2), p. 287–305. 2002.

DIAS, R., RIBEIRO, A., ROMÃO, J., COKE, C., MOREIRA, N. A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetical models, **Tectonophysics**, n. 681, p. 170-194. 2016.

DIAS DA SILVA, Í. **Geología de las Zonas Centro Ibérica y Galicia-Trás-Os-Montes en la parte Oriental del Complejo de Morais, Portugal/España.** , 391 f. Tese de Doutorado. Universidad de Salamanca, Salamanca, Espanha. 2013.

DIAS DA SILVA, Í. Geología de las Zonas Centro Ibérica y Galicia – Trás-os-Montes en la parte oriental del Complejo de Morais, Portugal/España. Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, Coruña, **Serie Nova Terra**, vol. 45, 424 pp. 2014.

DIAS DA SILVA, Í., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., GONZÁLEZ-CLAVIJO, E., DÍEZ-MONTES, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Detrital zircon and tectonostratigraphy of the parautochthon under the Morais complex (NE Portugal): implications for the variscan accretionary history of the Iberian Massif. **Journal of the Geological Society**, n. 172, p. 45-61. 2015.

DIAS DA SILVA, Í., DÍEZ FERNÁNDEZ, R., DÍEZ-MONTES, A., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., FOSTER, D. A. Magmatic evolution in the N-Gondwana margin related to the opening of the Rheic Ocean-evidence from the Upper Parautochthon of the Galicia-Trás-os-Montes zone and from the Central Iberian zone (NW Iberian Massif). **International Journal of Earth Sciences**, n. 105, p. 1127–1151. 2016.

DÍEZ BALDA, M. A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., AYARZA ARRIBAS, P. Syn collisional extensional collapse parallel to orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). **Journal of Structural Geology**, n. 17, p. 163-182. 1995.

DÍEZ FERNÁNDEZ, R., ARENAS, R. The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. **Tectonophysics**, n. 654, p. 96-100. 2015.

DÍEZ FERNÁNDEZ, R., PEREIRA, M. P. Extensional orogenic collapse captured by strike-slip tectonics: constraints from structural geology and U-Pb geochronology of the Pinhel shear zone (Variscan orogen, Iberian Massif). **Tectonophysics**, n. 691, p. 290-310. 2016.

DÍEZ FERNÁNDEZ, R., GÓMEZ BARREIRO, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., AYARZA, P. Crustal thickening and attenuation as revealed by regional fold interference patterns: Ciudad Rodrigo basement area (Salamanca, Spain). **Journal of Structural Geology**, n. 46, p. 115-128. 2013.

DÍEZ FERNÁNDEZ, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GÓMEZ BARREIRO, J., ARENAS, R. Extensional flow during gravitational collapse: A tool for setting plate convergence (Padrón migmatitic dome, Variscan belt, NW Iberia). **Journal of Geology**, n. 120, p. 83-103. 2012.

ESCUDEIR VIRUETE, J., ARENAS, R., MARTINEZ CATALAN, J. R. Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). **Tectonophysics**, n. 238, p. 117-138. 1994.

ESCUDEIR VIRUETE, J.E., INDARES, A., ARENAS, R. P-T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain. **Journal of Metamorphic Geology**, n. 15, p. 645-663. 1997.

ESCUDEIR VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., VALVERDE VAQUERO, P., RODRIGUEZ FERNANDEZ, R., DUNNING, G. Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). **Tectonophysics**, n. 290, p. 87-109. 1998.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN-PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G., RODRIGUEZ-FERNANDEZ, L. R. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. **Memoria Faculdade de Ciências da Universidade do Porto**, n. 1, p. 411-431. 1987.

FERNANDEZ SUAREZ, J., DUNNING, G. R., JENNER, G. A., GUTIERREZ ALONSO, G. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. **Journal of the Geological Society of London**, n. 157, p. 565 – 576. 2000.

FERNANDEZ SUAREZ, J., GUTIERREZ ALONSO, G., JOHNSTON, S. T., JEFFRIES, T. E., PASTOR GALAN, D., JENNER, G. A., MURPHY, J. B. Iberian late-Variscan granitoids: Some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages”. **Lithos**, n. 123, p. 121 – 132. 2011.

FERREIRA, N., IGLESIAS PONCE DE LÉON, M., NORONHA, F., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., Lopez Plaza, M., Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.), *Geologia de los granitoides e rocas asociadas del Macizo Hespérico*. **Editorial Rueda**, Madrid, p. 37-51. 1987.

FERRY, J., WATSON, E. B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n. 154, p. 429-437. 2007.

FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O., TANNER, D. Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. **Geological Society of London Special Publications**, London, 179 p. 2000.

GOMES, M. E. P., TEIXEIRA, R. J. S., NEIVA, A. M. R., CORFU, F. Geochemistry and geochronology of granitoids from Bemposta-Picote region, Northeastern Portugal **Comunicações Geológicas**, n. 101, Especial I, p. 115-118. 2014.

GUTIERREZ ALONSO, G., FERNANDEZ SUAREZ, J., JEFFRIES, T. E., JOHNSTON, S. T., PASTOR GALAN, D., MURPHY, J. B., FRANCO, M. P., GONZALO, J. C. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. **Tectonics**, n. 30, TC5008, p. 1-17. 2011.

HOSKIN, P. W., IRELAND, T. R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. **Geology**, n. 28 (7), p. 627–630. 2000.

HOSKIN, P. W., SCHALTEGGER, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, n. 53, p. 27–62. 2003.

KELLY, N. M., HARLEY, S. L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica. **Contrib. Mineral. Petrol.**, n. 149 (1), p. 57–84. 2005.

KORHONEN, F. J., SAITO, S., BROWN, M., SIDDOWNAY, C. S. Modeling multiple melt loss events in the evolution of an active continental margin. **Lithos**, n. 116, p. 230–248. 2010.

KRONER, U., ROMER, R. L. Two plates – many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. **Gondwana Research**, n. 24, p. 298–329. 2013.

LOPEZ-MORO, F. J., LOPEZ-PLAZA, M., GUTIERREZ-ALONSO, G., FERNANDEZ-SUAREZ, J., LOPEZ-CARMONA, A., HOFMANN, M., *et al.*, Crustal melting and recycling: Geochronology and sources of Variscan syn-kinematic anatectic granitoids of the Tormes Dome (Central Iberian zone). A U–Pb LA-ICP-MS study. **International Journal of Earth Sciences**, n. 107, p. 985–1004. 2018.

LUDWIG, K. R. Isoplot / Ex, Version 3: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center Special Publication 4**, 70 pp. 2003.

LUDWIG K. R. **SQUID 2: A User's Manual**. Berkeley Geochronology Center Special Publications, 5, 110p. 2009.

MARTINEZ CATALAN, J. R., ARENAS, R., DIAZ GARCIA, F., RUBIO PASCUAL, F. J., ABATI, J., MARQUINEZ GARCIA, J. Variscan exhumation of a subducted paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. **Tectonics**, n. 15, p. 106-121. 1996.

MARTINEZ CATALAN, J. R., ARENAS, R., DIAZ GARCIA, F., GOMEZ-BARREIRO, J., GONZALEZ CUADRA, P., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNANDEZ-SUAREZ, J., SANCHEZ MARTINEZ, S., ANDONAEGUI, P., GONZALEZ CLAVIJO, E., DIEZ MONTES, A., RUBIO PASCUAL, F. J. VALLE AGUADO, B. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In: HATCHER J. R., R. D., CARLSON, M. P., MCBRIDE, J. H. and MARTINEZ CATALAN, J. R. (Eds.), 4-D framework of continental crust. **Geological Society of America Memoir**, n. 200, p. 403-423. 2007.

MARTINEZ CATALAN, J. R., ARENAS, R., ABATI, J., SANCHEZ MARTINEZ, S., DIAZ GARCIA, F., FERNANDEZ-SUAREZ, J., GONZALEZ CUADRA, P., CASTIÑEIRAS, P., GOMEZ BARREIRO, J., DIEZ MONTES, A., GONZALEZ CLAVIJO, E., RUBIO PASCUAL, F. J., ANDONAEGUI, P., JEFFRIES, T. E., ALCOCK, J. E., DIEZ FERNANDEZ, R., LOPEZ CARMONA, A. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. **Comptes Rendus Geoscience**, n. 341, p. 114-126. 2009.

- MARTINEZ CATALAN, J. R., RUBIO PASCUAL, F. J., DIEZ MONTES, A., DIEZ FERNANDEZ, R., GOMEZ BARREIRO, J., DIAS DA SILVA, I., GONZALEZ CLAVIJO, E., AYARZA, P., ALCOCK, J.E. The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution. In: Schulmann, K., Martínez Catalán, J.R., Lardeaux, J.M., Janousek, V. and Oggiano, G. (Eds.), *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society, London, Special Publications*, n. 405, p. 225-247. 2014.
- MACDONALD, J. M., GOODENOUGH, K. M., WHEELER, J., CROWLEY, Q., HARLEY, S. L., MARIANI, E., TATHAM, D. Temperature–time evolution of the Assynt Terrane of the Lewisian Gneiss Complex of Northwest Scotland from zircon U-Pb dating. *Precambrian Research*, n. 260, p. 55–75. 2015.
- MCDONOUGH, W. F., SUN, S.S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, n. 120, p. 223–253. 1995.
- MATTE, P. Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, n. 126, p. 329–374. 1986.
- MATTE, P. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, n. 13 (2), p. 129–134. 2001.
- MONTEL, J. M., VIELZEUF, D. Partial melting of metagreywackes. 2. Compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, n. 128, p. 176–196. 1997.
- MORFIN, S., SAWYER, E. W., BANDYAYERA, D. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: an injection complex in northern Quebec. *Lithos*, n. 168–169, p. 200–218. 2013.
- OREJANA, D., VILLASECA, C., VALVERDE-VAQUERO, P., BELOUSOVA, E. A., ARMOSTRONG, R. A. U–Pb geochronology and zircon composition of late Variscan S- and I-type granitoids from the Spanish Central System batholith. *International Journal of Earth Sciences*, n.101, p. 1789–1815. 2012.
- PATIÑO DOUCE, A. E., HARRIS, N. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, n. 39, p. 689–710. 1998.
- PATIÑO DOUCE, A. E., JOHNSTON, A. D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, n. 107, p. 202–218. 1991.
- PEREIRA, E. (coord.). *Carta Geológica de Portugal, escala 1/200 000, Folha 2*. Instituto Geológico e Mineiro, Portugal. 2000.
- PEREIRA, M. F., DIEZ FERNANDEZ, R., GAMA, C., HOFMANN, M., GÄRTNER, A., LINNEMANN, U. S-type granite generation and emplacement during a regional switch from extensional to contractional deformation (Central Iberian zone, Iberian autochthonous domain, Variscan Orogeny). *International Journal of Earth Sciences*, n. 107, p. 251–267. 2018.

PICKERING, J. M., JOHNSTON, A. D. Fluid-absent melting behavior of two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of black hills granite. **Journal of Petrology**, n. 39, p. 1797–1894. 1998.

RIBEIRO, A., PEREIRA, E., DIAS, R. Structure in the northwest of the Iberian Peninsula. In: DALLMEYER, R. D., MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.), **Pre-mesozoic Geology of Iberia**. Springer-Verlag, Berlin, Germany, p. 220-236. 1990.

RIBEIRO, A., MUNHÁ, J., DIAS, R., MATEUS, A., PEREIRA, E., RIBEIRO, L., FONSECA, P., ARAÚJO, A., OLIVEIRA, T., ROMÃO, J., CHAMINÉ, H., COKE, C., PEDRO, J. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. **Tectonics**, n. 26, TC6009. 2007.

RUBATTO, D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. **Chemical Geology**, n. 184, p. 123–138. 2002.

RUBATTO, D. Zircon: The metamorphic mineral. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, n. 83, p. 261–295. 2017.

RUBIO PASCUAL, F. J., ARENAS, R., CATALAN, J. R. M., FERNANDEZ, L. R. R., WIJBRANS, J. R. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. **Tectonophysics**, n. 587, p. 207-221. 2013.

SATO, K., TASSINARI, C. C. G., BASEI, M. A. S., SIGA J. R., O., ONOE, A. T., SOUZA, M. D. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP, Série Científica*, n. 14(3), p. 3-18. 2014.

SCHALTEGGER, U., FANNING, C. M., GUNTHER, D., MAURIN, J. C., SCHULMANN, K., GEBAUER, D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n. 134, p. 186–201. 1999.

STAMPFLI, G. M., HOCHARD, C., VÉRARD, WILHEM, C., VON RAUMER, J. The formation of Pangea. **Tectonophysics**, n. 593, p. 1-19. 2013.

TAYLOR, J., NICOLI, G., STEVENS, G., FREI, D., MOYEN, J. F. The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa. **J. Metamorphic Geol.**, n. 32, p. 713–742. 2014.

TEIXEIRA, R. J. S., NEIVA, A. M. R., SILVA, P. B., GOMES, M. E. P., ANDERSEN, T., RAMOS, J. M. F. Combined U–Pb geochronology and Lu–Hf isotope systematics by LAM-ICPMS of zircons from granites and metasedimentary rocks of Carrazeda de Ansiaes and Sabugal areas, Portugal, to constrain granite sources. **Lithos**, n. 125, p. 321–334. 2011.

TICHOMIROVA, M., KÄßNER, A., SPERNER, B., LAPP, M., LEONHARDT, D., LINNEMANN, U., MÜNKER, C., OVTCHAROVA, M., PFÄNDER, J.A.,

SCHALTEGGER, U., SERGEEV, S., VON QUADT, A., WHITEHOUSE, M. Dating multiply overprinted granites: The effect of protracted magmatism and fluid flow on dating systems (zircon U-Pb: SHRIMP/SIMS, LA-ICP-MS, CA-ID-TIMS; and Rb–Sr, Ar–Ar) – Granites from the Western Erzgebirge (Bohemian Massif, Germany). **Chemical Geology**, n. 519, p. 11–38. 2019.

VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M. R., SCHALTEGGER, U., MARTINEZ CATALAN, J. R., NOLAN, J. U-Pb zircon and monazite of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. **Lithos**, n. 82, p. 169-184. 2005.

VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M. R., NOLAN, J., MEDINA, J., COSTA, M. M., CORFU, F., MARTINEZ CATALAN, J. R. Granite emplacement at the termination of a major Variscan transcurrent shear zone: The late collisional Viseu batholith. **Journal of Structural Geology**, n. 98, p. 15-37. 2017.

VERA, J. A. Ed. **Geología de España. SGE – IGME**, Madrid, 890 p. 2004.

VIELZEUF, D., HOLLOWAY, J. R. Experimental determination of the fluid-absent melting reactions in the pelitic system. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n. 98, p. 257–276. 1988.

VILLASECA, C., PEREZ SOBA, C., MERINO, E., OREJANA, D., LOPEZ GARCIA, J. A., BILLSTROM, K. Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo Batholith (Iberian Variscan Belt). **Journal of Geosciences**, n. 53, p. 263-280. 2008.

VILLASECA, C., BELLIDO, F., PEREZ SOBA, C., BILLSTROM, K. Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. **Mineralogy and Petrology**, n. 96, p. 197–211. 2009.

VON RAUMER, J., BUSSY, F., SCHALTEGGER, U., SCHULZ, B., STAMPFLI, G. M. Pre-Mesozoic Alpine basements – their place in the European Paleozoic framework. **Geological Society of America Bulletin**, n.125, p. 89-108. 2013.

WATSON, E. B., HARRISON, T. M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. **Science**, n. 308 (5723), p. 841–844. 2005.

WATSON, E. B., WARK, D. A., THOMAS, J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n. 151 (4), p. 413–433. 2006.

WHITE, R. W., POWELL, R., HOLLAND, T. J. B. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. **Journal of Metamorphic Geology**, n. 19, p. 139–153. 2001.

WHITEHOUSE, M. J., KAMBER, B. S. A rare earth element study of complex zircons from early Archaean Amitsoq gneisses, Godthabsfjord, south-west Greenland. **Precambrian Research**, n. 126 (3–4), p. 363–377. 2003.

YAKYMCHUK, C., BROWN, M. Consequences of open-system melting in tectonics. **Journal of the Geological Society of London**, n. 171, p. 21-40. 2013.

YAKYMCHUK, C., BROWN, M. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. **Journal of the Geological Society**, London, n. 171, p. 465-479. 2014.

ZHANG, H., YE, R. S., LIU, B. X., WANG, Y., ZHANG, Y. S., SIEBEL, W., CHEN, F. Partial melting of the South Qinling orogenic crust, China: evidence from Triassic migmatites and diorites of the Foping dome. **Lithos**, n. 260, p. 44–57. 2016.

ZHANG, H., LI, S. Q., FANG, B. W., HE, J. F., XUE, Y. Y., SIEBEL, W., CHEN, F. Zircon U-Pb ages and geochemistry of migmatites and granites in the Foping dome: Evidence for Late Triassic crustal evolution in South Qinling, China. **Lithos**, n. 296–299, p. 129–141. 2018.

ZHANG, S. B., ZHENG, Y. F., ZHAO, Z. F. Temperature effect over garnet effect on uptake of trace elements in zircon of TTG-like rocks. **Chemical Geology**, n. 274, p. 108–125. 2010.

8 CONCLUSÕES

Em função dos dados obtidos no trabalho de campo, no estudo petrográfico, na análise de geoquímica de rocha total e de geoquímica isotópica é possível retirar as seguintes conclusões:

- O CMB, localizado na Zona Centro Ibérica, corresponde a uma sequência metamórfica de alto-grau composta por metassedimentos migmatizados do Grupo do Douro, ortognaisses glandulares variavelmente migmatizados e por numerosos corpos graníticos de idade varisca.
- Os dados estruturais e a análise petrográfica revelam que o CMB foi afetado por 3 fases de deformação durante a Orogenia Varisca (D_1 , D_2 , D_3). O bandado migmatítico do tipo estromático é a estrutura mais penetrativa nos migmatitos do CMB, estando disposto concordantemente à xistosidade regional que é, em geral, sub-horizontal (S_2). Próximo aos corredores de cisalhamento tardi- D_3 a xistosidade encontra-se dobrada e/ou verticalizada.
- O metamorfismo prógrado terá culminado com a fusão parcial dos metassedimentos que afloram no CMB. Estas rochas terão atingido as condições de fusão parcial no início do regime extensional D_2 , que é interpretado também como o pico metamórfico do trajeto evolutivo destas rochas. Após o pico metamórfico, as rochas entraram num estágio de descompressão a altas temperaturas, onde as condições de anatexia deverão ter prevalecido até ao início da D_3 .
- É durante o regime extensional que se dá a instalação de numerosos corpos de granitos sin-tardi- D_2 , cuja génese está relacionada com a fusão parcial das rochas do CMB. Os corpos graníticos estão instalados em estruturas de fase D_2 e muitos deles apresentam formatos tabulares do tipo *Sill*.
- Com base na paragénese mineral identificada nos mesossomas dos migmatitos estromáticos (grande abundância de biotita e silimanita e a escassez de moscovita), assume-se que a anatexia destas rochas foi controlada pela fusão incongruente da

moscovita, em condições anidras. A presença de granada em alguns leucossomas apoia a hipótese de que muitos dos fundidos anatéticos alojados nos terrenos migmatíticos, têm uma origem mais profunda e foram posteriormente injetados na forma de veios. Assume-se assim que em níveis estruturais mais profundos a curva da fusão incongruente da biotite foi atingida, sendo produzida granada peritética.

- Os resultados de geoquímica de rocha total comprovam o envolvimento dos metassedimentos do Grupo do Douro no evento de anatexia, indicando que esta unidade é uma das principais fontes para a fusão parcial e geração de magmas graníticos durante a Orogenia Varisca.
- Os leucossomas e leucogranitos não apresentam composições originais de fundidos anatéticos, mostrando evidências de que durante a sua migração, foram afetados por processos de cristalização fracionada e acumulação de feldspato potássico. Algumas amostras exibem um enriquecimento/empobrecimento em fases minerais residuais, o que indica diferentes taxas de fusão parcial.
- Em função destes dados, o CMB é interpretado como um Complexo Migmatítico de Injeção, em que os fundidos anatéticos migraram para níveis estruturais superiores e acumularam-se no atual nível de exposição. Durante a sua ascensão, foram afetados por processos de diferenciação magmática e por diferentes taxas de contaminação com fases minerais residuais.
- Os dados Sr-Nd indicam que os metassedimentos do Grupo do Douro são as principais fontes envolvidas na fusão parcial e geração de magmas graníticos no evento Varisco. Porém apontam também para a participação, em parte, de fundidos anatéticos provenientes da fusão parcial de Ortognaisses da região. Esta hipótese é apoiada pelos valores de ϵ_{Nd} menos negativos, obtidos em algumas amostras de leucossomas e leucogranitos. As idades T_{DM} dos metassedimentos do Grupo do Douro e Ortognaisses são semelhantes entre si. As amostras de leucossomas e granitos apresentam valores que estão dentro desses intervalos, pelo que é provável que as duas fontes tenham estado envolvidas na gênese dos magmas graníticos.

- O granito de Faia d'Água Alta é um dos granitos sin-D₂ que ocorre na região estudada. É um corpo de formato tabular sub-horizontal que intrui os metatexitos estromáticos do CMB. As idades de cristalização U-Pb obtidas em SHRIMP (324 ± 3 Ma) fornecem uma boa estimativa para a idade do evento anatético durante a D₂ no CMB.

REFERÊNCIAS

- ÁBALOS, B; CARRERAS, J; DRUGUET, E; ESCUDER VIRUETE, J; PUGNAIRE, M.T.G; ALVAREZ, S. L; QUESADA, C; FERNÁNDEZ, L. R. R; GIL-IBARGUCHI J. I. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. *In*: GIBBONS, W; MORENO, M. T. Ed. The Geology of Spain. London. **Geological Society of London**. 2002. p. 155-184.
- ABLAY, G. J; CLEMENS, J. D; PETFORD, N. Large-scale mechanics of fracture-mediated felsic magma intrusion driven by hydraulic inflation and buoyancy pumping. **Geological Society**, London, v. 302, n. 1, p. 3 – 29, 2008.
- ALMEIDA, A; LETERRIER, J; NORONHA, F; BERTRAND, J.M. U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal). **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA- Earth and Planetary Science**, [s.l.], n. 326, p. 779-785. 1998.
- ANTUNES, I. M. H. R; NEIVA, A. M. R; SILVA, M. M. V. G; CORFU, F. Geochemistry of S-type granitic rocks from the reversely zoned Castelo Branco pluton (central Portugal). **Lithos**, [s.l.], v. 103, p. 445–465. 2008.
- ANTUNES, I. M. H. R; NEIVA, A. M. R; SILVA, M. M. V. G; CORFU, F. The genesis of I-type and S- type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo Pluton, Central Iberian Zone (central Portugal). **Lithos**, [s.l.]. v. 111, p. 168-185. 2009.
- ARENAS, R., DÍEZ FERNÁNDEZ, R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., GERDES, A., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., ALBERT, R. Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. **Gondwana Research**, [s.l.]. n. 25, p. 756-763. 2014.
- ARENAS, R; GIL IBARGUCHI, J; GONZÁLEZ LODEIRO, F; KLEIN, E; MARTÍNEZ CATALÁN, J; ORTEGA GIRONÉS, E; PABLO MACÍA, J; PEINADO, M. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. **Hercynica- Parte II**, [s.l.]. n. 2, p. 87–110. 1986.
- ARENAS, R. & MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). **Tectonophysics**, [s.l.]. n. 365, p. 143–164. 2003.
- ARIAS, D; FARIAS, P; MARCOS, A. Estratigrafía y estructura del Antiforme del Olo de Sapo en el área de Viana do Bolo-A Gudiña (Provincia de Orense, NO de España): nuevos datos sobre la posición estratigráfica de la Formación porfiroide Olo de Sapo. **Trabajos de Geología** [s.l.]. v. 23, n. 23, p. 9–19. 2012.
- ARTHAUD, F; MATTE P. Les décrochements tardi-hercyniens du sud ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 25, p. 139–171. 1975.
- AYRES, M; HARRIS, N. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. **Chemical Geology**, [s.l.]. v.139, p. 249–269. 1997.

AZEVEDO, M. R; NOLAN, J. Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (northern central Portugal). **Lithos**, [s.l.]. v. 44, p. 1–20, 1998.

AZEVEDO, M. R; VALLE AGUADO, B; NOLAN, J; MARTINS, M; MEDINA, J. Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. *In*: CAROSI, R; DIAS, R; IACOPINI, D; ROSENBAUM, G. Ed. The southern Variscan belt, **Journal of the Virtual Explorer**, [s.l.]. v.19, paper 7. 2005.

AZEVEDO, M. R; VALLE AGUADO, B. Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro- Ibérica. *In*: DIAS, R; ARAÚJO, A; TERRINHA, P; KULLBERG, C. Ed. **Geologia de Portugal no contexto da Ibéria**. Évora: Universidade de Évora, p. 107-121. 2006.

AZEVEDO, M. R; VALLE AGUADO, B. Origem e Instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. *In*: Dias, R; Araújo, A; Terrinha, P; Kullberg, C. Ed. **Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal**. Lisboa: Escolar Editora, p. 377-401. 2013.

BARBERO L; VILLASECA C. The layos granite, hercynian complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, n. 83, p. 127–138. 1992.

BARKER, F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. *In*: Barker, F. Ed. **Trondhjemites, Dacites and Related Rocks- Developments in Petrology**, Amsterdam, n. 6. 1979. p. 1-659

BEA, F; PEREIRA, M. D; STROH, A. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). **Chemical Geology**, [s.l.]. v. 117, p. 291–312. 1994.

BEA, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for the chemistry of crustal melts. **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 37, p. 521–552. 1996.

BEA F; MONTERO P; TALAVERA C; ZINGER T. A revised Ordovician age for the oldest magmatism of Central Iberia: U–Pb ion microprobe and LA-ICPMS dating of the Miranda do Douro orthogneiss. **Geologica Acta**, Barcelona, v.4, p. 395–401. 2006.

BEA, F., MONTERO, P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [s.l.]. n. 63, p. 1133–1153. 1999.

BEA, F., MONTERO, P. G., GONZALEZ LODEIRO, F., TALAVERA, C., MOLINA, J. F., SCARROW, J. H., WHITEHOUSE, M. J., ZINGER, T. Zircon thermometry and U–Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo Anatectic Complex, Central Iberia. **Journal of the Geological Society**, [s.l.]. n. 163, p. 847–855. 2006.

BEETSMA, J. **The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal**. 223 f. Tese de Doutorado, Vrije University, Netherlands, 1995.

BEHR, H. J; ENGEL, W; FRANKE, W; GIESE, P; WEBER, K. The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 109, n. 1–2, p. 15–40.1984.

BLACK, L. P; KAMO, S. L; ALLEN, C.M; ALEINIKOFF, J. N; DAVIS, D. W; KORSCH, R. J; FOUDOULIS, C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. **Chemical Geology**, [s.l.]. v. 200, n. 1–2, p. 155–170, 2003.

BLACK, L. P., KAMO, S. L., ALLEN, C. M., DAVIS, D. W., ALEINIKOFF, J. N., VALLEY, J. W., MUNDIL, R., CAMPBELL, I. H., KORSCH, R. J., WILLIAMS, I. S., FOUOLIS, C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. **Chemical Geology**, [s.l.]. n. 205 (1-2), p. 115–140. 2004.

BONS, P. D; DOUGHERTY-PAGE, J; ELBURG, M. A. Stepwise accumulation and ascent of magmas. **Journal of Metamorphic Geology**, [s.l.]. v. 19, n. 5, p. 627–633, 2001.

BONS, P. D; ARNOLD, J; ELBURG, M. A; KALDA, J; ALVAR, S; BOUDEWIJN, P.V.M. Melt extraction and accumulation from partially molten rocks. **Lithos**, [s.l.]. v. 78, n. 1–2, p. 25–42, 2004.

BROMLEY, A V; HOLL, J. Tin Mineralisation in Southwest England. *In*: WILLS, B A; BARLEY, R W Ed. **Mineral Processing at A Crossroads: Problems and Prospects**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1986, p. 195–262.

BROWN, M; SOLAR, G. S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. **Journal of Structural Geology**, [s.l.]. v. 20, n. 9–10, p. 1365–1393, 1998.

BROWN, M; SOLAR, G. S. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 312, n. 1, p. 1–33. 1999.

BROWN, M. The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens. **Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh**, Edinburgh, v. 95, n. 1–2, p. 35–48, 2004.

BROWN, M. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. **Journal of the Geological Society**, [s.l.]. v. 164, n. 4, p. 709–730, 2007.

BROWN, M; RUSHMER, T. Evolution and differentiation continental Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 564p. 2008.

BROWN, M. Granites, migmatites and residual granulites: relationships and processes. *In*: Sawyer, E.W. Ed. Working with Migmatites. **Mineralogical Association of Canada**, Quebec: Short Course Series, n. 38, p. 97-144. 2008.

BROWN, M. Granite: **From genesis to emplacement**. *GSA Bulletin*, v. 125, n. 7–8, p. 1079–1113, 2013.

BURG, J. P; IGLESIAS PONCE DE LÉON, M; LAURENT, P; MATTE, P; RIBEIRO, A. Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, [s.l.]. v. 78, p. 161-177. 1981.

CARTWRIGHT, I; BARNICOAT, A. C. Petrology of Scourian supracrustal rocks and orthogneisses from Stoer, NW Scotland: implications for the geological evolution of the Lewisian complex. *Geological Society*, London, v. 27, n. 1, p. 93 – 107, 1987.

CAPDEVILA, R; FLOOR, P. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero de España*, Madrid, v. 81/2-3, p. 215-225.1970.

CAPDEVILA, R; CORRETGÉ, L; FLOOR, P. Les granitoides varriques de la Meseta Ibérique. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, Paris, v. 15, p. 209-228.1973.

CASTIÑEIRAS, P., VILLASECA, C., BARBERO, L., ROMERA, C. M. SHRIMP U–Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of Central Spain: implications in the Hercynian evolution of Central Iberia. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, n. 97, p. 35–50. 2008.

CASTRO, A; PATIÑO DOUCE, A. E; CORRETGÉ, L. G; DE LA ROSA, J. D; EL-BIAD, M; EL-HIMIDI, H. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, [s.l.]. n. 135, p. 255–276. 1999.

CESARE, B. Crustal melting: working with enclaves. *In: SAWYER, E. W; BROWN, M. Ed. Working with Migmatites. Mineralogical Association of Canada*, Quebec: Short Course, n. 38, p. 37-55, 2008.

CESARE, B; ACOSTA-VIGIL, A; FERRERO, S; BARTOLI, O. Melt Inclusions In migmatites and granulites. *In: Forster, M.A; Fitz Gerald, J.D. Ed. The Science of Microstructure - Part II, Journal of the virtual Explorer*, Electronic Edition, [s.l.]. v. 38, p. 1441-8142, 2011.

CHAPMAN, J. B; GEHRELS, G. E; DUCEA, M. N; GIESLER, N; PULLEN, A. A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. *Chemical Geology*, [s.l.]. n. 439, p. 59–70. 2016.

CHICHORRO, M; SOLÁ, A. R; PEREIRA, M. F; LINNEMANN, U; HOFMANN, M; SILVA, J. Fragmentation of Neoproterozoic magmatic arcs along the northern Gondwana margin in the Late Ediacaran (SW Iberia). *In: Gondwana*, 14., 2011. **Abstract Volume**. Búzios, Rio de Janeiro, Brasil, 2011. p. 130.

CLARKE, D. B. **Granitoid rocks**., London: Chapman and Hall, 283 p. 1992.

CLEMENS, J. D. The Granulite-Granite Connexion. *In: VIELZEUF, D; VIDAL, P. H. Ed. Granulites and Crustal Evolution*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1990. p. 25–36.

CLEMENS, J. D; MAWER, C. K. Granitic magma transport by fracture propagation. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 204, n. 3–4, p. 339–360, 1992.

CLEMENS, J. D. Melting of the continental crust: fluid regimes, melting reactions, and source- rock fertility. *In*: BROWN, M; RUSHMER; T. Ed. **Evolution and Differentiation of the Continental Crust**. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. p. 297-331.

COKE, C. **Litostratigrafia do Ordovícico Inferior do ramo sul da Serra do Marão, norte de Portugal**. 330f. Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 2000.

CORFU, F.; HANCHAR, JOHN M; HOSKIN, P. W. O; KINNY, P. Atlas of Zircon Textures. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, [s.l.]. v. 53(1), p.469–500, 2003.

CORRETGÉ, L. G. Las rocas graníticas e granitoides del Macizo Ibérico. *In*: COMBA, J. A. Ed., **Livro Jubilar J.M. Rios. Tomo I**. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 1983. p. 569-592.

COSTA M. M; NEIVA, A. M. R; AZEVEDO, M. R; CORFU, F. Distinct sources for syntectonic Variscan granitoids: Insights from the Aguiar da Beira region, Central Portugal. **Lithos**, [s.l.]. v. 197, p. 83-98. 2014.

DALLMEYER, R. D; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; ARENAS, R; GIL IBARGUCHI, J. I; GUTIÉRREZ-ALONSO, G; FARIAS, P; BASTIDA, F; ALLER, J. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 277, p. 307- 337. 1997.

DEPAOLO, D. J; WASSERBURG, G. J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. **Geophysical Research Letters**, [s.l.]. v. 3, p. 249-252. 1976.

DEPAOLO, D. J. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. **Earth Planetary Science Letters**, [s.l.]. v. 53, p. 189-202. 1981.

DIAS, R. **Estudo de um sector do autóctone de Trás-os-Montes oriental a ENE de Torre de Moncorvo**. 153 f. Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa, Lisboa. 1986.

DIAS, R. **Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano**. 278 f. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa. 1994.

DIAS, R; RIBEIRO, A. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent?. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 246, n. 1–3, p. 113–128, 1995.

DIAS, R. Estrutura varisca do autóctone do Terreno Ibérico Português. **Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro**, Lisboa, v. 85, p. 29–38, 1998.

DIAS, R; COKE, C; RIBEIRO, A. Da Deformação na Serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro-Ibérica. *In*: DIAS R; ARAÚJO A; TERRINHA P; KULLBERG J. Ed. **Geologia de Portugal no contexto da Ibéria**. Universidade de Évora, 2006, p.35–61.

DIAS, R; RIBEIRO, A; COKE, C; PEREIRA, E; RODRIGUES, J; CASTRO, P; MOREIRA, N; REBELO, J. Evolução estrutural dos sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica. *In*: DIAS, R; ARAÚJO, A; TERRINHA, P; KULLBERG, J. C. Ed. **Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-Mesozóica de Portugal**, Lisboa: Escolar Editora, 2013, p. 73–147.

DIAS, R; RIBEIRO, A; ROMÃO, J; COKE, C; MOREIRA, N. A. Review of the arcuate structures in the Iberian Variscides: constraints and genetic models. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 681, p. 170–194, 2016.

DIAS DA SILVA, I. **Geología de las Zonas Centro Ibérica y Galicia – Trás – Os – Montes en la parte Oriental del Complejo De Morais, Portugal/España**. 391 f. Tese de Doutorado. Universidad de Salamanca, Salamanca, Espanha. 2013.

DIAS, G. Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). **Memórias da Academia das Ciências de Lisboa**, Lisboa, 39, p. 121-143. 2001.

DIAS, G; LETERRIER, J. The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif. **Lithos**, [s.l.]. v. 32, p. 207-223, 1994.

DIAS, G; LETERRIER, J; MENDES, A; SIMOES, P. P; BERTRAND, J. M. U–Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). **Lithos**, [s.l.]. v. 45, p. 349–369, 1998.

DIAS, G; SIMÕES, P.P; FERREIRA, N; LETERRIER, J. Mantle and crustal sources in the genesis of late-Hercynian granitoids (NW Portugal): geochemical and Sr–Nd isotopic constraints. **Gondwana Research**, [s.l.]. v. 5(2), p. 287–305, 2002.

DIAS G; NORONHA F; ALMEIDA A; SIMÕES P. P; MARTINS H. C. B; FERREIRA N. Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-varisco (NW de Portugal): síntese e inferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. *In*: COTELO NEIVA, J. M; RIBEIRO, A; MENDES VICTOR, L; NORONHA F; MAGALHÃES RAMALHO M. Ed. **Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História, vol. I**, Lisboa: Publicação comemorativa do Ano Internacional do Planeta Terra, 2010. p. 143-160.

DÍEZ BALDA, M. A; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; AYARZA ARRIBAS, P. Syn collisional extensional collapse parallel to orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). **Journal of Structural Geology**, [s.l.]. v. 17, p. 163-182.1995.

DÍEZ BALDA, M. A; GARCÍA CASQUERO, J. L; MONTESERÍN LÓPEZ, V; NOZAL MARTÍN, F; PARDO ALONSO, M. V; ROBLES CASAS, R. Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación Hercínica al sur de Salamanca. **Revista de la Sociedad Geológica de España**, Madrid, v. 3, p. 117–125, 1990.

- DÍEZ FERNÁNDEZ, R., ARENAS, R. The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. **Tectonophysics**, [s.l.]. n. 654, p. 96-100. 2015.
- DÍEZ FERNÁNDEZ, R., PEREIRA, M. P. Extensional orogenic collapse captured by strike-slip tectonics: constraints from structural geology and U-Pb geochronology of the Pinhel shear zone (Variscan orogen, Iberian Massif). **Tectonophysics**, [s.l.]. n. 691, p. 290-310. 2016.
- DÍEZ FERNÁNDEZ, R., GÓMEZ BARREIRO, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., AYARZA, P. Crustal thickening and attenuation as revealed by regional fold interference patterns: Ciudad Rodrigo basement area (Salamanca, Spain). **Journal of Structural Geology**, [s.l.]. n. 46, p. 115-128. 2013.
- DÍEZ FERNÁNDEZ, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GÓMEZ BARREIRO, J.; ARENAS, R. Extensional flow during gravitational collapse: A tool for setting plate convergence (Padrón migmatitic dome, Variscan belt, NW Iberia). **Journal of Geology**, [s.l.]. n. 120, p. 83-103. 2012.
- DÍEZ MONTES, A. **La Geología del Dominio “Ollo de Sapo” en las Comarcas de Sanabria y Tierra do Bolo**. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca, 2006.
- DÍEZ MONTES, A; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; BELLIDO MULAS, F. Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. **Gondwana Research**, [s.l.]. v. 17, n. 2–3, p. 363–376. 2010.
- DICKIN, A. P. **Radiogenic Isotope Geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2ª edición, 490 p. 1997.
- DEL GRECO, K; SHAW, J. Tectonic setting of the North Gondwana margin during the Early Ordovician: A comparison of the Ollo de Sapo and Famatina magmatic events. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 681, p. 73–84, 2016.
- ELLIS, D. J; OBATA, M. Migmatite and melt segregation at Cooma, New South Wales. **Earth and Environment Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh**, Edinburgh, v. 83, p. 95–106. 1992.
- ESCUDEIR VIRUETE, J; ARENAS, R; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension, in the Tormes Gneiss dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 238, p. 1-22. 1994a.
- ESCUDEIR VIRUETE, J; ARENAS, R; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneisico del Tormes (NO Salamanca). **Geogaceta**, Madrid, v. 16, p.35-38. 1994b.
- ESCUDEIR VIRUETE, J. Relationships between structural units in the Tormes gneiss dome (NW Iberian massif, Spain): geometry, structure and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation. **Geologische Rundschau**, [s.l.]. v. 87, n. 2, p. 165–179. 1998.
- ESCUDEIR VIRUETE, J. Hornblende-bearing leucosome development during syn-orogenic

crustal extension in the Tormes Gneiss Dome, NW Iberian Massif, Spain. **Lithos**, [s.l.]. v. 46, n. 4, p. 751–772. 1999a.

ESCUDEIR VIRUETE, J. One- and two-dimensional thermal modelling of orogenic crustal extension in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain. **International Journal of Earth Sciences**, [s.l.]. v. 88, n. 3, p. 444–457, 1999b.

ESCUDEIR VIRUETE, J; LINDARES, A; ARENAS, R. P-T Paths Derived from Garnet Growth Zoning in an Extensional Setting: an Example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 41(10), p. 1489-1515. 2000.

ESCUDEIR VIRUETE, J; DÍEZ BALDA, M. A; RUBIO PASCUAL, F; GONZÁLEZ CASADO, J. M; BARBERO, L; MARTÍNEZ POYATOS, D; VILLAR ALONSO, P; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. La extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. In: VERA, J. A. Ed. **Geología de España, Instituto Geológico y Minero de España**, Madrid, 2004. p. 87-92.

ESTEVEES, A. **As rochas metamórficas da região de Viseu**. 124 f. Dissertação de Mestrado. Universidade de Aveiro, Aveiro, 2006.

EVENSEN, N. M; HAMILTON, P. J; O'NIONS, R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [s.l.]. v. 42(8), p. 1199-1212. 1978.

FARIAS, P; GALLASTEGUI, G; GONZÁLEZ-LODEIRO, F; MARQUÍNEZ, J; MARTÍN PARRA, L. M; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; DE PABLO MACIÁ, J. G; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. **Memórias da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto**, [s.l.]. v. 1, p. 411-431. 1987.

FAURE, G. **Principles of Isotope Geology**. Ed. New York: John Wiley & Sons, 2^o edição. 1986.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J; DUNNING, G. R; JENNER, G. A; GUTIÉRREZ-ALONSO, G. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. **Journal of the Geological Society**, [s.l.]. v. 157, p. 565-576. 2000.

FERNÁNDEZ, C; BECCHIO, R; CASTRO, A; VIRAMONTE, J. M; MORENO-VENTAS, I; CORRETGÉ, L. G. Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. **Gondwana Research**, [s.l.]. v. 14, n. 3, p. 451–473, 2008.

FERNÁNDEZ SUAREZ, J., GUTIERREZ ALONSO, G., JOHNSTON, S. T., JEFFRIES, T. E., PASTOR GALAN, D., JENNER, G. A., MURPHY, J. B. Iberian late-Variscan granitoids: Some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages”. **Lithos**, [s.l.]. n. 123, p. 121 – 132. 2011.

FERREIRA, N.; IGLÉSIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A.; RIBEIRO, M. L. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: BEA, F.; CARNICERO, A; GONZALO, M. C; LÓPEZ-PLAZA, M.; RODRÍGUEZ ALONSO, M. D.

Ed. **Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico**. Edición Rueda: Madrid, 1987. p. 37-51.

FERREIRA, N.; CASTRO, P.; PEREIRA, E.; DIAS, G; MIRANDA A. Syntectonic plutonism and Variscan anatexis of a Cadomian crust (Miranda do Douro region). *In*: DIAS G, NORONHA F, FERREIRA N. Ed. Variscan plutonism in the Central Iberian Zone (Northern Portugal). **Eurogranites 2000**, 2000. p. 155–172.

FERREIRA, N.; CASTRO P.; PEREIRA, E. **Carta Geológica do Parque Natural do Douro Internacional à escala 1:100.000**. Instituto Geológico Mineiro / Instituto da Conservação da Natureza (em publicação). 2005.

FERRY, J. M.; SPEAR, F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v.66, p. 113-117. 1978.

FERRY, J., WATSON, E. B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. n. 154, p. 429-437. 2007.

FRANCO GONZÁLEZ, M. P; CARNICERO, A; GONZALO, J. C; CANO-MANUEL, A. Asociaciones mineralógicas en los contactos mármoles-granitos en el área de Fermoselle (Domo del Tormes-Zamora). **Boletín Geológico y Minero**, Madrid, v.105 (4), p. 389-396. 1994.

FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O., TANNER, D. Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. **Geological Society of London Special Publications**, London, 179 p. 2000.

FYFE, W. S. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences**, London, v. 273, n. 1235, p. 457–461, 1973.

GARCÍA-ARIAS, M; CORRETGÉ, L. G; FERNÁNDEZ, C; CASTRO, A. Water-present melting in the middle crust: The case of the Ollo de Sapo gneiss in the Iberian Massif (Spain). **Chemical Geology**, [s.l.]. v. 419, p. 176–191. 2015.

GEBAUER, D; MARTÍNEZ-GARCÍA, E; HEPBURN, J. C. Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo Augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). **Geological Society American Abstract Program**, v.26, p. 342, 1993

GIL IBARGUCHI, J. I; MARTINEZ, F. J. Petrology of garnet - cordierite - sillimanite gneisses from the El Tormes thermal dome, Iberian Hercynian fold belt (W Spain). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 80, n. 1, p. 14–24, 1982.

GOMES, M. E. P; NEIVA, A. M. R. Geochemistry of granitoids and their minerals from the Rebordelo-Agrochão area, northern Portugal. **Lithos**, [s.l.]. v. 81, p. 235-254. 2005.

GOMES, M. E. P; TEIXEIRA, R. J. S; NEIVA, A. M. R; CORFU, F. Geoquímica e geocronologia dos granitoides da região de Bemposta-Picote, Nordeste de Portugal.

Comunicações Geológicas, [s.l.]. v. 101(I), p. 115-118, 2015.

GONZÁLEZ CLAVIJO, E; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Stratigraphic record of pre-orogenic to synorogenic sedimentation, and tectonic evolution of imbricate thrusts in the Alcañices synform (northwestern Iberian Massif). *In*: MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; HATCHER JR., R. D; ARENA, R; DÍAS GARCÍA, F. ed., **Variscan Appalachian Dynamics: The building of the Late Palaeozoic Basement**, Geological Society of America, 2002. p. 17-25.

GUTIÉRREZ-ALONSO, G; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J; JEFFRIES, T. E; JOHNSTON, S. T; PASTOR-GALÁN, D; MURPHY, J. B; FRANCO, M. P; GONZALO, J. C. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. **Tectonics**, [s.l.]. v. 30, p. 1-17. 2011.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C; SAN JOSÉ, M. A; PIEREN, A. P. Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. *In*: DALLMEYER, R. D., MARTÍNEZ GARCÍA, E. ed. **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, Germany: Springer- Verlag, 1990. p. 160-171.

HINCHEY, ALANA M; CARR, S. D. The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. **Lithos**, [s.l.]. v. 90, n. 3-4, p. 223-248, 2006.

HOBBS, B. E.; ALISON, O. The mechanics of granitoid systems and maximum entropy production rates. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, London, v. 368, n. 1910, p. 53-93, 2010.

HODGES, K. V; SPEAR, F. S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. **American Mineralogist**, [s.l.]. v. 67, p. 1118-1134. 1982.

HOLDAWAY, M.J; LEE, S. M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 63, p. 175-198. 1977.

HOLLAND, T; POWELL, R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. **Journal of Metamorphic Geology**, [s.l.]. v. 16, p. 309-344, 1998.

HOLNESS, M. Decoding migmatite microstructures. *In*: SAWYER, E. W. ed. **Working with Migmatites**, Quebec: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38, p. 57-76. 2008.

HOSKIN, P. W., IRELAND, T. R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. **Geology**, [s.l.]. n. 28 (7), p. 627-630. 2000.

HOSKIN, P. W., SCHALTEGGER, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, [s.l.]. n. 53, p. 27-62. 2003.

IGLÉSIAS, M; RIBEIRO, A. La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-

Penalva do Castelo (Viseu): Un linéament ancien reactivé pendant l'orogenese Hercynienne?. **Comunicações dos Serviços Geológico e Mineiros de Portugal**, v. 67, p. 89-93. 1981.

JOHANNES, W., HOLTZ, F. **Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks**. Springer, Berlin. 335 p. 1996.

JOHANNES, W; EHLERS, C; KRIEGSMAN, L. M; MENGEL, K. The link between migmatites and S- type granites in the Turku area, southern Finland. **Lithos**, [s.l.]. v. 68 (3–4), p. 69–90. 2003.

JOHNSON, T. E; FISCHER, S; WHITE, R. W; BROWN, M; ROLLINSON, H. R. Archaean intracrustal differentiation from partial melting of metagabbro-field and geochemical evidence from the central region of the Lewisian Complex, NW Scotland. **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 53, n. 10, p. 2115–2138, 2012.

JOHNSON, T. E; HUDSON, N. F. C; DROOP, G. T. R. Evidence for a genetic granite-migmatite link in the Dalradian of NE Scotland. **Journal of the Geological Society**, [s.l.]. v. 160, n. 3, p. 447– 457, 2003.

JULIVERT, M., FONTBOTÉ , J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. **Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1: 1 000 000 scale)**. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 1972.

JULIVERT, M; FONTBOTÉ, J. M; RIBEIRO, A; CONDE, L. N. **Memória explicativa do Mapa Tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares (1: 1,000,000 scale)**. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp. 1974.

KELLY, N. M., HARLEY, S. L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. n. 149 (1), p. 57–84. 2005.

KEMP, A. I. S; HAWKESWORTH, C. J; PATERSON, B. A; KINNY, P. D. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. **Nature**, [s.l.]. v. 439/2, p. 580-583, 2006.

KEMP, A. I. S., SHIMURA, T., HAWKESWORTH, C. J. EIMF. Linking granulites, silicic magmatism, and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U-Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan. **Geology**, [s.l.]. v. 35/9, p. 807-810. 2007.

KORHONEN, F. J; SAITO, S; BROWN, M; SIDDOWAY, C. S. Modeling multiple melt loss events in the evolution of an active continental margin. **Lithos**, [s.l.]. v. 116, n. 3–4, p. 230–248, 2010a.

KORHONEN, F. J; SAITO, S; BROWN, M; SIDDOWAY, C. S; DAY, J. M. D. Multiple Generations of Granite in the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land, West Antarctica: Implications for polyphase intracrustal differentiation in a continental margin setting. **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 51, n. 3, p. 627–670, 2010b.

KRONER, U., ROMER, R. L. Two plates – many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. **Gondwana Research**, [s.l.]. n. 24, p. 298–329. 2013.

- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A; IGLESIAS PONCE DE LEON, M. Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U–Pb dating of zircons. **Earth and Planetary Science Letters**, [s.l.]. v. 74, n. 4, p. 325–337, 1985.
- LAZUEN ALCÓN, F. J; ROLDÁN TORRES, R; GABALDÓN LÓPEZ, V. **Mapa Geológico De España**, Escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Hoja 395-Zamora, Muga De Sayago, 1981.
- LE BRETON, N; THOMPSON, A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 99, n. 2, p. 226–237, 1988.
- LEITCH, A. M; WEINBERG, R. F. Modelling granite migration by mesoscale pervasive flow. **Earth and Planetary Science Letters**, [s.l.]. v. 200, n. 1–2, p. 131–146, 2002.
- LE MOS DE SOUSA, M. J; WAGNER, R. H. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. *In*: SOUSA, M. J., OLIVEIRA, J. S. Ed. The Carboniferous of Portugal, **Memória Serviços Geológicos de Portugal**, 29, 1983. p. 117-121.
- LÓPEZ-MORO, F. J; LÓPEZ-PLAZA, M. Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. **Lithos**, [s.l.]. v. 72(1–2), p. 19–44, 2004.
- LÓPEZ-MORO F. J; LÓPEZ-PLAZA M; ROMER R. L. Generation and emplacement of shear-related highly mobile crustal melts: the synkinematic leucogranites from the Variscan Tormes Dome, Western Spain. **International Journal of Earth Sciences**, [s.l.], v. 101, p.1273–1298, 2012.
- LÓPEZ-MORO, F. J; LÓPEZ-PLAZA, M; GUTIÉRREZ-ALONSO, G; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J; LÓPEZ- CARMONA, A; HOFMANN, M; ROMER, R. L. Crustal melting and recycling: geochronology and sources of Variscan syn-kinematic anatectic granitoids of the Tormes Dome (Central Iberian Zone). A U–Pb LA-ICP-MS study. **International Journal of Earth Sciences**, [s.l.]. v. 107, n. 3, p. 985–1004, 2018.
- LÓPEZ-PLAZA, M; LÓPEZ MORO, F. J. **Eurogranites in Western Castilla y León, Spain-Part III: The Tormes Dome**. Ed. Salamanca: Universidad de Salamanca, 193 p. 2003.
- LOPEZ-SANCHEZ, M. A; IRIONDO, A; MARCOS, A; MARTÍNEZ, F. J. A U–Pb zircon age (479 ± 5 Ma) from the uppermost layers of the Ollo de Sapo Formation near Viveiro (NW Spain): implications for the duration of rifting-related Cambro-Ordovician volcanism in Iberia. **Geological Magazine**, [s.l.]. v. 152(2), p. 341–350, 2015.
- LOTZE, F. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. **Geotektonische Forschungen**, [s.l.]. n. 6, p. 78-82, 1945. (Tradução para castelhano de J.M. Rios).
- LOTZE, F. Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. **Geotekt. Symp. zu Ehren Hans Stille**, p. 129-139, 1956.

LUDWIG, K. R. Isoplot / Ex, Version 3: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center Special Publication**, 4, Berkeley: Berkeley Geochronologic Center, 70 pp. 2003.

LUDWIG, K. R. User's manual for Isoplot 4.15. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center Special Publications**, 4, Berkeley: Berkeley Geochronologic Center, 2008.

LUDWIG K. R. SQUID 2: A User's Manual. **Berkeley Geochronology Center Special Publications**, 5, Berkeley: Berkeley Geochronologic Center, 110p. 2009.

LUGMAIR, G. W; MARTI, K. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, [s.l.]. v. 39, p. 349-357. 1978.

MARQUES, F; MATEUS, A; TASSINARI, C. The late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. **Tectonophysics**, [s.l.]. v. 359, p. 255-270. 2002.

MARTÍNEZ, F. J; JULIVERT, M; SEBASTIAN, A; ARBOLEYA, M. L; GIL IBARGUCHI, J. I. Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. **American Journal Science**, [s.l.]. v. 288, p. 969-996, 1988.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; ARENAS, R; DÍEZ BALDA, M. A. Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). **Journal of Structural Geology**, [s.l.]. v. 25, p. 1815–1839, 2003.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J; JENNER, G. A; BELOUSOVA, E; DÍEZ-MONTES, A. Provenance constraints from detrital zircon U–Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. **Journal of the Geological Society**, [s.l.]. v. 161, n. 3, p. 463–476, 2004.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F; GONZÁLEZ CLAVIJO, E; FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, C; DÍEZ MONTES, A. Estructura. *In*: VERA, J. A. Ed. **Geología de España**, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, p. 2004, 75-78.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R; ARENAS, R; DÍAZ GARCÍA, F; GONZÁLEZ CUADRA, P; GÓMEZ BARREIRO, J; ABATI, J; CASTIÑEIRAS, P; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J; SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S; ANDONAEGUI, P; GONZÁLEZ CLAVIJO, E; DÍEZ MONTES, A; RUBIO PASCUAL, F; VALLE AGUADO, B. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. *In*: HATCHER JR., R. D; CARLSON, M. P; MCBRIDE, J. H; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. ed. **4-D Framework of Continental Crust**, Geologic Society of America, 2007, p. 403-423.

MARTÍNEZ POYATOS, D; GUTIÉRREZ MARCO, J. C; PRADO ALONZO, M. V; RÁBANO, I; SARMIENTO, G. N. La Secuencia Paleozoica postcámbrica. *In*: VERA, J.A. Ed. **Geología de España**, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2004, p. 81–83.

MCDONALD, J. M., GOODENOUGH, K. M., WHEELER, J., CROWLEY, Q., HARLEY, S. L., MARIANI, E., TATHAM, D. Temperature–time evolution of the Assynt Terrane of the

Lewisian Gneiss Complex of Northwest Scotland from zircon U-Pb dating. **Precambrian Research**, [s.l.]. n. 260, p. 55–75. 2015.

MCKERROW, W. S.; MC NIOCAILL, C.; AHLBERG, P. E.; CLAYTON, G.; CLEAL, C. J.; EAGAR, R. M. C. The Late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia. **Geological Society**, London: Special Publications, v. 179, n. 1, p. 9–20, 2000.

MEIRELES, C.; SÁ, A.; PIÇARRA, J. M.; GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; RIBEIRO, A. Novos avanços no conhecimento do limite Ordovícico- Silúrico na região de Trás-os-Montes (NE Portugal). In: MIRÃO, J.; BALBINA, A. ed. **VII Congresso Nacional de Geologia**, Estremoz, v.2, p. 645-648. 2006.

MEIRELES, C. **Litoestratigrafia do Paleozoico do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)**. 470 f. Tese de Doutoramento. Universidade do Porto, Porto. 2012.

MENDES VICTOR, L.; MIRANDA, M.; MATIAS, L. Crustal structure of western Iberia from geophysical studies. **Publicaciones del Instituto Geológico Nacional de España, Série monográfica**, [s.l.]. v.10, p. 179-196. 1993.

MILORD, I.; SAWYER, E. W.; BROWN, M. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 42, p. 487–505. 2001.

MONTERO, P.; BEA, F.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; TALAVERA, C.; WHITEHOUSE, M. J. Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Palaeozoic evolution of Iberia. **Geological Magazine**, [s.l.]. v. 144, n. 6, p. 963–976, 2007.

MONTERO, P.; TALAVERA, C.; BEA, F.; LODEIRO, F. G.; WHITEHOUSE, M. J. Zircon Geochronology of the Ollo de Sapo Formation and the Age of the Cambro-Ordovician Rifting in Iberia. **The Journal of Geology**, [s.l.]. v. 117, n. 2, p. 174–191, 2009.

MCDONOUGH, W. F., SUN, S.S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**. [s.l.], n. 120, p. 223–253. 1995.

MATTE, P. Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. **Tectonophysics**, [s.l.]. n. 126, p. 329–374. 1986.

MATTE, P. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. **Terra Nova**, [s.l.]. n. 13 (2), p. 129–134. 2001.

MONTEL, J. M., VIELZEUF, D. Partial melting of metagreywackes. 2. Compositions of minerals and melts. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. n. 128, p. 176–196. 1997.

MORFIN, S.; SAWYER, E.W.; BANDYAYERA, D. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. **Lithos**, [s.l.]. v. 168–169, p. 200–218, 2013.

MORFIN, S.; SAWYER, E. W.; BANDYAYERA, D. The geochemical signature of a felsic

injection complex in the continental crust: Opinaca Subprovince, Quebec. **Lithos**, [s.l.], v. 196–197, p. 339–355. 2014.

MOYEN, J. F. **Les réactions de fusion: un autre point de vue sur la formation des magmas par fusion partielle**. 2004. Disponível em: <<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/reactions-defusion.xml#c-fusion>>. Acessado em: 05 ago 2019.

NEIVA, A. M. R., GOMES, M. E. P. Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos hercínicos portugueses. **Memorial da Academia de Ciências de Lisboa**, v.34, p. 53-95, 2001.

NEIVA, A. M. R.; WILLIAMS, I. S.; RAMOS, J. M. S.; GOMES, M. E. P.; SILVA, M. M. V. G.; ANTUNES, I. M. H. R. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of Early Ordovician granodiorite and Variscan two-mica granites from the Gouveia area, central Portugal. **Lithos**, [s.l.], v. 111 (3-4), p. 186-202. 2009.

NEUMANN, W; HUSTER, E. Discussion of the ^{87}Rb half-life determined by absolute counting. **Earth and Planetary Science Letters**, [s.l.], v. 33(2), p.277–288. 1976.

NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., REBELO, J. A., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L. Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le nord-ouest Péninsulaire. **Leidse Geologische Mededel**, [s.l.], n. 52, p. 87-91. 1981.

O'CONNOR, J. T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. **United States Geological Survey**, n. 525, p. 79-84. 1965.

OEN, I. Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. **Boletín Geológico y Minero de España**, Madrid, v. 81, p. 271-298. 1970.

OREJANA, D., VILLASECA, C., VALVERDE-VAQUERO, P., BELOUSOVA, E. A., ARMOSTRONG, R. A. U–Pb geochronology and zircon composition of late Variscan S- and I-type granitoids from the Spanish Central System batholith. **International Journal of Earth Sciences**, [s.l.], n. 101, p. 1789–1815. 2012.

OLIVEIRA, J. T; PEREIRA, E; PIÇARRA, J. M; YOUNG, T; ROMANO, M. O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: GUTIÉRREZ MARCO, J. G., SAAVEDRA, J., RÁBANO, I. Ed. **Paleozoico Inferior de Ibero-América**. Mérida: Universidad de Extremadura, 1992, p. 359-374.

OLSEN, S. N; MARSH, B. D.; BAUMGARTNER, L. P. Modelling mid-crustal migmatite terrains as feeder zones for granite plutons: the competing dynamics of melt transfer by bulk versus porous flow. **Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh**, Edinburgh, v. 95, n. 1–2, p. 49–58, 2004.

PATIÑO DOUCE, A. E; HARRIS, N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. **Journal of Petrology**, [s.l.], v. 39, n. 4, p.689–710, 1998.

PATIÑO DOUCE, A. E., JOHNSTON, A. D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.], n. 107, p. 202–218. 1991.

- PATTISON, D. R. M; CHACKO, T.; FARQUHAR, J; MCFARLANE, C. R. M. Temperatures of granulite- facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 44, n. 5, p. 867–900, 2003.
- PEINADO, M; FRANCO GONZÁLEZ, M. P; LÓPEZ-PLAZA, M; LÓPEZ-MORO, F. J; CARNICERO, A; GONZALO, J. C; RODRÍGUEZ-ALONSO, D. La variedad mineralógica en la naturaleza: el caso de una interacción mármol-granito en Fermoselle (Zamora). **XXI Reunión Ibérica sobre Patrimonio Geológico en la Región Transfronteriza del Duero**, Freixo de Espada a Cinta, Portugal, p. 43-47. 2005.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A., MARQUES, F., MUNHÁ, J., CASTRO, P., RIBEIRO, M. L., PEREIRA, D., NORONHA, F., FERREIRA, N. **Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000, Folha nº 2**, Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, 2001.
- PEREIRA, E., PEREIRA, D. Í., RODRIGUES, J. F., RIBEIRO, A., NORONHA, F., FERREIRA, N., SÁ, C. M., FARINHA RAMOS, J., MOREIRA, A., OLIVEIRA, A. F. **Notícia Explicativa da Folha nº 2 da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:200.000**. Lisboa: Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, 2006, 119 p.
- PEREIRA, E; RIBEIRO, A; REBELO, K; CASTRO, P. **Noticia Explicativa da Folha 11-B (Mogadouro) da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 50 000**. Lisboa: Laboratório Nacional de Energia e Geologia, 2008.
- PEREIRA, M. F; LINNEMANN, U.; HOFMANN, M.; CHICHORRO, M.; SOLÁ, A. R.; MEDINA, J.; SILVA, J. B. The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. **Precambrian Research**, [s.l.]. v. 192–195, p. 166–189, 2012.
- PEREIRA, M. F., DIEZ FERNANDEZ, R., GAMA, C., HOFMANN, M., GÄRTNER, A., LINNEMANN, U. S-type granite generation and emplacement during a regional switch from extensional to contractional deformation (Central Iberian zone, Iberian autochthonous domain, Variscan Orogeny). **International Journal of Earth Sciences**, [s.l.]. n. 107, p. 251–267. 2018.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., BEA, F., BASTIDA, F., MARCOS, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., MARTÍNEZ POYATOS, D., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., AZOR, A., SIMANCAS, J. F., GONZÁLEZ LODEIRO, F. La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. In: Vera, J.A. Ed. **Geología de España**. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2004, p. 21.
- PETFORD, N; KOENDERS, M.A. Self-organization and fracture connectivity in rapidly heated continental crust. **Journal of Structural Geology**, [s.l.]. v. 20, n. 9–10, p. 1425–1434, 1998.
- PÊTO, P. An experimental investigation of melting relations involving muscovite and paragonite in the silica-saturated portion of the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 15 kb total pressure. **Progress in Experimental Petrology**, London, p. 41–15, 1976.

PICKERING, J. M., JOHNSTON, A. D. Fluid-absent melting behavior of two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of black hills granite. **Journal of Petrology**, [s.l.]. n. 39, p. 1797–1894. 1998.

PINTO, M. S; CASQUET, C; IBARROLA, E; CORRETGÉ, L. G; FERREIRA, M. P. Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. *In*: BEA, F; CARMINA, A; GONZALO, J. C; PLAZA, M. L; RODRIGUES, J. M. L. Ed. **Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico**. Libro Homenaje a L.C. Garcia Figueirola, Madrid: Editorial Rueda, 1987, p. 69–86.

PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. **Contributions to Mineralogy Petrology**, [s.l.]. v.73, p. 207-220. 1980.

POWELL, R; HOLLAND, T. Optimal geothermometry and geobarometry. **American Mineralogist**, [s.l.]. v. 79, p. 120-133. 1994

REAVY, R. J. **An investigation into the controls of granite plutonism in the Serra da Freita region, northern Portugal**. Tese de Doutorado, University of St. Andrews, UK. 1987.

RIBEIRO, A; ANTUNES, M. T; FERREIRA, M. P; ROCHA, R. B; SOARES, A. F; ZBYSZEWSKI, G; MOITINHO DE ALMEIDA, J. H; CARVALHO, D; MONTEIRO, J. H. ed. **Introduction a la Géologie Générale du Portugal**. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, 1979.

RIBEIRO, A. Evolução geodinâmica da zona centro-ibérica. **Geonovas**, Lisboa, v. 7, p. 145–146, 1984.

RIBEIRO, A; PEREIRA, E; RIBEIRO, M. L; CASTRO, P. Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes oriental). *In*: DIAS, R; ARAÚJO, A; TERRINHA, P; KULLBERG, J. C. ed. **Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal**. Lisboa: Escolar Editora, 2013, p. 333-376.

RIBEIRO, S. **Estudo geoquímico do maciço do Carrascal (Portalegre) e desenvolvimento de metodologias analíticas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro**, 155 f. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Aveiro, 2004.

RIBEIRO, A., QUESADA, C., DALLMEYER, R. D. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In*: DALLMEYER, R. D., MARTÍNEZ-GARCIA, E. ed. **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1990, p. 397-410.

ROBARDET, M; GUTIERREZ MARCO, J. C. Sedimentary and Faunal Domains in the Iberian Peninsula During Lower Paleozoic Times. *In*: DALLMEYER, R. D; GARCIA, E. M. Org. **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1990, p. 383–395.

RODA, E; PESQUERA, A; GIL-CRESPO, P. P; TORRES-RUIZ, J; FONTAN, F. Origin and internal evolution of the Li-F-Be-B-P-bearing Pinilla de Fermoselle pegmatite (Central Iberian Zone, Zamora, Spain). **American Mineralogist**, [s.l.]. v. 90, p. 1887–1899, 2005.

RODA-ROBLES, E; PESQUERA, A; GIL-CRESPO, P. P; TORRES-RUIZ, J; DE PARSEVAL, P. Mineralogy and geochemistry of micas from the Pinilla de Fermoselle pegmatite (Zamora, Spain). **European Journal of Mineralogy**, [s.l.], n. 18, p. 369–377. 2006.

RODA-ROBLES, E; PESQUERA, A; GIL-CRESPO, P. P; VIEIRA, R; LIMA, A; GARATE-OLAVE, I; MARTINS, T; TORRES-RUIZ, J. Geology and mineralogy of Li mineralization in the Central Iberian Zone (Spain and Portugal). **Mineralogical Magazine**, [s.l.], v. 80(1), p. 103–126, 2016.

RODRIGUES, J; PEREIRA, E; RIBEIRO, A. Complexo de Mantos Parautóctones do NE de Portugal: Estrutura interna e Tectonoestratigrafia. *In*: DIAS, R; ARAÚJO, A; TERRINHA, P; KULLBERG, J. C. Ed. **Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal**. Lisboa: Escolar Editora, 2013, p. 275-332.

RUBATTO, D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. **Chemical Geology**, [s.l.], n. 184, p. 123–138. 2002.

RUBATTO, D. Zircon: The metamorphic mineral. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, [s.l.], n. 83, p. 261–295. 2017.

RUBIO PASCUAL, F. J; ARENAS, R; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R; WIJBRANS, J.R. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. **Tectonophysics**, [s.l.], v. 587, p. 207–221, 2013.

RUDNICK, R. L; GAO, S. Composition of the Continental Crust. **Treatise on Geochemistry**, [s.l.], v. 4, p. 1– 51, 2003.

SÁ, A. **Bioestratigrafia do Ordovícico do Nordeste de Portugal**. 571 f. Tese de Doutorado. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 2005.

SÁ, A; MEIRELES, C; COKE, C; GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. Reappraisal of the Ordovician stratigraphy and paleontology of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone, NE Portugal). *In*: ALBANESI, G. I; BERESI, M. S; PERALTA, S. H. Ed. Ordovician from the Andes, **Instituto Superior de Correlación Geológica**, 2003, p. 113-136.

SÁ, A; MEIRELES, C; COKE, C; GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro Ibérica). **Comunicações Geológicas**, [s.l.], v. 92, p. 31-74. 2005.

SATO, K., TASSINARI, C. C. G., BASEI, M. A. S., SIGA J. R., O., ONOE, A. T., SOUZA, M. D. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. **Geologia USP, Série Científica**, n. 14(3), p. 3-18. 2014.

SANZ SANTOS, M. A; CARRASCO GONZÁLEZ, R. M; RUBIO PASCUAL, J. F; MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R; ESCUDER VIRUETE, J; VILLAR ALONSO, P; DÍEZ MONTES, A; FERNÁNDEZ RUIZ, J. **Mapa Geológico De España, Escala 50.000**. Instituto Geológico y Minero de España, Hoja 423.

Zamora. Fermoselle, 2000a.

SANZ SANTOS, M. A; CARRASCO GONZÁLEZ, R. M; RUBIO PASCUAL, J. F; MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R; ESCUDER VIRUETE, J; DÍEZ MONTES, A. **Mapa Geológico De España, Escala 50.000**. Instituto Geológico y Minero de España, Hoja 422- Salamanca, Aldeadávila De La Ribera, 2000b.

SAWYER, E. W. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 28, n. 3, p. 445–473, 1987.

SAWYER, E. W. Formation and Evolution of Granite Magmas During Crustal Reworking: the Significance of Diatexites. **Journal of Petrology**, [s.l.] ,v. 39, n. 6, p. 1147–1167, 1998.

SAWYER, E. W. Criteria for the recognition of partial melting. **Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy**, [s.l.]. v. 24, n. 3, p. 269–279, 1999.

SAWYER, E. W. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. **Journal of Metamorphic Geology**, [s.l.]. v. 19, n. 3, p. 291–309, 2001.

SAWYER, E. W. Atlas of migmatites. **The Canadian Mineralogist Special Publication**. Ottawa, Ontario, v.9, 371 pp. 2008.

SAWYER, E. W. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. **Lithos**, [s.l.]. v. 116, n. 3–4, p. 273–286, 2010.

SCHALTEGGER, U., FANNING, C. M., GUNTHER, D., MAURIN, J. C., SCHULMANN, K., GEBAUER, D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. n. 134, p. 186–201. 1999.

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

SCHERMERHORN, L. J. G; KOTSCH, S. First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. **Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro**, Lisboa, v. 70 (1), p. 23-29, 1984.

SILVA, M. M. V. G; NEIVA, A. M. R; WHITEHOUSE, M. J. Geochemistry of enclaves and host granites from Nelas area, central Portugal. **Lithos**, [s.l.]. v. 50, p. 153–170, 2000.

SILVA, P. **Estudo petrográfico, mineralógico e geoquímico dos maciços graníticos de Bruçó e Fonte Santa (NE de Portugal)**. 470 f. Dissertação de Mestrado, Universidade do Porto. 2000.

SILVER L. T; DEUTSCH, S. Uranium-lead isotopic variations in zircons: A case study. **The Journal of Geology**, v. 71, n. 6, p. 721-758. 1963.

SOLÁ, A. R; CHICHORRO, M; PEREIRA, M. F; MEDINA, J; LINNEMANN, U; HOFMANN, M; SILVA, J. B. Idades U-Pb dos zircões detríticos do Grupo das Beiras: Implicações para a evolução do SW da Ibéria durante o Neoproterozóico. *In: VIII Congresso Ibérico de Geoquímica / XVII Semana da Geoquímica, 2001, Castelo Branco, 41.*

SOLAR, G. S; BROWN, M. Deformation partitioning during transpression in response to Early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. **Journal of Structural Geology**, [s.l.]. v. 23, n. 6–7, p. 1043–1065, 2001.

SOLAR, G. S; BROWN, M. Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA: Possible Source of Peraluminous Leucogranite in Plutons? **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 42, n. 4, p. 789–823. 2001.

SOUSA, M. B. **Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovício Grupo do Douro**. 222 f. Tese de Doutorado, Universidade de Coimbra, Coimbra 1982.

SOUSA, M. B. Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-Ordovícicas da ZCI. **Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineiro e Geológico da Universidade de Coimbra**, Coimbra, v. 95, p. 65-99, 1983.

SOUSA, M. B. Considerações paleogeográficas sobre a estratigrafia do Complexo Xisto Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. **Cuadernos de geología ibérica**, [s.l.]. v.9, p. 9-36. 1984.

SOUSA, M. B. Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. *Memórias e Notícias*. **Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineiro e Geológico da Universidade de Coimbra**, Coimbra, v.100, p. 1-16. 1985.

SOUSA, M. B; SEQUEIRA, A. J. D. **Notícia Explicativa da Folha 10-D (Alijó)**. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1989.

SPEAR, F. S.; KOHN, M. J.; CHENEY, J.T. P-T paths from anatexis pelites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 134, n. 1, p. 17–32, 1999.

STACEY, J. S.; KRAMERS J. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters**, [s.l.]. v. 34, p. 207-226, 1975.

STAMPFLI, G. M; HOCHARD, C; VÉRARD, WILHEM, C; VON RAUMER, J. The formation of Pangea. **Tectonophysics**, [s.l.], n. 593, p. 1-19. 2013.

STEVENS, G; CLEMENS, J. D; DROOP, G. T. R. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from primitive metasedimentary protoliths. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 128, p. 352-370, 1997.

SUN, S; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: SAUNDERS, A. D; NORRY, M. J. ed. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society London*, London: Special

Publication, v. 42, 1989, p. 313-345.

THOMPSON, A. B. Mineral reactions in pelitic rocks; I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations, II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. **American Journal of Science**, [s.l.]. v. 276, p. 401-454.

THOMPSON, A. B. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. **American Journal of Science**, [s.l.]. v. 282, n. 10, p. 1567–1595, 1982.

TALAVERA, C. **Pre-Variscan Magmatism of the Central Iberian Zone: Chemical and Isotope Composition, Geochronology and Geodynamic Significance**. 237 f. Tese de Doutorado, Universidad de Granada, Granada, 2009.

TALAVERA, C.; MONTERO, P.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; WILLIAMS, I. S. Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist–Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U–Pb geochronology. **Gondwana Research**, [s.l.]. v. 22, n. 3–4, p. 928–942, 2012.

TALAVERA, C.; MONTERO, P.; BEA, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; WHITEHOUSE, M. U-Pb Zircon geochronology of the Cambro-Ordovician metagranites and metavolcanic rocks of central and NW Iberia. **International Journal of Earth Sciences**, [s.l.]. v. 102, n. 1, p. 1–23, 2013.

TAYLOR, J ; NICOLI, G ; STEVENS, G ; FREI, D ; MOYEN, J. F. The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa. **Journal of Metamorphic Geology**, n. 32, p. 713–742. 2014.

TEIXEIRA, R. S. T. **Mineralogia, petrologia e geoquímica dos granitos e seus encraves da região de Carrazeda de Ansiães**. 427 f. Tese de Doutorado (não publicada). Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. 2008.

TEIXEIRA, R. J. S., NEIVA, A. M. R., SILVA, P. B., GOMES, M. E. P., ANDERSEN, T., RAMOS, J. M. F. Combined U–Pb geochronology and Lu–Hf isotope systematics by LAM-ICPMS of zircons from granites and metasedimentary rocks of Carrazeda de Ansiães and Sabugal areas, Portugal, to constrain granite sources. **Lithos**, [s.l.]. n. 125, p. 321–334. 2011.

TICHOMIROVA, M., KÄßNER, A., SPERNER, B., LAPP, M., LEONHARDT, D., LINNEMANN, U., MÜNKER, C., OVTCHAROVA, M., PFÄNDER, J.A., SCHALTEGGER, U., SERGEEV, S., VON QUADT, A., WHITEHOUSE, M. Dating multiply overprinted granites: The effect of protracted magmatism and fluid flow on dating systems (zircon U-Pb: SHRIMP/SIMS, LA-ICP-MS, CA-ID-TIMS; and Rb–Sr, Ar–Ar) – Granites from the Western Erzgebirge (Bohemian Massif, Germany). **Chemical Geology**, [s.l.]. n. 519, p. 11–38. 2019.

VALLE AGUADO, B.; ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). **Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro de Portugal**, v.79, p. 41-61. 1993.

VALLE AGUADO, B.; AZEVEDO, M. R.; SCHALTEGGER, U.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.; NOLAN, J. U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. **Lithos**, [s.l.]. v. 82, p. 169–184. 2005.

VALLE AGUADO, B.; AZEVEDO, M. R.; NOLAN, J.; MARTINEZ CATALÁN, J. R. Extensão varisca D₂ na cintura metamórfica de Porto-Viseu: dados geocronológicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar. In: XV Semana de Geoquímica e VI Congresso Ibérico de Geoquímica, 2007, Vila Real. **Livro de Resumos-CD-ROM**, Vila Real, 2007. p. 166-169.

VALLE AGUADO, B.; AZEVEDO, M. R.; GONÇALVES, R. A sedimentação carbonífera na Bacia do Buçaco. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. ed. **Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal**. Lisboa: Escolar Editora, 2013. p. 259-274.

VALVERDE-VAQUERO, P.; DUNNING, G R. New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. **Journal of the Geological Society**, [s.l.]. v. 157, n. 1, p. 15 – 26, 2000.

VALVERDE-VAQUERO, P.; DÍEZ-BALDA, M. A.; DÍEZ-MONTES, A.; DÖRR, W.; ESCUDER VIRUETE, J.; GONZÁLEZ-CLAVIJO, E.; MALUSKI, H.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R.; RUBIO, F.; VILLAR, P. Timing of Variscan metamorphism and the Central Iberian paradox. **EGU Geophysical Research abstracts**, Munich, A-01309, 2006.

VALVERDE-VAQUERO, P.; DÍEZ BALDA, M. A.; DÍEZ MONTES, A.; DÖRR, W.; ESCUDER VIRUETE, J.; GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; MALUSKY, E.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; RUBIO, F. J.; VILLAR, P. The "hot orogen": two separate variscan low-pressure metamorphic events in the Central Iberian Zone (Abstract 76). **Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research- Géologie de France**, v2, p. 168. 2007.

VERNON R. H.; COLLINS W. J. Igneous microstructures in migmatites. **Geology**, [s.l.]. v. 16, p. 1126-1129, 1988.

VERNON, R. H. **A practical guide to rock microstructure**. Cambridge: Cambridge University Press, 594 p, 2004.

VIEIRA, R.; RODA-ROBLES, E.; PESQUERA, A.; LIMA, A. Mineral geochemistry and petrogenesis of granitic pegmatites in the Fregeneda- Almendra Area (Spain and Portugal). In: **VII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks**, 2011, Avila.

VILLASECA, C.; BARBERO, L.; ROGERS, G. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. **Lithos**, [s.l.]. v. 43, p. 55–79, 1998.

VILLASECA, C.; DOWNES, H.; PIN, C.; BARBERO, L. Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite–granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. **Journal of Petrology**, [s.l.]. v. 40, p. 1465–1496.1999.

VILLASECA, C.; PÉREZ-SOBA, C.; MERINO, E.; OREJANA, D.; LÓPEZ-GARCÍA, J.

- A.; BILLSTROM, K. Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo Batholith (IberianVariscan Belt). **Journal of Geosciences**, [s.l.]. v. 53, p. 263–280, 2008.
- VILLASECA, C.; BELLIDO, F.; PÉREZ-SOBA, C.; BILLSTRÖM, K. Multiple crustal sources for post- tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. **Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 96, p. 197–211, 2009.
- VIELZEUF, D.; HOLLOWAY, J. R. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 98, n. 3, p. 257–276, 1988.
- VIELZEUF, D.; MONTEL, J. M. Partial Melting of Metagreywackes. Part I. Fluid-Absent Experiments and Phase Relationships. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 117, n. 4, p. 375–393, 1994.
- VON RAUMER, J; BUSSY, F; SCHALTEGGER, U; SCHULZ, B; STAMPFLI, G. M. Pre-Mesozoic Alpine basements – their place in the European Paleozoic framework. **Geological Society of America Bulletin**, [s.l.]. n.125, p. 89-108. 2013.
- WATSON, E. B., HARRISON, T. M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. **Science**, [s.l.]. n. 308 (5723), p. 841–844. 2005.
- WATSON, E. B., WARK, D. A., THOMAS, J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. n. 151 (4), p. 413–433. 2006.
- WATT, G. R.; HARLEY, S. L. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 114, p. 550-556, 1993.
- WATKINS, J. M.; CLEMENS, J. D.; TRELOAR, J. P. Archaean TTGs as source of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [s.l.]. v. 154, p. 91-110, 2007.
- WEINBERG, R. F. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. **Lithos**, [s.l.]. v. 46, n. 3, p. 393–410, 1999.
- WEINBERG, R. F.; SEARLE, M. P. The Pangong Injection Complex, Indian Karakoram: A Case of Pervasive Granite Flowthrough hot viscous crust. **Journal of the Geological Society**, [s.l.]. v. 155, n. 5, p. 883– 891, 1998.
- WHITE, R. W.; POWELL, R.; HALPIN, J. A. Spatially-Focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. **Journal Of Metamorphic Geology**, [s.l.]. v. 22, n. 9, p.825–845, 2004.
- WHITE, R. W.; POWELL, R. Retrograde melt–residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites. **Journal of Metamorphic Geology**, [s.l.]. v. 28, n. 6, p. 579– 597, 2010.
- WIEDENBECK, M.; ALLÉ, P.; CORFU, F.; GRIFFIN, W. L.; MEIER, M.; OBERLI, F.;

- VON QUADT, A.; RODDICK, J. C.; SPIEGEL, W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. **Geostandards Newsletter**, [s.l.]. v. 19, p. 1-23, 1995.
- WHITE, R. W., POWELL, R., HOLLAND, T. J. B. Calculation of partial melting equilibria in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. **Journal of Metamorphic Geology**, [s.l.]. n. 19, p. 139–153. 2001.
- WHITEHOUSE, M. J., KAMBER, B. S. A rare earth element study of complex zircons from early Archaean Amitsoq gneisses, Godthabsfjord, south-west Greenland. **Precambrian Research**, [s.l.]. n. 126 (3–4), p. 363–377. 2003.
- WIEDENBECK, M.; HANCHAR, J. M.; PECK, W. H.; SYLVESTER, P.; VALLEY, J.; WHITEHOUSE, M.; KRONZ, A.; MORISHITA, Y.; NASDALA, L.; FIEBIG, J.; FRANCHI, I.; GIRARD, J. P.; GREENWOOD, R. C.; HINTON, R.; KITA, N.; MASON, P. R. D.; NORMAN, M.; OGASAWARA, M.; PICCOLI, P. M.; RHEDE, D.; SATOH, H.; SCHULZ-DOBRICK, B.; SKÅR, Ø.; SPICUZZA, M. J.; TERADA, K.; TINDLE, A.; TOGASHI, S.; VENNEMANN, T.; XIE, Q.; ZHENG, Y. F. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. **Geostandards and Geoanalytical Research**, [s.l.]. v. 28, p. 9-39, 2004.
- WILLIAMS, I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *In*: MCKIBBEN, M. A.; SHANKS III, W. C.; RIDLEY, W. I. ed. **Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes**, Socorro, NM, United States: Society of Economic Geologists, 1998, v. 7, p. 1-35
- WINTER, J. D. **An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology**. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall, 697 p, 2001.
- YAKYMCHUK, C., BROWN, M. Consequences of open-system melting in tectonics. **Journal of the Geological Society of London**, [s.l.]. n. 171, p. 21-40. 2013.
- YAKYMCHUK, C., BROWN, M. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. **Journal of the Geological Society of London**, [s.l.]. n. 171, p. 465-479. 2014.
- ZECK, H. P.; WINGATE, M. T. D.; POOLEY, G. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology of a late tectonic granitic-gabbroic rock complex within the Hercynian Iberian belt. **Geological Magazine**, [s.l.]. v.144, p. 157–177, 2007.
- ZHANG, H., YE, R. S., LIU, B. X., WANG, Y., ZHANG, Y. S., SIEBEL, W., CHEN, F. Partial melting of the South Qinling orogenic crust, China: evidence from Triassic migmatites and diorites of the Foping dome. **Lithos**, [s.l.]. n. 260, p. 44–57. 2016.
- ZHANG, H., LI, S. Q., FANG, B. W., HE, J. F., XUE, Y. Y., SIEBEL, W., CHEN, F. Zircon U-Pb ages and geochemistry of migmatites and granites in the Foping dome: Evidence for Late Triassic crustal evolution in South Qinling, China. **Lithos**, [s.l.]. n. 296–299, p. 129–141. 2018.
- ZHANG, S. B., ZHENG, Y. F., ZHAO, Z. F. Temperature effect over garnet effect on uptake of trace elements in zircon of TTG-like rocks. **Chemical Geology**, [s.l.]. n. 274, p. 108–125. 2010.

ANEXO A – COMPOSIÇÕES QUÍMICAS EM ELEMENTOS MAIORES (% PESO) E TRAÇO (PPM) PARA AS AMOSTRAS DO GRUPO DO DOURO, MESOSSOMAS, LEUCOSSOMAS E LEUCOGRANITOS.

	<i>Grupo do Douro</i>								<i>Mesossomas</i>										
	FD1	FD2	FD9	FD10	FD21	FD23	FD83b	FD89	FD15	FD20	FD25	FD28	FD49F	FD86B	FD86d2	FD91c	FD92c	FD94a	FD94c
SiO ₂	61,2	57,6	62,83	69,14	59,3	62,19	63,38	62,66	56,45	60,89	56,2	70,27	60,36	61,99	62,22	65,45	61,01	61	59,81
Al ₂ O ₃	19,62	20,8	17,8	16,01	18,5	16,67	17,74	17,99	16,62	17,66	22,88	15,44	19,32	18,05	18,09	17,51	17,25	18,94	17,95
Fe ₂ O ₃ (T)	6,68	7,46	7,17	5,67	6,93	6,44	6,38	6,97	9,59	6,57	7,01	4,42	8,61	6,71	6,82	6,22	7,6	6,66	7,4
MnO	0,059	0,052	0,07	0,04	0,065	0,067	0,053	0,075	0,17	0,053	0,03	0,033	0,089	0,078	0,076	0,082	0,095	0,076	0,076
MgO	1,91	2,15	2,08	1,24	2,18	2,34	1,61	2,63	2,94	2,63	1,1	0,82	2,34	2,12	2,24	2,11	2,9	2,49	2,98
CaO	0,17	0,15	0,17	0,24	0,46	1,04	0,08	0,62	3,42	0,16	0,12	0,04	0,44	0,68	0,89	0,48	0,95	0,68	0,56
Na ₂ O	0,74	0,4	0,39	0,58	1,39	1,89	0,32	1,89	2,8	0,07	0,1	0,15	0,8	1,64	2,1	1,31	2,16	2,66	1,05
K ₂ O	4,32	4,88	5,64	3,44	4,57	3,98	4,9	3,92	3,36	5,75	6,1	4,2	3,82	4,39	3,9	4,11	3,82	4,33	4,7
TiO ₂	0,946	0,927	0,856	0,921	0,926	0,893	0,862	0,942	2,123	0,876	1,334	1,233	0,91	0,84	0,858	0,729	0,946	0,776	0,846
P ₂ O ₅	0,11	0,1	0,1	0,07	0,07	0,13	0,12	0,13	1,1	0,1	0,11	0,06	0,2	0,17	0,13	0,15	0,11	0,16	0,12
LOI	4,45	5,28	3,18	2,76	4,15	3,61	3,45	2,57	1,59	4,19	5,54	2,84	2,27	2,7	2,89	2,73	2,01	3,03	3,44
Total	100,2	100,1	100,5	100,1	98,55	99,25	98,88	100,4	100,2	98,96	100,5	99,5	99,16	99,37	100,2	100,9	98,85	100,8	98,95
Sc	18	20	17	14	16	16	16	18	14	18	19	13	20	15	16	15	17	15	17
Be	4	4	4	3	5	4	11	4	4	5	6	3	2	4	5	4	5	6	5
V	129	133	108	92	105	102	95	111	145	111	156	104	123	95	96	97	114	98	108
Cr	100	100	100	90	90	100	100	100	20	110	130	110	100	90	80	100	120	90	110
Co	16	17	16	13	14	12	13	16	14	14	13	9	21	18	13	15	18	15	21
Ni	50	40	40	40	40	40	40	30	< 20	40	40	30	50	30	20	40	40	40	50
Cu	30	30	90	20	10	30	50	10	50	20	50	< 10	30	20	20	20	20	40	30
Zn	100	150	80	90	100	100	80	100	110	210	80	60	130	170	90	100	110	90	150
Ga	28	30	28	24	26	25	27	25	26	28	33	24	29	28	28	24	26	23	24
Ge	2,5	2,4	2	1,7	2,3	2	3	3	2,1	2,2	1,5	1,3	3	3	2	2,4	2,8	1,7	2
As	28	137	< 5	18	20	22	6	< 5	< 5	32	10	13	< 5	13	8	0	0	8	25
Rb	164	196	223	123	221	186	231	171	220	300	372	155	186	359	263	200	257	231	262
Sr	79	49	54	92	114	196	135	159	191	20	42	88	102	112	149	102	142	134	84
Y	33,4	35,2	28	33,3	33,9	30,7	26	30	43,5	26	44,5	52,7	35	32	33	30,1	33,2	26,4	30,9
Zr	240	184	138	325	201	197	211	163	389	138	272	889	141	157	168	151	194	121	126
Nb	17,1	16,8	14,3	14,5	16,3	16,6	16	15	49,8	15,9	21,1	16,9	16	16	18	15,5	18,5	15,3	16,2
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	0	0	0	0
Ag	0,9	0,7	0,6	1,1	0,6	0,6	0,5	< 0,5	1,2	0,5	0,8	2,9	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,7	0,9	0	0,5
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Sn	8	6	4	4	8	4	80	3	5	4	5	2	5	9	6	5	7	7	4
Sb	0,7	2,8	0,4	< 0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	0,3	< 0,2	0,4	< 0,2	0,5	< 0,2	0,3	0,3	0,8	0,7	0,7	0,7
Cs	10,4	11,9	8,9	5,2	15,6	4,9	52,8	11,1	16,2	15,9	20,4	6	13,2	19,5	13,8	10,9	17,2	9,1	13,1
Ba	1011	910	958	768	735	836	618	751	272	617	662	691	981	466	431	621	406	468	552
Hf	6	4,8	3,5	8,1	5,3	5,2	5,9	4,3	8,1	3,7	7,1	22,3	4,1	4,3	4,3	4,4	5,7	3,5	3,8
Ta	1,59	1,49	1,35	1,5	1,55	1,45	1,48	1,22	3,87	1,39	1,62	1,39	1,26	1,76	1,9	1,84	1,62	1,49	1,48
W	16,4	17,6	5,4	2,3	5,7	6,2	5,8	1,6	2,1	5,8	5,2	3,5	2	2,3	2	3,6	3,5	3,6	3,5
Tl	0,64	0,61	0,56	0,27	0,84	0,67	0,92	0,66	0,77	1,45	1,14	0,45	0,76	1,81	1,23	1,18	1,3	1,23	1,46
Pb	19	21	13	15	277	24	13	19	17	37	16	7	26	21	22	25	16	12	22
Bi	0,1	0,3	< 0,1	< 0,1	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	< 0,1	0,2	0,5	0,3	0,9	0,7	1,8	0,3
Th	19,1	19,3	16,8	19	19,3	18,3	16,8	16,2	9,48	17,5	21,9	36,6	17,5	15,5	16,2	14,1	18,5	15,1	16
U	3,66	3,43	2,25	3,12	4,8	3,03	3,26	3,14	2,97	5,09	8,73	6,86	3,25	7,51	4	4,75	3,59	3,18	2,89

	<i>Mesosomas</i>		<i>Leucossomas</i>										<i>Leucogranitos</i>									
	FD95d	FD95e	FD14	FD18	FD29	FD43b1	FD86d1	FD91a	FD92e	FD94b	FD95c	FD92d	FD16	FD30	FD48	FD58	FD70	FD86c	FD86e	FD91b	FD74	FD75
SiO₂	61,77	59,74	70,75	73,83	74,71	73,54	72,89	71,04	72,91	63,56	74,57	72,31	71,05	73,38	72,6	71,82	72,69	70,75	68,58	69,62	70,15	71,86
Al₂O₃	18,06	19,06	14,95	14,69	14,16	15,76	14,8	16,02	14,51	18,73	13,2	14,9	15,11	14,65	14,71	14,31	14,72	14,73	15,43	14,72	14,53	14,91
Fe₂O₃(T)	5,63	7,79	2,19	0,57	0,89	1,58	1,52	0,88	0,58	0,49	0,39	1,97	1,61	0,98	1,86	1,48	1,07	2,77	3,33	2,45	2,52	1,34
MnO	0,083	0,074	0,033	0,035	0,014	0,101	0,024	0,023	0,012	0,026	0,019	0,03	0,023	0,014	0,032	0,033	0,02	0,054	0,062	0,016	0,03	0,018
MgO	1,95	2,8	0,73	0,12	0,22	0,37	0,51	0,26	0,15	0,23	0,07	0,52	0,44	0,29	0,42	0,29	0,24	0,7	0,89	0,69	0,62	0,23
CaO	0,93	1,19	0,94	0,42	0,45	0,38	0,79	0,37	0,39	0,98	0,24	1	0,74	0,84	0,6	0,57	0,69	0,68	0,71	0,68	0,89	0,78
Na₂O	0,64	1,99	2,6	3,07	2,84	2,19	2,78	3,33	2,48	4,5	1,39	2,27	2,54	2,84	2,61	2,81	3,18	2,28	2,57	2,18	2,5	2,67
K₂O	5,11	3,93	6,52	5,92	5,36	2,89	4,55	5,78	6,71	8,68	8,73	5,7	6,01	5,07	5,26	5,32	5,56	5,15	5,55	6,16	5,58	5,31
TiO₂	0,795	0,945	0,323	0,034	0,129	0,128	0,187	0,097	0,039	0,04	0,045	0,384	0,269	0,137	0,28	0,228	0,111	0,548	0,685	0,499	0,465	0,152
P₂O₅	0,74	0,14	0,41	0,29	0,12	0,25	0,19	0,14	0,25	0,29	0,43	0,37	0,49	0,09	0,4	0,4	0,27	0,31	0,31	0,52	0,37	0,31
LOI	2,8	1,81	0,88	0,83	1,24	2,09	1,48	1,38	0,88	1,16	0,44	1,2	1,19	1,38	1,63	1,43	0,92	1,79	1,71	1,5	1,35	1,09
Total	98,52	99,47	100,3	99,82	100,1	99,28	99,73	99,32	98,9	98,69	99,53	100,7	99,47	99,67	100,4	98,69	99,47	99,77	99,83	99,03	98,99	98,68
Sc	14	17	5	2	2	3	4	1	2	1	0	2	2	2	3	2	2	4	5	1	3	1
Be	7	3	3	10	3	97	2	3	11	0	2	1	7	4	4	5	5	2	3	1	4	8
V	92	118	18	< 5	< 5	20	17	0	0	5	0	12	10	< 5	13	9	5	28	40	14	21	< 5
Cr	90	100	20	< 20	< 20	20	20	0	20	0	0	0	< 20	< 20	30	< 20	< 20	30	40	0	< 20	< 20
Co	14	18	4	1	1	3	3	1	1	1	1	3	2	1	4	2	1	7	7	1	4	1
Ni	30	40	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	0	0	0	0	0	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	0	< 20	< 20
Cu	20	20	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	0	30	0	0	0	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	0	< 10	< 10
Zn	160	110	50	< 30	< 30	40	< 30	0	0	0	0	50	60	< 30	60	80	40	90	60	80	100	70
Ga	30	27	17	16	12	24	15	12	12	10	10	20	23	13	29	24	19	25	27	26	27	22
Ge	3	2,6	1,7	3,5	1,5	5	2	1,9	3,4	2	4,1	1,2	1,2	1,8	2	2	2	2	2	1,5	2	2
As	0	0	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	0	7	0	0	0	< 5	< 5	< 5	5	< 5	24	13	9	7	< 5
Rb	359	191	192	239	150	291	162	174	191	231	339	141	206	142	324	379	314	222	270	346	393	358
Sr	190	226	181	48	264	77	208	187	106	170	102	215	102	227	63	78	88	127	149	69	74	89
Y	31,8	33,3	17,8	6,2	9,9	5	18	12,8	5,1	11,2	2,9	7,8	9,1	17,4	10	9	18	17	13,2	15	5	
Zr	232	173	141	15	56	34	50	9	14	12	23	125	107	46	114	86	41	227	284	215	219	50
Nb	45,1	18,9	5,3	5,1	2,9	16	3	4,3	2,1	1,7	5,8	6,5	10,4	3,5	6	4	6	6	7	4,8	5	11
Mo	0	0	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	0	0	0	3	0	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	12	0	< 2	< 2
Ag	0,8	0,8	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0	0	0	0	0,6	< 0,5	2,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,5	0,6	1	0,5	< 0,5
In	0,4	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0	0	0	0	0	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	0,1
Sn	67	4	5	18	3	43	3	4	8	6	15	3	8	5	8	10	7	5	3	3	5	12
Sb	0,7	0,6	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	1	< 0,2	< 0,2
Cs	22,8	9,5	5,6	22,9	5,3	16,3	4,1	2,9	9,9	4	17,3	3,5	9,1	7,1	5,9	22,5	11	4,7	5,9	4,2	5,1	25,7
Ba	919	773	910	107	530	201	716	523	443	851	129	552	494	425	295	295	281	508	596	290	365	175
Hf	6,6	5	3,9	0,6	1,8	1,4	1,3	0,4	0,6	0,5	1,2	3,8	3	1,5	2,6	2,4	1,2	6	7,8	6,3	5,8	1,7
Ta	12	1,49	0,78	2,05	0,47	18,5	0,69	1,04	0,83	0,7	4,49	0,57	1,98	0,64	0,99	0,84	1,14	0,58	0,52	0,42	0,56	1,93
W	4,3	3,6	2,8	3,8	2,7	4,2	< 0,5	3,4	3,2	2,6	2,4	2,3	3,3	5,2	2,3	1,3	0,5	2,6	3,5	3,5	1,3	1,6
Tl	1,66	0,93	0,64	0,78	0,45	1	0,82	0,93	0,89	1,48	1,76	0,64	0,77	0,38	1,82	2,02	1,49	1,19	1,45	1,83	2,03	1,83
Pb	18	21	47	47	48	17	31	50	59	45	27	63	39	55	29	42	43	35	29	31	34	40
Bi	0,4	0,4	0,1	0,5	0,2	0,4	0,3	1,1	1,5	0,5	0,1	0	0,8	0,6	0,4	0,4	0,8	0,2	0,1	0,1	0,2	0,9
Th	16,8	18,8	19,4	0,95	5,04	2,54	5,49	2,1	0,69	1,65	0,85	21,3	9,08	7	15,4	14,4	3,36	59,2	64,1	46,7	53,4	4,42
U	7,46	3,02	7,37	1,79	3,05	6,92	1,97	1,1	1,71	18,2	2,92	6,57	7,56	3,8	5,7	5,33	3,74	4,76	8,03	4,79	13,4	2,88

(Continuação)

**ANEXO B – COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM REE PARA AS AMOSTRAS DO GRUPO DO DOURO, MESOSSOMAS, LEUCOSSOMAS
E LEUCOGRANITOS.**

	<i>Grupo do Douro</i>								<i>Mesossomas</i>												
	FD1	FD2	FD9	FD10	FD21	FD23	FD83b	FD89	FD15	FD20	FD25	FD28	FD49F	FD86B	FD86d2	FD91c	FD92c	FD94a	FD94c	FD95d	FD95e
La	58,1	61	50,7	55,1	61,3	52,5	56,9	53,3	59,1	50,3	71,6	75,7	54,5	52,1	49,6	43,6	55,6	46,4	50,9	46,4	58,6
Ce	115	119	97,5	112	114	105	109	98,9	123	96,4	144	160	107	104	94,4	84,8	109	88,2	96,5	90,9	112
Pr	13,3	13,7	11,3	12,8	13,8	11,8	12,3	11,9	15	11,1	16,4	18	12,1	11,3	10,8	9,73	12,1	10	10,9	10,6	12,6
Nd	46,5	48,5	39,1	46,5	49,5	41,5	44,3	42,7	59,9	39	59,4	65,5	45,3	41,8	40	36,9	45,9	37,3	40,1	40,5	47,7
Sm	8,86	9,07	7,2	8,97	9,09	8,01	8,17	8,11	13	7,23	11,5	12,4	8,71	7,71	7,56	7,23	8,85	6,99	7,78	7,84	9,15
Eu	1,81	1,84	1,15	1,59	2,02	1,52	1,68	1,61	2,98	1,18	1,66	1,66	1,83	1,27	1,28	1,56	1,35	1,44	1,43	1,73	1,65
Gd	7,05	7,53	5,98	6,85	7,36	6,56	5,96	6,34	11,3	5,82	9,08	10,3	7,13	6,22	6,41	6,23	7,16	5,8	6,59	6,62	7,48
Tb	1,11	1,1	0,88	1,06	1,08	0,96	0,91	0,96	1,65	0,86	1,41	1,62	1,14	0,98	0,95	0,92	1,03	0,86	0,98	1,01	1,06
Dy	6,28	6,43	5,11	6,06	6,33	5,64	5	5,76	9,15	4,91	8,1	9,26	6,67	5,62	5,75	5,42	6,07	4,87	5,63	5,86	6,04
Ho	1,18	1,23	0,99	1,17	1,18	1,11	0,93	1,07	1,62	0,94	1,52	1,76	1,27	1,09	1,12	1,06	1,17	0,91	1,11	1,11	1,13
Er	3,43	3,52	2,8	3,44	3,33	3,11	2,87	3,2	4,22	2,64	4,32	5,28	3,73	3,08	3,4	3,06	3,31	2,7	3,15	3,25	3,32
Tm	0,497	0,497	0,413	0,5	0,464	0,457	0,407	0,457	0,599	0,371	0,613	0,793	0,532	0,45	0,475	0,458	0,485	0,387	0,449	0,505	0,468
Yb	3,28	3,3	2,72	3,21	3,06	2,94	2,61	3,04	3,6	2,4	4,09	5,15	3,57	3,09	3,13	2,94	3,1	2,37	2,92	3,54	3,08
Lu	0,515	0,524	0,414	0,488	0,461	0,445	0,408	0,473	0,508	0,372	0,631	0,798	0,556	0,456	0,467	0,475	0,476	0,352	0,448	0,564	0,454
∑REE	266,9	277,2	226,2	259,7	272,9	241,5	251,4	237,8	305,6	223,5	334,32	368,2	254	239,1	225,3	204,4	255,6	208,9	228,9	220,4	264,7
Eu/Eu*	0,68	0,66	0,52	0,59	0,73	0,62	0,70	0,66	0,74	0,54	0,48	0,44	0,69	0,54	0,55	0,69	0,50	0,67	0,60	0,72	0,59
La_N/Yb_N	11,96	12,48	12,58	11,59	13,52	12,05	14,71	11,83	11,08	14,15	11,82	9,92	10,30	11,38	10,70	10,00	12,11	13,21	11,77	8,85	12,84

	<i>Leucossomas</i>										<i>Leucogranitos</i>									
	FD14	FD18	FD29	FD43b1	FD86d1	FD91a	FD92e	FD94b	FD95c	FD92d	FD16	FD30	FD48	FD58	FD70	FD86c	FD86e	FD91b	FD74	FD75
La	38,9	3,36	12	7,37	16,2	6,4	2,24	8,38	6	51,9	25,8	16,3	22,8	21,8	9,03	55,6	55,4	33,9	64,1	13,1
Ce	82,8	5,8	25,2	13,3	31,3	11,9	3,75	15,2	7,62	111	53,7	34,3	53,5	49,8	19,5	137	163	112	155	27,3
Pr	9,83	0,63	2,88	1,52	3,47	1,34	0,45	1,77	0,88	13	6,38	3,83	6,44	6,08	2,26	16,7	16,3	11,4	18,9	3,13
Nd	36,2	2,18	9,86	5,18	12,6	4,74	1,9	6,67	3,01	48,6	22,3	13,1	22,1	23	8,66	63,4	60,8	45	70,4	11,8
Sm	7,97	0,66	2,29	1,2	2,76	1,18	0,49	1,54	0,54	11,2	5,11	3,24	5,09	5,15	2,49	12,2	12,1	11,7	13,5	3,31
Eu	1,36	0,268	1,49	0,424	1,28	0,899	0,68	1,01	0,259	1,87	0,647	1,07	0,529	0,58	0,597	0,926	0,868	0,497	0,706	0,755
Gd	6,18	0,66	2,17	0,84	2,65	1,28	0,45	1,7	0,41	6,82	4,6	2,91	3,37	3,85	2,33	6,6	6,93	7,53	7,07	2,95
Tb	0,82	0,13	0,35	0,17	0,42	0,29	0,11	0,29	0,07	0,61	0,65	0,5	0,59	0,5	0,38	0,83	0,8	0,93	0,76	0,34
Dy	3,83	0,94	1,87	0,97	2,84	1,97	0,76	1,81	0,44	1,83	2,72	3,08	2,67	2,14	2,09	3,76	3,54	3,42	3,35	1,25
Ho	0,62	0,19	0,33	0,17	0,6	0,38	0,17	0,34	0,08	0,27	0,33	0,55	0,32	0,29	0,27	0,61	0,56	0,44	0,49	0,16
Er	1,61	0,59	0,86	0,51	1,7	1,04	0,56	1,06	0,27	0,69	0,68	1,59	0,76	0,78	0,67	1,64	1,47	0,94	1,24	0,43
Tm	0,222	0,11	0,127	0,082	0,251	0,173	0,11	0,161	0,051	0,086	0,076	0,25	0,114	0,115	0,095	0,226	0,183	0,115	0,167	0,06
Yb	1,43	0,88	0,83	0,6	1,83	1,11	0,68	1,09	0,38	0,49	0,44	1,58	0,65	0,67	0,52	1,35	1,07	0,63	0,98	0,37
Lu	0,209	0,147	0,131	0,092	0,262	0,168	0,108	0,168	0,06	0,07	0,065	0,23	0,098	0,087	0,071	0,205	0,164	0,074	0,136	0,05
∑REE	191,9	16,5	60,4	32,4	78,1	32,9	12,5	41,2	20,1	248,4	123,5	82,5	119	114,8	48,9	301	323,1	228,6	336,8	65
Eu/Eu*	0,57	1,23	2,01	1,23	1,43	2,23	4,35	1,90	1,62	0,61	0,40	1,04	0,37	0,38	0,75	0,29	0,27	0,15	0,20	0,72
La_N/Yb_N	18,36	2,58	9,76	8,29	5,98	3,89	2,22	5,19	10,66	71,49	39,58	6,96	23,68	21,96	11,72	27,80	34,95	36,32	44,15	23,90